

УДК 552+550.42+559.122(571.65)

ИМПАКТОГЕНЕЗ ВПАДИНЫ ЭЛЬГЫГЫТГЫН КАК ВУЛКАНИЧЕСКОЕ ЯВЛЕНИЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

2. О ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОХИМИИ ИМПАКТИТОВ

© 2010 г. **В. Ф. Белый**

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, 685000

Поступила в редакцию 14.05.2009 г.

Детальное петрографическое изучение импактитов впадины Эльгыгытгын позволило разделить их на дацит-риолитовую (преобладающую) и базальт-андезитовую (около 1% от общего количества импактитов) группы. Протолитом дацит-риолитовой группы являлись породы меловой игнимбритовой формации ОЧВП, откуда глубина их образования оценивается 1–1.5 км. Импактиты базальт-андезитовой группы, в целом более ранние, образовались из протолитов, по-видимому, метаморфических и магматических комплексов фундамента ОЧВП, залегающих на глубинах 6.5–8.5 км. Различия глубины формирования этих групп импактитов подтверждаются особенностями состава клинопироксена. Между глубинными и малоглубинными импактитами устанавливаются геохимические связи, проявленные в характере распределения Ni, Cr и Co. Последовательность развития малоглубинного импактогенеза представляет собой ряд: импактированный игнимбрит → пемза → шлак → массивное стекло. Стекла имеют наиболее однородный общий химический состав, но и они характеризуются высокой неоднородностью состава витрических фаз, что говорит о быстром и дискретном процессе импактогенеза, который препятствовал гомогенизации расплава. Стекла – конечный продукт импактогенеза, они характеризуются резким падением содержания флюида и его восстановительных компонентов.

ВВЕДЕНИЕ

Главным достижением в изучении петрографии эльгыгытгынских импактитов было разделение их на базальт-андезитовую (глубинную) и дацит-риолитовую (малоглубинную) группы [4]. Как показано ранее, на долю базальт-андезитовой группы приходится не более 1% от общего количества импактных пород. Обычно они встречаются в виде ксенолитов (включений) в импактитах дацит-риолитовой группы. Но в плиоценовых образованиях на р. Энмываам (точка 107) слой “базальтовой” тефры (обр. 107-9) завершает разрез отложений, состоящих из “риолитовой” тефры. Примеры сонахождения ксенолитов глубинных импактитов с вмещающими их малоглубинными импактитами показаны в “Статье 1” на рис. 6, 7 и 9. Химический состав глубинных и малоглубинных импактитов приведен в табл. 1.

Специфика внешнего облика импактных пород крайне затрудняет распознавание в штуфах ксенолитов менее 5 мм. Поэтому объекты меньшего размера в дальнейшем называются микроксенолитами. Они достаточно разнообразны, встречаются не только в малоглубинных, но и в глубинных импактитах, однако изучены недостаточно. По-видимому, к числу глубинных импактитов следует относить также пемзу (обр. 103-39), образовавшуюся, скорее всего, в результате импактного вспучивания триасовых глинистых сланцев. Кроме того, надо помнить, что в импактитах дацит-риолитовой группы обнаружены ксенолиты относительно глубинных

пород, не подвергшихся импактному воздействию: палеозойские(?) известняки, кремнисто-глинистые сланцы (точка 1), адезининиты (обр. 410-83).

ИМПАКТИТЫ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВОЙ ГРУППЫ (ГЛУБИННЫЕ)

Глубинные импактиты характеризуются значительными различиями петрографии, химического состава и геохимических особенностей [3, 4]. “Базальтоиды” представлены полностью (обр. 1М-6) или преимущественно ~95% поверхности шлифа (обр. 103-34, 107-9) витрическими фазами, содержащими только микровкрапленники клинопироксена. Это магнезиальные и высокомагнезиальные породы с повышенным содержанием калия, с низким или пониженным – кальция и натрия, с повышенным или высоким содержанием хрома, никеля и кобальта.

“Адезитоиды” обнаружены только в двух точках 3 и 410. Они отличаются значительными вариациями состава, текстур и структур, особенно в точке 3, так что практически нет двух одинаковых ксенолитов (включений). Среди них встречаются многофазные автомагматические брекчии, присутствуют брекчии “пропитанные” импактным расплавом кислого состава; встречаются породы массивного облика, но преобладают пузыристые. В “андезитоидах”, помимо микровкрапленников клинопироксена, широко распространены микролиты плагиоклазов, составляющие иногда до 40% объема по-

Таблица 1. Химический состав глубинных (№ образца без скобок) и установленных в сонахождении с ними малоглубинных импактитов (№ образца в скобках)

| № п/п | № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Cr | Ni | Co |
|-------|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|-------|-------|
| 1 | 103-34* | 55.93 | 0.6 | 13.56 | 7.8 | 0.13 | 11.64 | 5.27 | 2.41 | 2.41 | 0.18 | 247.1 | 200.7 | 90.2 |
| 2 | (103-8) | 69.75 | 0.35 | 15.14 | 3.7 | 0.07 | 1.44 | 2.56 | 2.93 | 4.03 | 0.04 | 20.8 | 57.6 | 21.9 |
| 3 | 1М-6 | 53.08 | 0.89 | 17.98 | 12.29 | 0.14 | 7.89 | 3.95 | 1.34 | 2.15 | 0.29 | 60.6 | 46.9 | 48.5 |
| 4 | (1М-6м) | 70.52 | 0.29 | 15.4 | 3.08 | 0.06 | 0.9 | 2.28 | 2.99 | 4.41 | 0.06 | 13.3 | 8.3 | 7.4 |
| 5 | 107-9 ** | 51.47 | 1.02 | 15.69 | 9.8 | 0.24 | 10 | 8.3 | 1.8 | 1.42 | 0.27 | 156.6 | 75.3 | 41.6 |
| 6 | (107-6)** | 73.47 | 0.41 | 16.39 | 3.92 | 0.06 | 0.94 | 0.8 | 0.4 | 3.5 | 0.1 | 8 | 4.3 | 9.9 |
| 7 | К3-1ав | 58.61 | 0.84 | 16.45 | 7.7 | 0.16 | 5.21 | 6.46 | 2.57 | 1.85 | 0.16 | 28.4 | 73.6 | 52 |
| 8 | (К3-1а) | 70.61 | 0.36 | 15.26 | 2.96 | 0.06 | 0.72 | 2.41 | 3.53 | 4.02 | 0.07 | 4.4 | 2.7 | 9.9 |
| 9 | 33-27 | 58.83 | 0.81 | 17.29 | 7.59 | 0.13 | 3.72 | 6.68 | 2.49 | 2.16 | 0.28 | 12.5 | 6 | 19.6 |
| 10 | 33-16в | 59.05 | 0.82 | 13.35 | 7.42 | 0.13 | 3.69 | 6.88 | 2.77 | 1.77 | 0.11 | 7.8 | 5.9 | 21.6 |
| 11 | (33-16м) | 69.5 | 0.42 | 15.52 | 3.43 | 0.06 | 0.93 | 2.64 | 3.53 | 3.91 | 0.06 | 5.9 | 5.3 | 14.8 |
| 12 | 33-23 | 59.18 | 0.84 | 16.51 | 7.89 | 0.12 | 4.08 | 5.69 | 2.4 | 3.14 | 0.16 | 25.4 | 62 | 66.9 |
| 13 | 33-25 | 59.4 | 0.81 | 16.29 | 8.29 | 0.1 | 2.81 | 5.45 | 2.52 | 3.62 | 0.23 | 15.6 | 12.5 | 35.7 |
| 14 | К3-2 | 61.51 | 0.83 | 16.72 | 6.82 | 0.13 | 2.92 | 5.25 | 2.19 | 5.5 | 0.13 | 12.2 | 21.3 | 33.5 |
| 15 | 402-2вк | 61.96 | 0.73 | 17.23 | 6.07 | 0.09 | 2.95 | 5.49 | 2.9 | 2.43 | 0.14 | 8.5 | 3.8 | 7.5 |
| 16 | (402-2) | 69.87 | 0.36 | 15.59 | 2.97 | 0.07 | 0.7 | 2.64 | 3.62 | 4.09 | 0.09 | 2.2 | 1.5 | 4.7 |
| 17 | 410-81* | 57.54 | 0.87 | 16.95 | 7.62 | 0.14 | 4.37 | 7.36 | 3.22 | 1.67 | 0.27 | 18.8 | 13.8 | 25.7 |
| 18 | (410-8)* | 70.53 | 0.35 | 15.23 | 2.96 | 0.06 | 0.68 | 2.43 | 3.59 | 4.11 | 0.06 | 4.9 | 5 | 13.7 |
| 19 | 410-6в | 61.31 | 0.76 | 16.04 | 6.37 | 0.29 | 3.31 | 5.63 | 3.53 | 2.57 | 0.19 | 6.5 | 3.1 | 8.2 |
| 20 | 103-39 | 66.79 | 0.34 | 24.41 | 3.32 | 0.01 | 0.63 | 0.29 | 0.87 | 3.32 | 0.01 | 6 | 23.88 | 13.73 |

Примечание. Все железо в форме Fe₂O₃. * – среднее по двум анализам одного образца, ** – плиоценовые отложения, р. Энмываам. Местонахождения анализируемых образцов в статье 1. Номера п/п: 1, 2 – т. 103 (1 – “бонинит” – глубинный импактит, 2 – риолитовое стекло); 3, 4 – т. 1 (3 – “капля гиалоандезибазальта” – глубинный импактит, 4 – риолитовый шлак); 5, 6 – т. 107 (5 – “базальтовая” тефра – глубинный импактит, 6 – риолитовая тефра); 7–16 – т. 3, 17–19 – т. 410 (ксенолиты “андезитоидов” – глубинных импактитов и заключающие их шлаки риолитового состава); 20 – т. 103 (пемза по триасовому глинистому сланцу?).

роды. Химический состав пород непостоянен: значительно колеблется содержания магния и железа, намечается обратная корреляционная зависимость между калием и магнием и прямая – между калием и железом; несколько повышены содержания никеля. Химический состав витрических фаз импактитов базальт – андезитовой группы приведен в табл. 2.

Подробная характеристика глубинных импактитов, приведенная в [4], дополняется новыми данными о составе витрических фаз ксенолитов крупной “капли” и мелких обломков афирового шлака магнезиального низкокальциевого “андезибазальта” (обр. 1М-6), которые недавно получены Л.И. Глазковской и любезно мне предоставленные.

В шлифе при 9–40-кратном увеличении “андезибазальтовый” шлак (обр. 1М-6) представляет собой черную однородную массу; хорошо видно, что граница между основным и вмещающим его кислым шлаком четкая диффузная с интервалом перехода 0.01–0.005 мм. Сонахождение импактитов глубинной и малоглубинной групп (статья 1, рис. 7,

обр. 1М-6) сходно с наблюдавшимся Е.Н. Гриб в вулканических бомбах контрастного (базальт–риолитового) состава в продуктах извержения Карымского вулкана 2–3 января 1996 г. [6]. Изучение на микрозонде показало резкую гетерогенность состава черной витрической массы. В ней, на основании съемок по площади и средних по нескольким определениям в однородных участках-полях, различаются следующие наиболее распространенные элементы: 1) поля близкие к валовому химическому составу шлака, состоящие из кислого стекла и переменного количества кристаллитов глиноземистых орто- и клинопироксенов и плагиоклазов; 2) участки отвечающие по составу жедриту, битовниту, кордиериту с примесью калиевого полевого шпата, возможно, граната (ассоциация подобная установленной в “бонините”, табл. 2 обр. 103–34); 3) участки трахидацитового и риолитового состава, в которых находятся кристаллиты глиноземистых клинопироксенов (Al₂O₃ – 11.13%) и ортопироксенов (Al₂O₃ – 7.61–9.34%).

Таблица 2. Химический состав витрических фаз импактитов

| № п/п | № образца | № анализа | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | |
|-------|-----------|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|------|
| 1* | 103-34 | 67 | 39.03 | 2.89 | 17.17 | 14.39 | 0.3 | 20.85 | 0.94 | 1.94 | 2.36 | |
| 2* | | 68 | 49.86 | 0.31 | 17.65 | 9.09 | 0.16 | 16.97 | 1.76 | 1.96 | 2.08 | |
| 3* | | 66 | 65.25 | 0.04 | 18.89 | 1.52 | 0.01 | 0.47 | 1.71 | 4.99 | 6.63 | |
| 4* | | 39 | 49.07 | 0.15 | 12.22 | 10.38 | 0.04 | 23.88 | 3.11 | 0.31 | 0.05 | |
| 5* | | 40 | 51.07 | 0.21 | 4.63 | 12.14 | 0.21 | 27.52 | 2.78 | 0.05 | 0.06 | |
| 6* | | 38 | 50.41 | 0.3 | 32.15 | 6.16 | 0.22 | 1.63 | 0.59 | 1.71 | 3.86 | |
| 7* | | 42 | 51.8 | 0.44 | 27.78 | 6.95 | 0.03 | 4.57 | 0.8 | 1.28 | 4.19 | |
| 8* | | 53 | 55.15 | 0 | 4.76 | 8.86 | 0.22 | 29.52 | 0.64 | 0.31 | 0.03 | |
| 9* | | 57 | 60.74 | 0 | 24.04 | 0.65 | 0 | 0.2 | 6.22 | 5.63 | 2.08 | |
| 10 | 107-9 | 2-9 | 57.29 | 0.04 | 13.7 | 7.67 | 0.1 | 14.14 | 2.58 | 2.25 | 2.5 | |
| 11* | | 35 | 58.62 | 0.7 | 17.25 | 4.28 | 0.21 | 7.98 | 3.49 | 3.43 | 3.98 | |
| 12* | | 72 | 61.72 | 0.02 | 20.98 | 1.81 | 0.07 | 1.18 | 3.09 | 5.05 | 2.78 | |
| 13 | | 5-1 | 69.32 | 0.41 | 14.95 | 2.79 | 0.02 | 0.97 | 2.85 | 5.76 | 4.4 | |
| 14 | | 2-24 | 52.19 | 0.17 | 28.16 | 1.94 | 0.03 | 1.07 | 11.64 | 3.25 | 1.55 | |
| 15 | | 1-3-14 | 51.97 | 0.52 | 21.92 | 5.85 | 0.09 | 5.22 | 9.64 | 3.58 | 1.2 | |
| 16 | | 2-21 | 52.74 | 1.2 | 16.29 | 9.88 | 0.2 | 9.33 | 7.01 | 2.11 | 1.23 | |
| 17 | | 33-25 | 24(1) | 56.11 | 5.3 | 10.5 | 13.68 | 0.2 | 8.04 | 1.7 | 0.71 | 3.31 |
| 18 | | | 18(1) | 62.18 | 1.81 | 11.09 | 12.8 | 0.15 | 5.31 | 1.29 | 0.97 | 4.59 |
| 19 | 25(1) | | 70.05 | 0.03 | 17.22 | 1.1 | 0.06 | 0.37 | 2.98 | 1.9 | 5.7 | |
| 20 | 46(2) | | 55.07 | 2.02 | 14.58 | 9.8 | 0.21 | 8.69 | 7.54 | 1.66 | 1.81 | |
| 21* | 339(2) | | 60.06 | 1.1 | 13.8 | 11.52 | 0.18 | 3.59 | 3.4 | 1.95 | 4.22 | |
| 22* | 335(3) | | 56.03 | 1.66 | 11.05 | 14.27 | 0.37 | 6.7 | 4.84 | 1.72 | 3.26 | |
| 23* | 333(3) | | 65.43 | 1.31 | 10.15 | 10.6 | 0.11 | 4.21 | 2.62 | 1.49 | 3.71 | |
| 24 | 3(3) | | 69.76 | 0.62 | 10.31 | 9.71 | 0.14 | 3.21 | 0.96 | 0.73 | 4.1 | |
| 25* | 334(3) | | 69.44 | 0.03 | 16.22 | 1.51 | 0.14 | 0.62 | 2.62 | 1.65 | 7.12 | |
| 26* | 332(3) | 69.75 | 0.07 | 16.48 | 1.01 | 0 | 0.19 | 2.52 | 2.68 | 7.04 | | |
| 27* | 331(3) | 66.3 | 0.06 | 17.7 | 0.13 | 0 | 0 | 0.24 | 1.09 | 14.21 | | |
| 28* | 336(3) | 65.65 | 0 | 18.16 | 0.21 | 0 | 0 | 0.34 | 1.17 | 14.34 | | |
| 29* | КЗ-1ав | КЗ-11 | 55.81 | 0.31 | 13.31 | 12.26 | 0.04 | 10.52 | 3.23 | 2.47 | 1.59 | |
| 30* | | КЗ-6 | 60.01 | 1.46 | 16.12 | 7.02 | 0.08 | 4.4 | 5.74 | 2.85 | 2.08 | |
| 31* | | КЗ-9 | 72.48 | 0.16 | 14.04 | 1.51 | 0.24 | 0.62 | 1.07 | 2.56 | 6.63 | |
| 32* | | КЗ-5 | 70.37 | 0.28 | 15.15 | 2.24 | 0.09 | 0.51 | 2.92 | 4.21 | 3.51 | |
| 33* | | КЗ-4 | 76.9 | 0.13 | 11.58 | 1.59 | 0.16 | 0.53 | 0.55 | 2.48 | 5.6 | |
| 34* | | КЗ-17 | 50.65 | 0.84 | 6.09 | 27.31 | 0.2 | 9.82 | 1.92 | 0.67 | 2.28 | |
| 35 | 33-16в | 1-5-6 | 58.29 | 0.92 | 17.6 | 8.01 | 0.29 | 1.9 | 6.8 | 3.56 | 3.14 | |
| 36 | | 1-7-2 | 70.54 | 0 | 16.4 | 1.17 | 0 | 0.24 | 4.2 | 2.79 | 4.61 | |
| 37 | | 1-6-10 | 55.03 | 0.01 | 27.47 | 0.72 | 0 | 0.07 | 11.16 | 5.13 | 0.68 | |
| 38 | | 1-6-6 | 54.97 | 0.24 | 22.61 | 4.01 | 0.06 | 4.9 | 7.52 | 4.43 | 1.31 | |

Примечание. Знаком * – при № п/п здесь и в табл. 1 отмечены анализы, выполненные Л. И. Глазковой (МГУ). Все железо (здесь и в табл. 1) в форме FeO. В обр. 33-25 при № анализа цифры в скобках: “фазы” с пилотакситовой (1), гиалопилитовой (2), гиалиновой (3) структурами.

Таблица 3. Среднее содержание SiO₂, Na₂O, K₂O в импактитах дацит-риолитовой группе во впадине Эльгыгытгын и за ее пределами

| Объект | Точка 1 | | Точка 2 | | Точки 5, 6 | | Точка 103 | | Точки 107, 119 | | Точка 3 | Точка 410 |
|-------------------|---------|--------|---------|--------|-------------|--------|-------------|--------|----------------|--------|---------|-----------|
| | Шлак | Стекло | Шлак | Стекло | Шлак, пемза | Стекло | Шлак, пемза | Стекло | Шлак, пемза | Стекло | Шлак | Шлак |
| SiO ₂ | 66.76 | 67.98 | 65.31 | 69.73 | 70.14 | 70.10 | 73.45 | 69.76 | 70.36 | 70.90 | 69.92 | 70.20 |
| Na ₂ O | 3.41 | 3.87 | 3.86 | 3.34 | 2.84 | 3.41 | 2.82 | 3.60 | 2.02 | 1.53 | 3.62 | 3.55 |
| K ₂ O | 3.73 | 3.77 | 3.45 | 4.08 | 3.84 | 4.12 | 4.13 | 4.04 | 4.16 | 3.78 | 4.08 | 4.05 |
| к-во анал-в | 21 | 6 | 2 | 2 | 3 | 3 | 10 | 9 | 3 | 5 | 8 | 4 |

Намечаются некоторые связи состава глубинных импактитов с особенностями геологического строения рассматриваемого района. Состав витрической массы “бонинита” (обр. 103-34) дает основание считать, что это продукт смешения мафических и фельзических компонентов архейского кристаллического фундамента чукотских мезозоид, лежащего на глубине 6.5–8.5 км от дневной поверхности, а обнаруженная здесь же белая пемза (табл. 3, обр. 103-39) образовалась, по-видимому, из триасового глинистого сланца. Протолитом импактной тефры базальтового состава (обр. 107-9) мог быть магнезиальный базит застывшего периферического магматического очага (Энмываамской свиты) во внутренней зоне ОЧВП [4].

В зоне линеймента, составляющего границу внешней и внутренней зон ОЧВП, ксенолиты глубинных импактитов по валовому химическому составу относятся к “андезитам” (точки 3, 410) и “андезибазальту” (обр. 1М-6). Среди “андезитовых” ксенолитов практически нет одинаковых по валовому химическому составу пород. Они отличаются значительными вариациями содержаний калия, магния и железа. В них обнаружены микроксенолиты минералов (калиевые полевые шпаты, магнезиальные амфиболы, те и другие с кристаллами апатита, клинопироксенов, в том числе титанавгита); иногда встречаются вулканыты основного состава. Протолитами для “андезитовых” ксенолитов могли быть резко контрастные по составу магматические или скорее всего метаморфические образования с преобладанием разностей среднего состава. В них достаточно широко были представлены породы с калиевыми полевыми шпатами, иногда сильно обогащенные железом. В особенностях состава витрической массы “андезибазальта” обнаруживаются черты сходства с протолитом “бонинита” и “андезитов”.

ИМПАКТИТЫ ДАЦИТ-РИОЛИТОВОЙ ГРУППЫ (МАЛОГЛУБИННЫЕ)

В предыдущей статье показано, что каждое из главных местонахождений малоглубинных импактитов характеризуется особыми, отличными от дру-

гих породными ассоциации, что свойственно также глубинным импактитам и в чем проявляется определенная связь с особенностям тектонического положения впадины Эльгыгытгын. В зоне линеймента, составляющего границу между внешней и внутренней зонами ОЧВП, распространены исключительно (точки 3, 410) или значительно преобладают шлаки – высоко насыщенные флюидом импактные расплавы. В местонахождениях импактитов на территории внешней зоны ОЧВП (точки 5, 6, 103) преобладают в разной мере стекла. Характер распространения, особенности изменения видов импактитов по разрезу плиоценовых отложений в районе слияния рек Энмываам и Мечекрыннэтвеем (точки 107, 108, 119, 10) позволяют предполагать здесь самостоятельный центр импактогенеза.

Примечательно отсутствие среди эльгыгытгынских импактитов зювитов, обычных в других кольцевых структурах, относимых к астроблемам. Согласно метеоритной гипотезе импактогенеза объемы продуктов дробления, плавления и испарения соотносятся как 100 : 0.1 : 0.01 [10]. Литифицированная смесь продуктов дробления и плавления (при количестве последних более 10%) называется зювитами [19]. Формально вся совокупность импактитов (импактированный игнимбрит, пемза, шлак, стекло), наблюдаемая в точках 1 и 103, соответствует понятию зювит, но они не образуют единых геологических тел. Более того, они представляют собой не фации одноактного процесса, а последовательные стадии импактогенеза. Важно и то, что количественно продукты дробления (импактированные игнимбриты) либо существенно уступают продуктам плавления (точки 1, 2, 103), либо отсутствуют или встречаются в виде мелких обломков в шлаках (точки 5, 6, 3, 410). Возможно, к настоящим зювитам относятся эруптивный песок, дресва и мелкообломочные брекчии, состоящие из импактированных игнимбритов с примесью стекла и шлака. Их формирование, как показано ранее (точки 1, 6), предшествовало появлению большей части продуктов плавления.

Как показано ранее [2], в пемзах и шлаках устанавливаются петрохимические аналоги всех стра-

тиграфических подразделений меловых игнимбритовых формаций ОЧВП: от андезидацитов каленьмуваамской свиты до ультракислых риолитов пыкарваамской и эргываамской свит. Это дает основание полагать, что в шлаках представлены не подвергшиеся гомогенизации импактные расплавы. Преимущественно риолитовый и риодацитовый общий химический состав стекол (при отсутствии андезидацитовых и ультракислых составов) может говорить и о развивавшейся гомогенизации расплавов, и/или о том, что расплавы стекол генерировались преимущественно в меловых игнимбритах риолитового состава. В табл. 3 даны средние содержания SiO_2 , Na_2O и K_2O в средних составах шлаков и стекол эльгыгытгынских импактитов. Шлаки и стекла точки 1 имеют одинаковый, дацитовый состав. В точках 5 и 6, 107 и 119 при одинаковом количестве SiO_2 (70–71%) содержания щелочных металлов подвержены значительным колебаниям. В точке 2 состав стекол более кислый, чем шлаков при близких содержаниях Na_2O , а в точке 103 более кислыми являются шлаки и пемзы, содержания K_2O в тех и других одинаковы.

Общий химический состав стекол, шлаков и пемз точки 1 и шлаков точки 2 дает основание считать, что эти импактные породы образовались главным образом из вулканитов нижней подсвиты пыкарваамской свиты, а химический состав пемзы (вспученного игнимбрита) обр. 1-2 говорит о вероятности ее образования из пород каленьмуваамскую свиты. В остальных местонахождениях, расположенных внутри впадины, состав импактитов соответствует игнимбрикам верхней подсвиты пыкарваамской свиты. Различие между шлаками и пемзой, с одной стороны, и стеклами – с другой, в точке 103 может говорить либо о различиях протолита, либо о более раннем близком к эвтектическому образованию расплава, из которого возникли шлаки и пемза. Специфичность состава импактитов в отложениях террас (точки 107, 119), вероятно, отражает состав присутствующих в эргываамской свите обедненных натрием игнимбритов.

Резкое преобладание витрической массы, многообразие структурных соотношений разных фаз, крайне неоднородный ее состав, не позволяют в рамках статьи дать систематическое описание петрографии импактитов. Поэтому ниже характеризуются общие особенности вида и некоторые, наиболее интересные и изученные образцы импактитов, химический состав которых приведен в табл. 4.

Пемзы (в большинстве случаев это вспученные игнимбриты) – белого, светло-серого и коричневатого цвета, в которых различаются очертания кристаллокластов полевых шпатов и кварца, превращенные в диаплектовое стекло; в кварцевом стекле почти всегда присутствует коэсит. Основная масса игнимбритов превращена в тонкопористое стекловатое вещество с пузырьистой текстурой. В качестве примера приводится краткое описание пемзы

Таблица 4. Химический состав некоторых характерных импактитов дацит-риолитовой группы

| Точки | 1-2 | 2 | 103-25 | 103-27 | 5-1 | 6-8 | 103-С2 |
|-------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|
| SiO_2 | 62.67 | 65.79 | 66.13 | 72.56 | 69.45 | 70.62 | 69.04 |
| TiO_2 | 0.66 | 0.55 | 0.55 | 0.36 | 0.38 | 0.34 | 0.37 |
| Al_2O_3 | 19.20 | 16.63 | 16.57 | 16.65 | 15.41 | 15.12 | 15.35 |
| Fe_2O_3 | 5.00 | 4.40 | 4.50 | 3.73 | 3.29 | 2.85 | 3.77 |
| MnO | 0.10 | 0.07 | 0.07 | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.07 |
| MgO | 1.34 | 1.28 | 1.29 | 0.29 | 1.14 | 0.92 | 1.45 |
| CaO | 4.08 | 3.85 | 3.35 | 0.60 | 2.99 | 2.61 | 2.81 |
| Na_2O | 3.33 | 3.76 | 3.81 | 1.61 | 3.17 | 3.27 | 3.03 |
| K_2O | 3.51 | 3.53 | 3.59 | 4.11 | 4.01 | 4.14 | 4.06 |
| P_2O_5 | 0.10 | 0.14 | 0.13 | 0.05 | 0.09 | 0.07 | 0.05 |
| Cr | 4.63 | 2.19 | 6.96 | 5.37 | 2.19 | 7.82 | 16.33 |
| Ni | 2.00 | 2.07 | 4.27 | 2.40 | 5.10 | 4.32 | 25.64 |
| Co | 9.30 | 8.08 | 23.58 | 10.79 | 5.87 | 5.46 | 10.35 |

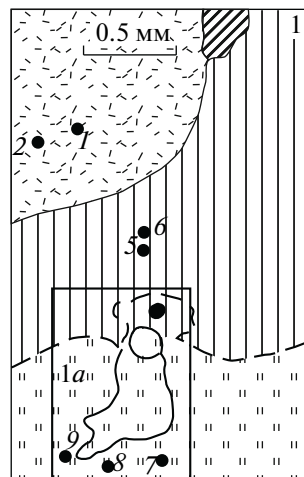
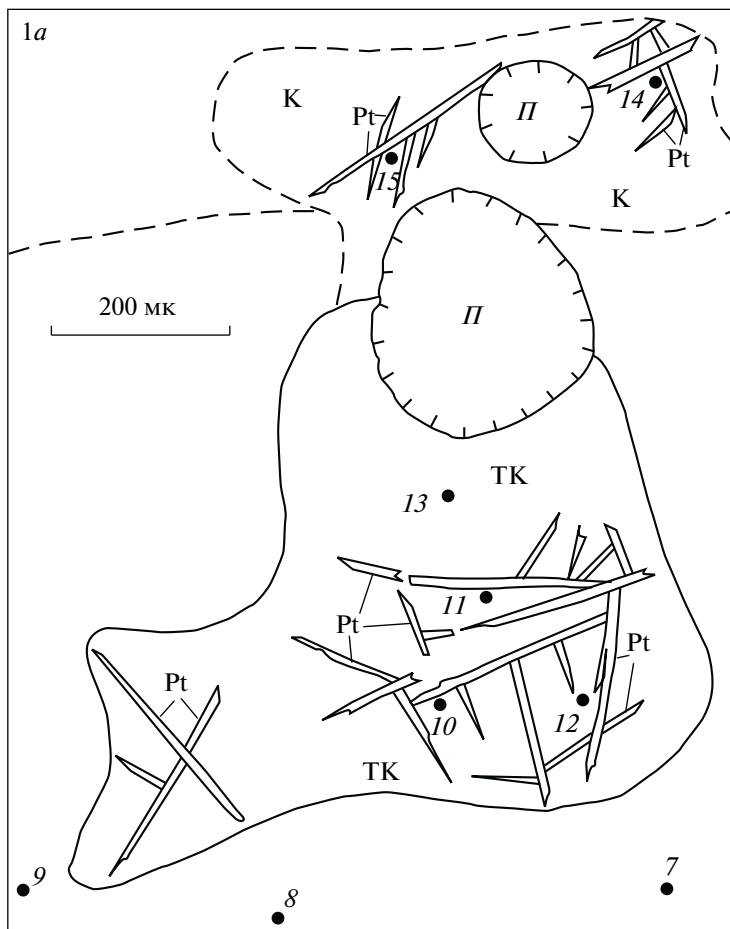
Примечание. Содержания оксидов в %, Cr, Ni, Co – в г/т.

(вспученного игнимбрита, обр. 1-2). Химический состав (андезидацит, табл. 4) и кристаллокласты клинопироксенов и амфибола позволяют предполагать, что протолитом пемзы могли быть игнимбриты каленьмуваамской свиты. Внешне однородная вспученная тонкопористая витрическая основная масса породы составляет более 95% поверхности шифа. В ней содержатся мелкие кристаллокласты клинопироксенов и амфиболов и еще более мелкие каплевидные и неправильной формы черные выделения. Микрозондовые исследования показали, что витрическое вещество имеет кварц ($\leq 10\%$)-полевошпатовый ($\geq 90\%$; ортоклаз 20–30% и андезин 70–80%) состав.

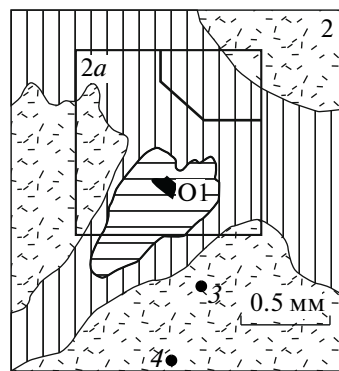
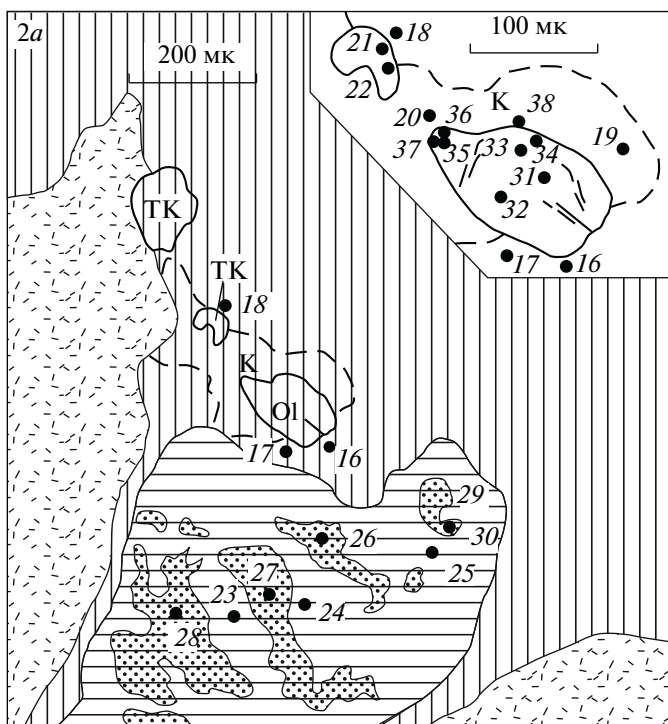
Кристаллокласты цветных минералов обычно находятся внутри пузырей, лишь частично соприкасаются с витрической массой. Преобладают фрагменты (~1 мм) кристаллов клинопироксенов, реже встречается роговая обманка. Пироксены либо светлые, либо буроватые: замещаюцца коричневым веществом. Это низкоглиноземистые ($\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 1\%$) авгиты, в которых содержатся кристаллы апатита, мелкие включения ильменита, рутила, титаномагнетита, магнетита и сфена. Кроме них, изредка встречаются осколки феррофассаита ($\text{FeO} - 10 - 12$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 20 - 25$, $\text{MgO} \leq 0.5\%$), установленные как среди витрической массы, так и среди бурого вещества, замещающего роговую обманку.

Фрагменты черного непрозрачного вещества сходны по составу с гранатом (альмандин) и хлоритом; в последнем присутствуют мелкие кристаллы апатита, отмечаются участками сфен, ильменит.

На стенках пузырей, в которых находятся кристаллокласты авгита, роговой обманки и хлорит, иногда заполняя все пространство между минера-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12



лом и витрической массой, наблюдались полосчатые выделения гидромусковита: SiO_2 47.52, TiO_2 0.10, Al_2O_3 30.77, Cr_2O_3 0.23, FeO 4.80, MnO 0.07, NiO 0.02, MgO 1.61, CaO 0.42, Na_2O 0.71, K_2O 3.71, Σ 89.96.

Шлаки – крупнопузыристые и тонкопористые породы темно-серого, черного, светло-серого, иногда красного и зеленоватого цвета, в которых часто содержатся обломки импактированных игнимбригов, пемзы, диаплектового кварцевого стекла с коэситом. Это испытавшие полное плавление, обычно резко гетеротакситовые породы, образованные полосами, линзами и “комками” различно окрашенных (от светло-коричневой до черной), меняющихся по составу витрических фаз, местами они девитрифицированы. Редко шлаки сложены однородным коричневым полупрозрачным стеклом. В шлаках встречены микровкрапленники (≤ 0.5 мм) клинопироксенов и микролиты плагиоклазов, на долю которых приходится не более 1%. Очень мелкие (≤ 0.1 мм) кристаллы клинопироксенов иногда образуют скопления – микрогломеры. Химический состав некоторых пироксеносодержащих шлаков приведен в табл. 4.

Состав витрических фаз не связан непосредственно с их окраской: наряду с линзами и полосами прозрачного лешательерита отмечаются непрозрачные обособления с содержаниями SiO_2 более 85–90%. Обычны полевошпатовые стекла (смесь ортоклаза и преобладающего андезина); широко распространены стекла дацитового и риолитового состава, нередко калиевого или натриевого типа. Отмечаются участки темной окраски андезитового состава. В зонах девитрификации преобладают кристаллиты андезина (№ 30–50, чаще – 35–40), тогда как редкие микролиты представлены лабрадором.

Мелкие кристаллы и микрогломеры клинопироксена в шлаках дацитового (обр. 103-25) и риолитового (обр. 103-27) состава относятся к низкоглиноземистому ($\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 1\%$) авгиту. Такой же, хотя и несколько более глиноземистый (Al_2O_3 1–2%) состав имеют относительно крупные (0.5 мм) зерна клинопироксенов в обр. 2. Некоторые из них подверглись дроблению. На плоскостях скола кристаллокластов содержание глинозема достигает 7–19%, отмечаются участки с содержанием K_2O 1.10–1.38%. Иногда кристаллы имеют бурую реакционную кайму, в которой установлены, наряду с обычными, составы с высоким содержанием глинозема и калия. Рудные минералы шлаков – обычно титаномагнетит и магнетит.

Стекла – массивные или с небольшим количеством пузырей черные, в тонких сколах иногда полупрозрачные породы, которые иногда содержат редкие реликты диаплектового кварца. В сравнении с другими видами импактитов стекла характеризуются наиболее однородным общим химическим составом [2]. Но в шлифах, как и шлаки, это резко гетеротакситовые по составу породы; практически без микровкрапленников; в редких случаях участками девитрифицированные. Достаточно хорошо различаются два основных текстурных вида стекол: микроблоковый и линзовидно-полосчатый. Первые преобладают внутри впадины (точки 2, 5, 6), вторые встречаются преимущественно в т. 103; их валовый химический состав одинаков (табл. 4).

Микроблоковая текстура интересна тем, что говорит о двух, по крайней мере, стадиях образования стекла, что хорошо представлено в образце 5-1 (рис. 1), характеристика которого приводится ниже. Результаты микрозондового анализа витрической массы стекол приведены в табл. 5. “Блоки” прозрачного бесцветного, довольно однородного стекла риолитового состава (рис. 1; табл. 5, п/п 1-4) “цементированы” пятнистой резко гетеротакситовой витрической массой (рис. 1; табл. 5, п/п 5-30). Иногда между ними наблюдаются постепенные переходы, но в целом “блоки” бесцветного стекла предстают как более раннее образование. В пятнистой витрической массе встречено зерно оливина размером 0.1×0.15 мм.

Гетеротакситовая витрическая масса состоит из бесцветной и/или почти бесцветной матрицы (рис. 1; поле 1, анализы п/п 5-9; поле 2, анализы п/п 16-18) и многочисленных в разной степени окрашенных, вплоть до непрозрачных капле- и линзовидных витрических фаз (рис. 1; поле 1, анализы п/п 10-15; поле 2, анализы п/п 19-22). Кроме того, в гетеротакситовой массе присутствуют включения: (1) еще более неоднородного витрического агрегата (рис. 1; поле 2, анализы п/п 23-30) и (2) витро-микроструктурной породы основного состава. Последняя состоит из тонких лейст лабрадорбитовнита, дендритных кристаллитов клинопироксена, кислого стекла в интерстициях; в ней находится непрозрачное включение Fe-Si-Mg состава с примесью глинозема, кальция и титана.

Как следует из табл. 5, бесцветная и/или слабо окрашенная матрица гетеротакситовой части стекла отличается от “блоков” более раннего прозрачного стекла значительными вариациями состава (по SiO_2 58.6–76.3). Окрашенные фазы имеют в целом более

Рис. 1. Фрагменты микроструктуры импактного стекла, обр. 5-1. Поля 1, 2 в одном шлифе и увеличенные участки (1а, 2а) внутри них: 1 – микроблоки прозрачного однородного стекла; 2 – гетеротакситовый витрический агрегат, цементирующий микроблоки; 3 – участок переходного между 1 и 2 строения; 4 – витро-кристаллический обломок; 5, 6 – резко гетеротакситовый обломок с непрозрачными и полупрозрачными обособлениями (6) в гетеротакситовом агрегате; 7 – границы (а – четкие, б – нечеткие); 8 – ксенокристалл оливина; 9 – микролейсты плагиоклаза; 10 – окраска некоторых участков витрических фаз (К – коричневая, ТК – темно-коричневая); 11 – пузырь; 12 – точки микрозондовых анализов и их порядковый номер по табл. 8.

Таблица 5. Состав витрических фаз импактного стекла, образец 5-1

| № п/п | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| № анализа | 13Д | 14Д | 15G | 16G | 2С | 3С | 4А | 5А | 6А | 4D | 2В | 7В | 3В | 10В | 13В |
| SiO ₂ | 72.79 | 72.63 | 72.61 | 72.03 | 67.04 | 68.59 | 76.26 | 66.35 | 71.52 | 52.11 | 54.34 | 58.13 | 60.61 | 58.91 | 60.80 |
| TiO ₂ | 0.28 | 0.31 | 0.33 | 0.33 | 0.35 | 0.10 | 0.19 | 0.17 | 0.30 | 6.07 | 6.10 | 5.14 | 4.39 | 1.95 | 2.77 |
| Al ₂ O ₃ | 15.01 | 15.35 | 15.32 | 15.70 | 16.60 | 17.09 | 1.62 | 18.82 | 15.03 | 10.31 | 13.07 | 10.41 | 17.06 | 14.44 | 11.33 |
| FeO | 2.28 | 2.46 | 2.42 | 2.54 | 3.36 | 2.35 | 1.85 | 2.34 | 2.37 | 12.71 | 14.55 | 11.06 | 6.37 | 9.72 | 13.32 |
| MnO | 0.02 | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.05 | 0.00 | 0.06 | 0.15 | 0.09 | 0.30 | 0.28 | 0.48 | 0.17 | 0.43 | 0.37 |
| MgO | 0.92 | 0.77 | 0.74 | 0.83 | 1.14 | 1.17 | 0.59 | 0.78 | 0.71 | 6.47 | 3.04 | 5.33 | 1.02 | 4.18 | 5.13 |
| CaO | 2.46 | 2.36 | 2.36 | 2.61 | 2.29 | 1.81 | 0.96 | 3.15 | 2.15 | 8.25 | 5.68 | 7.16 | 6.62 | 5.31 | 3.60 |
| Na ₂ O | 2.56 | 2.92 | 3.56 | 3.58 | 2.93 | 3.32 | 1.98 | 3.35 | 2.92 | 1.17 | 1.54 | 1.56 | 3.20 | 2.35 | 1.33 |
| K ₂ O | 4.13 | 4.07 | 4.66 | 4.39 | 4.72 | 4.97 | 4.60 | 4.45 | 4.73 | 1.98 | 2.93 | 2.66 | 1.27 | 3.12 | 3.16 |
| Tot. | 100.43 | 100.92 | 101.06 | 101.11 | 98.48 | 99.71 | 98.01 | 99.56 | 99.84 | 99.37 | 101.53 | 101.92 | 100.72 | 100.39 | 101.81 |
| № п/п | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 |
| № анализа | 12F | 13F | 5F | 2G | 15E | 4F | 3F | 11G | 16F | 6G | 7G | 14F | 9G | 5G | 3G |
| SiO ₂ | 58.64 | 61.77 | 69.82 | 56.11 | 66.67 | 63.35 | 65.00 | 96.71 | 89.28 | 75.21 | 51.888 | 54.40 | 59.54 | 60.13 | 17.23 |
| TiO ₂ | 0.04 | 0.15 | 0.41 | 0.30 | 0.33 | 2.02 | 1.91 | 0.00 | 0.35 | 0.08 | 0.04 | 0.06 | 0.38 | 1.42 | 4.63 |
| Al ₂ O ₃ | 24.53 | 18.48 | 15.58 | 13.83 | 15.32 | 17.98 | 15.99 | 0.93 | 4.07 | 13.82 | 25.95 | 25.88 | 23.26 | 18.19 | 13.50 |
| FeO | 6.64 | 6.49 | 2.67 | 11.66 | 6.57 | 3.31 | 4.04 | 0.24 | 0.61 | 2.23 | 10.84 | 10.13 | 6.14 | 10.02 | 60.18 |
| MnO | 0.13 | 0.10 | 0.05 | 0.20 | 0.21 | 0.00 | 0.17 | 0.06 | 0.06 | 0.00 | 0.09 | 0.13 | 0.05 | 0.09 | 0.16 |
| MgO | 4.18 | 3.72 | 1.12 | 7.21 | 2.87 | 1.21 | 1.82 | 0.17 | 0.19 | 0.53 | 4.06 | 4.37 | 2.61 | 4.53 | 4.48 |
| CaO | 2.21 | 4.23 | 2.13 | 2.72 | 4.09 | 5.42 | 4.25 | 0.02 | 0.09 | 0.91 | 0.64 | 0.36 | 0.88 | 1.30 | 0.18 |
| Na ₂ O | 2.73 | 2.56 | 2.83 | 2.39 | 2.93 | 3.95 | 3.90 | 0.05 | 1.23 | 2.67 | 2.14 | 1.84 | 2.64 | 2.97 | 1.31 |
| K ₂ O | 3.54 | 3.04 | 4.79 | 3.15 | 1.81 | 1.94 | 1.65 | 0.34 | 1.51 | 4.83 | 3.67 | 3.52 | 3.99 | 4.45 | 0.97 |
| Tot. | 102.75 | 100.54 | 99.40 | 97.58 | 100.79 | 99.36 | 98.56 | 98.52 | 97.39 | 100.29 | 99.25 | 100.70 | 99.49 | 100.10 | 102.64 |

Примечание. 1–4 – “блоки” прозрачного стекла; 5–22 – гетеротакситовые витрические фазы (“цементирующая” масса): 5–9 – бесцветные, 10–15 – окрашенные фазы (рис. 1, поле 1); 16–18 – почти бесцветные, 19–22 – окрашенные фазы (рис. 1, поле 2); 23–30 – обломок гетеротакситовых витрических фаз в поле 2 (рис. 1, после 2): 23–25 – бесцветные фазы, 26–30 – полупрозрачные и непрозрачные фазы.

основной состав (по SiO₂ 52.1–66.7), но при этом видно, что составы тех и других перекрываются в широком диапазоне. Примечательно, что в матрице изменение содержания SiO₂ сопровождается в большинстве случаев изменением содержаний остальных оксидов примерно так же, как и в обычных вулканических породах (в частности, в меловых вулканиках склонов впадины). Состав же окрашенных и непрозрачных витрических фаз более сложный и меняется нерегулярно, во многих случаях отличается повышенными содержаниями железа, титана, иногда магния, широкими вариациями содержаний глинозема. По-видимому, это обусловлено быстрым плавлением и гомогенизацией в объеме микрообломков-сростков: например, основная масса вулка-

нита + рудный; полевой шпат и/или кварц + рудный и/или железо-магнезиальный минерал и т. д.

Вероятно, примером возникшего таким образом обособленного микрообъема расплава могут быть “микрокапли” высокотитанистых темно-коричневых (0.7 × 0.7 мм) и титанистых коричневых (0.6 × 0.2 мм) витрических выделений (рис. 1, 1а; табл. 5, анализы п/п 10–13 и 14, 15), в которых неравномерно распределены тонкие, длиной до 0.2–0.3 мм лейсты плагиоклаза № 60–70 в темно-коричневой и № 49–57 в коричневой фазах. Состав темно-коричневой фазы более основной (SiO₂ 52–61%) и в ней содержится более 4% TiO₂. В обоих случаях в витрических фазах, как правило, много железа (до 14.6%), в них повышенное количество магния, уме-

ренное и пониженное содержание щелочных металлов при почти постоянном преобладании калия над натрием; количество глинозема колеблется от 10 до 17%. При увеличении в несколько тыс. раз Л.И. Глазовская установила, что темно-коричневая (в обычном микроскопе) витрическая фаза представляет собой агрегат тончайших скелетных лейст плагиоклаза, дендритных кристаллитов клинопироксена, зерен ильменита и/или титаномагнетита и остаточного кислого стекла (рис. 2). Рассмотренный пример позволяет предполагать, что после полного плавления и гомогенизации в микрообъеме относительно тугоплавкого расплава происходила быстрая кристаллизация вначале относительно крупных лейст лабрадора, а затем и раскристаллизация темно-коричневой матрицы (рис. 2). Следует отметить, что структура темно-коричневой витрической фазы подобна структуре ранее отмеченного витро-микрораскристаллического обломка.

Как видно на рис. 1–2, 2а, в составе гетеротаксировой витрической массы в свою очередь присутствует включение-обломок также резко гетеротаксирового витрического агрегата. Он состоит из прозрачной матрицы кварцевого и крайне кислого риолитового стекла и темноокрашенных, до черных обособлений причудливой формы. Их состав по содержаниям SiO_2 колеблется от базальта до андезита, характеризуется очень высоким количеством глинозема и преобладанием калия над натрием; в одном случае непрозрачное вещество, по-видимому, может быть смесью титаномагнетита и силикатной породы (табл. 5, анализ п/п 30).

Заканчивая характеристику импактного стекла образца 5-1, остановимся на выявленном нем зерне оливина длиной около 0.15, шириной несколько менее 0.1 мм (рис. 1–2, 2а; табл. 6), заключенного в коричневом (табл. 5, анализы п/п 19, 20) и частично в неокрашенном (табл. 5, анализы п/п 16, 17) стекле. Большая часть зерна имеет характерную для вулканических пород призматическую форму, с одной стороны как бы переходящую в пирамиду. В призматической части зерна состав оливина меняется от F_0 79.3 в центре до F_0 76.9 в краевой зоне (табл. 6, анализы 31–34); хорошо выражена реакционная зона с коричневым стеклом, обогащенная глиноземом, кальцием, натрием и калием (табл. 6, анализ п/п 38). В пирамидальной части, наоборот, оливин внутри имеет состав F_0 79.6, в краевой зоне – F_0 81.3 и на границе с вмещающим стеклом – F_0 79.3. Это дает основание полагать, что зерно оливина является, скорее всего, фрагментом сростка двух кристаллов. Оливин такого состава вряд ли мог кристаллизоваться из вмещающих его расплавов среднего и умеренно кислого состава. По-видимому, природа его ксеногенная. Поэтому можно полагать, что, подобно импактитам базальт-андезитовой группы, он был вынесен из области больших глубин, чем мощность игнибритовой формации ОЧВП.

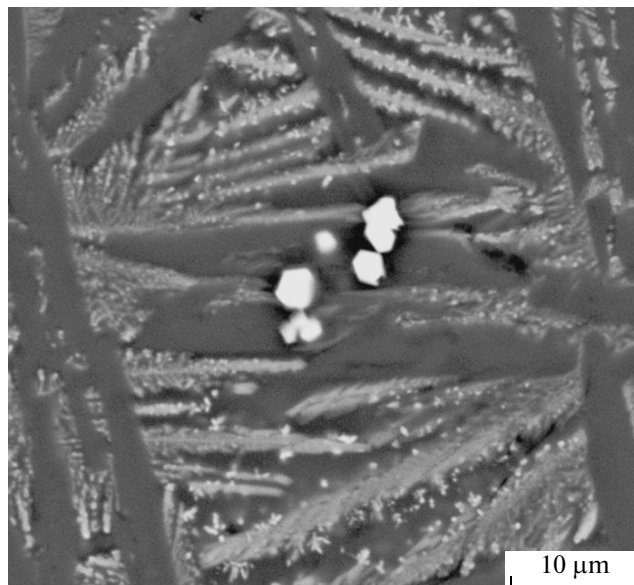


Рис 2. Структура темно-коричневой высокотитанистой витрической фазы (поле 1а) при 3800-кратном увеличении. В центре – микрокристаллы титаномагнетита, слева и справа скелетные микролейсты плагиоклаза, поперечные к ним дендритные кристаллиты клинопироксена, а также мельчайшие выделения рудного минерала; остаточное стекло кислого и ультракислого состава (от серого до темно-серого цвета).

О КЛИНОПИРОКСЕНАХ ИМПАКТИТОВ И МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ

Клинопироксен – единственный минерал, который присутствует в глубинных и малоглубинных импактитах и в меловых вулканитах (вороньинской, коэвуньской и энмываамской свитах). Микровкрапленники и микрогломеры клинопироксенов в импактитах встречается в количестве не более 1% поверхности шлифа. Размер их в большинстве случаев не превышает 0.5–0.1 мм, лишь иногда достигая 1–2 мм (обр. 103-34, обычно они имеют зеленоватую окраску, иногда обладают разнонаправленной зональностью состава [4], лишены каких-либо включений. Однако в пемзе (вспученном игнибриге, обр. 1-2) наблюдались кристаллокласты клинопироксенов размером до 1.2 мм, бесцветные и/или с коричневыми каймами и прожилками, содержащие кристаллы апатита и зерна рудных минералов. Как сказано ранее, они находятся внутри пузырей, стенки которых покрыты гидромусковитов. По-видимому, это реликтовые магматические клинопироксены, но они обладают тем же химическим составом, что и микровкрапленники в шлаках малоглубинных импактитов и поэтому рассматриваются совместно с ними.

В табл. 7 приведены средние составы клинопироксенов из импактитов, в которых по данным микронзондовых анализов количество анионов в пересчете на 6 (O) попадает в интервал 3.970–4.030.

Таблица 6. Химический состав оливина, образец 5-1 (рис. 1, поле 2)

| № п/п | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Анализ | 11F | 3E | 4E | 5E | 8E | 10E | 12E | 7E |
| SiO ₂ | 40.65 | 40.25 | 39.81 | 39.56 | 40.60 | 41.85 | 43.17 | 46.19 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.07 |
| Al ₂ O ₃ | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.15 | 1.66 | 4.84 |
| FeO | 19.17 | 18.85 | 20.52 | 20.69 | 18.42 | 17.22 | 17.84 | 17.95 |
| MnO | 0.32 | 0.33 | 0.34 | 0.31 | 0.35 | 0.46 | 0.27 | 0.22 |
| MgO | 41.24 | 39.74 | 40.04 | 38.64 | 40.33 | 42.28 | 38.33 | 28.87 |
| CaO | 0.24 | 0.18 | 0.17 | 0.20 | 0.15 | 0.17 | 0.29 | 0.07 |
| Na ₂ O | 0.24 | 0.18 | 0.17 | 0.20 | 0.15 | 0.17 | 0.29 | 0.70 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.00 | 0.34 | 0.21 | 0.00 | 0.02 | 0.59 | 0.90 |
| P ₂ O ₅ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.10 | 0.32 | 0.95 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.05 | 0.00 | 0.13 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.04 |
| NiO | 0.18 | 0.11 | 0.19 | 0.11 | 0.17 | 0.07 | 0.02 | 0.06 |
| Tot. | 101.89 | 99.50 | 101.54 | 99.79 | 100.04 | 102.34 | 102.62 | 100.83 |
| X _{Mg} | 0.793 | 0.790 | 0.777 | 0.769 | 0.796 | 0.813 | 0.793 | |

Примечание. 31–34 – призматическая и 35–37 – пирамидальная части ксенокристалла; 38 – реакционная кайма.

Состав реакционных каемок, плоскостей скола кристаллов, мелких осколков клинопироксенов, в которых обычно содержится много глинозема, лежащие за обозначенными границами, здесь не рассматриваются. Для сравнения в таблице приведены также составы клинопироксенов из разных стратиграфических подразделений меловых вулканитов.

Как видно из представленных данных (табл. 7), состав клинопироксенов из малоглубинных импактитов практически одинаков и характеризуется очень низким колебанием содержания оксидов. Клинопироксены глубинных импактитов отличаются более значительными вариациями состава, но также составляют компактное четко обособленное скопление; они более глиноземистые и магниезильные. В отличие от них клинопироксены меловых вулканитов группируются в отчетливо выраженные тренды.

Как видно (табл. 7), состав клинопироксенов малоглубинных, в несколько меньшей мере глубинных импактитов практически не зависит от общего химического состава вмещающих пород, прежде всего от содержания в них магния. Иногда эта особенность проявляется и в вулканитах (например, дацитовый игнимбрит вороньинской свиты – *wr* и магниезильный базальт в основании энмываамской свиты – 15; табл. 7), но в целом изменение состава клинопироксенов в вулканитах отражает процесс

кристаллизационной дифференциации с накоплением железа в ряду базальт → андезибазальт.

Примечательно, что по приведенным выше геологическим оценкам образование глубинных импактных расплавов происходило скорее всего на глубинах периферических магматических очагов мелового ОЧВП и/или кристаллического фундамента чукотских мезозоид – т.е. на глубинах порядка 6–8 км, а малоглубинных – на глубине порядка 1 км.

Вероятно, формирование импактных расплавов происходило в термо-динамических условиях, благоприятных для кристаллизации в них клинопироксенов, состав которых практически не зависел от общего химического состава самого расплава. Решающее значение имело давление, предопределившее более высокую глиноземистость клинопироксенов в глубинных импактитах. Если правильно предположение, что клинопироксены в пемзе (обр. 1-2) представляют собой кристаллокласты, образованные в меловом игнимбрите, то возможны два объяснения соответствия их состава клинопироксенам из импактных шлаков (обр. 2, 103-25, 103-27): а) случайное совпадение; б) приспособление в твердом состоянии кристаллокластов, первоначально, возможно, близких по составу клинопироксену из вороньинской свиты (табл. 7), к условиям в очаге малоглубинного импактогенеза.

Таблица 7. Средние составы клинопироксенов импактитов и стратонов меловых вулканитов

| № п/п | Образец, стратон | | КЛИНОПИРОКСЕНЫ | | | | | | | | | Порода | | |
|-------|------------------------|-------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|----------|------------------|-------|
| | | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | <i>n</i> | SiO ₂ | MgO |
| 1 | 1-2 | сред. | 53.43 | 0.14 | 0.76 | 12.81 | 0.59 | 13.10 | 21.34 | 0.19 | 0.01 | 16 | 62.67 | 1.34 |
| | | макс. | 55.38 | 0.23 | 0.95 | 16.04 | 0.87 | 15.37 | 21.94 | 0.76 | 0.02 | | | |
| | | мин. | 52.11 | 0.11 | 0.54 | 11.23 | 0.37 | 10.57 | 20.61 | 0.00 | 0.00 | | | |
| 2 | 2 | сред. | 52.76 | 0.11 | 1.00 | 12.49 | 0.50 | 12.36 | 20.25 | 0.34 | 0.02 | 18 | 65.79 | 1.28 |
| | | макс. | 54.07 | 0.31 | 1.90 | 14.14 | 1.21 | 13.45 | 20.91 | 0.60 | 0.10 | | | |
| | | мин. | 51.05 | 0.04 | 0.61 | 11.14 | 0.26 | 11.31 | 19.17 | 0.04 | 0.00 | | | |
| 3 | 103-25 | сред. | 52.54 | 0.12 | 0.66 | 13.17 | 0.45 | 11.46 | 20.94 | 0.22 | 0.01 | 4 | 66.13 | 1.29 |
| | | макс. | 52.96 | 0.15 | 0.74 | 13.85 | 0.60 | 12.14 | 21.10 | 0.45 | 0.02 | | | |
| | | мин. | 52.08 | 0.11 | 0.56 | 12.58 | 0.10 | 10.62 | 20.76 | 0.06 | 0.00 | | | |
| 4 | 103-27 | сред. | 52.74 | 0.14 | 0.73 | 13.07 | 0.56 | 11.90 | 19.90 | 0.45 | 0.00 | 6 | 72.56 | 0.29 |
| | | макс. | 53.10 | 0.17 | 0.97 | 14.28 | 0.72 | 12.25 | 20.38 | 1.01 | 0.01 | | | |
| | | мин. | 52.21 | 0.10 | 0.48 | 12.60 | 0.47 | 11.29 | 19.01 | 0.00 | 0.00 | | | |
| 5 | 103-34 | сред. | 53.05 | 0.42 | 2.81 | 6.16 | 0.17 | 16.21 | 20.28 | 0.37 | 0.02 | 16 | 55.93 | 11.64 |
| | | макс. | 53.81 | 0.60 | 3.81 | 7.13 | 0.21 | 17.23 | 21.26 | 0.80 | 0.08 | | | |
| | | мин. | 51.60 | 0.31 | 1.89 | 5.53 | 0.07 | 15.23 | 19.35 | 0.00 | 0.00 | | | |
| 6 | 107-9 | сред. | 52.94 | 0.69 | 2.94 | 7.67 | 0.17 | 15.46 | 19.36 | 0.37 | 0.02 | 7 | 51.47 | 10.00 |
| | | макс. | 52.96 | 0.79 | 3.27 | 8.09 | 0.26 | 16.26 | 19.99 | 0.79 | 0.10 | | | |
| | | мин. | 50.81 | 0.57 | 2.34 | 7.00 | 0.09 | 14.30 | 18.41 | 0.00 | 0.00 | | | |
| 7 | 410-81-3, 410-82 | сред. | 51.01 | 0.73 | 3.98 | 7.75 | 0.22 | 15.25 | 20.55 | 0.18 | 0.00 | 21 | 57.38 | 4.49 |
| | | макс. | 53.75 | 1.37 | 7.97 | 11.86 | 0.41 | 18.70 | 22.56 | 0.63 | 0.04 | | | |
| | | мин. | 47.36 | 0.45 | 1.91 | 6.12 | 0.11 | 13.19 | 17.50 | 0.00 | 0.00 | | | |
| 8 | 33-16-1 | сред. | 51.29 | 0.69 | 3.11 | 8.35 | 0.33 | 15.76 | 19.89 | 0.22 | 0.00 | 7 | 59.05 | 3.69 |
| | | макс. | 53.36 | 1.15 | 4.40 | 10.45 | 0.61 | 17.34 | 21.36 | 0.35 | 0.02 | | | |
| | | мин. | 49.63 | 0.36 | 1.75 | 5.60 | 0.20 | 14.95 | 18.12 | 0.07 | 0.00 | | | |
| 9 | 33-25-2 | сред. | 51.24 | 0.59 | 3.51 | 9.50 | 0.30 | 15.56 | 18.72 | 0.13 | 0.01 | 14 | 59.40 | 2.81 |
| | | макс. | 52.96 | 0.93 | 6.25 | 13.42 | 0.67 | 18.43 | 20.41 | 0.29 | 0.08 | | | |
| | | мин. | 49.72 | 0.25 | 1.45 | 6.51 | 0.15 | 13.19 | 15.00 | 0.00 | 0.00 | | | |
| 10 | 402-2вк | сред. | 52.15 | 0.48 | 3.09 | 8.51 | 0.26 | 15.40 | 19.94 | 0.19 | 0.01 | 13 | 61.96 | 2.95 |
| | | макс. | 53.71 | 0.65 | 4.62 | 12.14 | 0.47 | 17.39 | 21.25 | 0.47 | 0.02 | | | |
| | | мин. | 50.89 | 0.24 | 1.87 | 5.95 | 0.12 | 13.88 | 18.61 | 0.03 | 0.00 | | | |
| 11 | <i>en₂M</i> | | 51.00 | 1.01 | 2.60 | 10.87 | 0.30 | 14.85 | 19.07 | 0.28 | 0.02 | 3 | 51.83 | 3.05 |
| 12 | <i>en₂Э</i> | | 50.64 | 1.31 | 2.51 | 12.51 | 0.34 | 14.29 | 17.83 | 0.25 | 0.02 | 4 | 50.94 | 5.20 |
| 13 | <i>en₂Э</i> | | 51.09 | 0.95 | 1.67 | 14.68 | 0.52 | 14.48 | 16.39 | 0.16 | 0.04 | 5 | 57.44 | 3.24 |
| 14 | <i>en₁Э</i> | | 50.11 | 1.16 | 3.36 | 10.33 | 0.24 | 14.77 | 19.49 | 0.46 | 0.04 | 15 | 51.76 | 4.80 |
| 15 | <i>en₁Э</i> | | 49.95 | 1.08 | 3.85 | 7.86 | 0.14 | 14.33 | 22.04 | 0.19 | 0.02 | 3 | 48.02 | 9.23 |
| 16 | <i>ck*</i> | | 50.94 | 0.55 | 1.56 | 14.99 | 0.55 | 14.18 | 16.73 | 0.19 | 0.01 | 2 | 55.91 | 3.15 |
| 17 | <i>wr*</i> | | 50.59 | 0.57 | 4.76 | 6.22 | 0.20 | 14.89 | 22.13 | 0.45 | 0.00 | 1 | 65.20 | 1.77 |

Примечание. * стратоны со склонов впадины Эльгыгытгын. 1–10 – импактиты: ! – пемза (реликтовые? кристаллокласты); 2–4 – микровкрапленники малоглубинных импактитов (шлаков); 5–10 – микровкрапленники глубинных импактитов; 11–17 – клинопироксены из меловых вулканитов: 11–15 энмываамская свита (11 – Мечекрыннзтская структура, верхняя подсвита; 12–15 – Энмываамская структура: 12 – базальты, 13 – андезибазальты верхней подсвиты, 14 – базальты нижней подсвиты, 15 – магнезиальный базальт в подошве свиты); 16 – коэкуньская свита, андезибазальт; 17 – вороньинская свита, игнимбрил дацитового состава.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ИМПАКТИТОВ

Геохимические признаки родства глубинных и малоглубинных импактитов хорошо выражены в характере распределения элементов группы железа.

Выявленное повышенное содержание никеля в некоторых импактитах дацит-риолитовой группы (малоглубинных) по сравнению с исходными для них меловыми вулканитами ОЧВП рассматривались в качестве одного из важных аргументов их метеоритного происхождения. [8, 10, 11]. Одновременно с этим предполагалось определенное различие Ni/Cr отношения в меловых вулканитах и импактитах.

Отношения Ni/Cr в хондритах *L*-типа оцениваются как 3.26–3.94 [9]. В верхней континентальной коре и в континентальной коре в целом оно составляет 0.55 и 0.57 соответственно, а в андезитах островных дуг – 0.43 [20]. По последним данным Н.А. Григорьева [7], в верхней части континентальной земной коры Ni/Cr отношение в вулканитах основного состава оценено в 0.56, а в вулканитах кислого состава – 0.94.

В табл. 8 приведены содержания Ni, Cr и Co в разных геохимических группах и местонахождениях импактитов и в меловых вулканитах. В подавляющем большинстве Ni/Cr отношения в импактитах меньше 1, в четырех случаях больше, достигая величины 1.77 в риодацитовых стеклах (т. 103). Меловые вулканиты, обнаженные на склонах впадины Эльгыгытгын, кроме дайки керсантита (табл. 8, № п/п 6), также характеризуются Ni/Cr отношением менее 1. В отличие от них Ni/Cr отношение в базальтах Мечекрыннэтской вулканоструктуры (верхняя энмываамская подсвита) составляет 1.67, в базальтах нижней энмываамской подсвиты на р. Энмываам – 2.1, а в трех отдельных потоках этой же толщи достигает 2.89 и тем самым приближается к хондритовому.

Из табл. 8 видно, что содержание железа и магния в меловых риолитах → андезибазальтах, с одной стороны, и в малоглубинных импактитах (дацит-риолитовая группа), а также в глубинных импактитах андезитового состава – с другой, не имеет существенных различий. Базальты энмываамской свиты относятся к низко- и умеренномагнезиальному типу (табл. 8, № п/п 7, 8, 9;) и лежат на одних и тех же известково-щелочных трендах что и риолиты → андезибазальты. Но они содержат оливин и, по-видимому, это является главным фактором резкого увеличения в них количества никеля и высоких Ni/Cr отношений. В противоположность этому клинопироксеновые “базальтоиды” глубинных импактитов (табл. 8, № п/п 28, 29, 30), хотя и являются магнезиальными и высокомагнезиальными, но имеют Ni/Cr меньше 1, несмотря на то, что содержания Ni и Cr в них самые высокие. Причина минералогических и геохимических различий ба-

зальтов энмываамской свиты и “базальтоидных” глубинных импактитов неясна, но несомненно, что эти различия говорят о разных условиях формирования магматических и импактных расплавов.

В импактитах дацит-риолитовой группы (малоглубинных) повышение содержаний никеля в 2 и более раз по сравнению с меловыми игнимбритами дацитового и риолитового состава устанавливается в точках 1, 103 и 107, 108, 119, т.е. именно там, где присутствуют “базальтоидные” глубинные импактиты.

В точке 1 среднее содержание никеля в шлаках составляет 7.44 г/т (табл. 8, № п/п 20), а Ni/Cr отношение – 1.03; в одной из проб оно достигает 26.2 г/т Ni/Cr – 3.03. Риолитовый шлак, заключающий в себе “каплю андезибазальтового шлака” (обр. 1М-6; табл. 1, 8), содержит 8.33 г/т никеля. В стеклах кислого состава (т. 107, 108, 119) среднее содержание никеля – 9.42 (Ni/Cr – 1.36), а максимальное – 18.88 (Ni/Cr – 1.59). Самые высокие содержания никеля в малоглубинных импактитах установлены в т. 103, где обнаружен ксенолит глубинного импактита (“бонинит”, обр. 103-34), в котором количество никеля достигает 200.73 г/т. В стеклах кислого состава этой точки среднее содержание никеля равно 23.34 г/т (Ni/Cr – 1.77), максимальное – 57.6 г/т (Ni/Cr – 2.77). Высокие содержания никеля устанавливаются и в отдельных образцах других видов малоглубинных импактитов точки 103: пемза – 23.9 (Ni/Cr – 3.94), импактированный игнимбрит – 14.5 (Ni/Cr – 1.64). Примечательно, что малоглубинные импактиты существенно, иногда сильно обогащены никелем относительно хрома, тогда как в глубинных импактитах – “базальтоидах”, обнаруженных совместно с ними, Ni/Cr отношения всегда меньше 1.

Приведенные данные говорят о том, что во-первых, существовала геохимическая связь между проявлениями глубинного и малоглубинного импактогенеза, осуществлявшаяся через флюидные потоки; во-вторых, в результате глубинного импактогенеза породы обогащались преимущественно никелем, а не хромом.

О флюидном режиме импактогенеза. В малоглубинных импактитах (дацит-риолитовая группа) потери при прокаливании нередко превышают 4–5%. Свежий облик пород, полное отсутствие карбонатизации говорят о том, что это полностью или почти полностью вода, содержащаяся в витрической массе. Однако в импактированных игнимбритах и пемзе (вспученных игнимбритах) часть воды входит в состав водных минералов: например, гидромусковита на стенках пузырей (обр. 1-2). В импактированных игнимбритах потери при прокаливании составляют 4.24–1.27% (10 анализов), в пемзах – 5.57–1.90 (10 анализов), в шлаках – 4.96–0.14% (40 анализов), в стеклах – 1.15–0.00 (27 анализов, в 11 из них потерь нет). Можно полагать, что начальная стадия импактогенеза происходила со значительным участием воды, достигавшем максимума

Таблица 8. Распределение элементов группы железа в меловых вулканитах и в поэднекайнозойских импактитах в районе впадины Эльгыгытгын

| № п/п | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | MgO | Cr | Ni | Co | Ni/Cr | Ni/Co | <i>f</i> | Местонахождение |
|--------|------------------|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|----------|-----------------------|
| 1(11) | 72.57 | 2.60 | 0.47 | 2.97 | 1.44 | 7.04 | 0.48 | 0.20 | 74.4 | |
| 2(4) | 62.90 | 5.73 | 2.00 | 9.07 | 3.61 | 20.95 | 0.40 | 0.17 | 59.0 | |
| 3(4) | 56.16 | 8.29 | 4.16 | 16.95 | 5.45 | 51.32 | 0.32 | 0.11 | 50.7 | |
| 4(4) | 71.85 | 2.56 | 0.46 | 3.60 | 1.35 | 6.55 | 0.38 | 0.20 | 74.4 | |
| 5(2) | 53.18 | 9.53 | 6.00 | 52.38 | 31.90 | 80.72 | 0.61 | 0.40 | 44.6 | |
| 6(2) | 49.95 | 8.91 | 6.57 | 93.78 | 136.17 | 74.85 | 1.45 | 1.82 | 39.9 | |
| 7(12) | 53.07 | 9.90 | 3.61 | 28.99 | 45.65 | 63.05 | 1.57 | 0.72 | 58.2 | |
| 8(8) | 51.86 | 9.34 | 5.06 | 38.32 | 80.64 | 40.45 | 2.10 | 1.99 | 48.1 | |
| 9(3) | 51.12 | 9.30 | 5.44 | 49.71 | 140.81 | 47.26 | 2.83 | 2.98 | 46.2 | |
| 10(4) | 72.99 | 2.02 | 0.51 | 3.93 | 2.52 | 7.96 | 0.64 | 0.32 | 66.8 | Тг. 1, 103 (И) |
| 11(4) | 70.46 | 3.18 | 0.57 | 6.20 | 3.33 | 14.10 | 0.54 | 0.24 | 74.1 | Тг. 1, 103 (И) |
| 12(2) | 65.68 | 4.26 | 1.45 | 6.97 | 3.56 | 8.31 | 0.51 | 0.43 | 59.6 | Т. 1. (И) |
| 13(5) | 73.04 | 2.78 | 0.89 | 4.14 | 2.22 | 7.96 | 0.54 | 0.28 | 61.4 | Тг. 6, 103, 107 (П) |
| 14(4) | 65.66 | 4.71 | 1.20 | 3.61 | 2.42 | 11.44 | 0.67 | 0.21 | 66.3 | Тг. 1, 103, 107 (П) |
| 15(1) | 73.47 | 3.92 | 0.94 | 7.98 | 4.26 | 9.85 | 0.53 | 0.43 | 68.5 | Т. 107 (П) |
| 16(5) | 74.91 | 2.75 | 0.19 | 5.11 | 2.33 | 8.16 | 0.46 | 0.29 | 87.5 | Тг. 6, 103 (Ш) |
| 17(7) | 69.25 | 3.67 | 0.97 | 5.80 | 3.97 | 9.46 | 0.68 | 0.42 | 65.7 | Т. 1 (Ш) |
| 18(8) | 69.92 | 3.04 | 0.72 | 3.97 | 2.18 | 8.74 | 0.55 | 0.25 | 69.1 | Т. 3 (Ш) |
| 19(4) | 70.20 | 3.02 | 0.75 | 2.98 | 2.90 | 8.10 | 0.97 | 0.36 | 67.9 | Т. 410 (Ш) |
| 20(10) | 65.71 | 4.57 | 1.39 | 7.22 | 7.44 | 17.96 | 1.03 | 0.41 | 62.0 | Т. 1 (Ш) |
| 21(1) | 70.52 | 3.08 | 0.90 | 13.33 | 8.33 | 7.43 | 0.62 | 1.12 | 63.9 | Т. 1 (Ш) |
| 22(8) | 69.96 | 3.14 | 0.88 | 6.02 | 3.98 | 7.29 | 0.66 | 0.55 | 63.9 | Тг. 1, 2, 6, 103 (С) |
| 23(5) | 67.63 | 3.97 | 1.24 | 6.04 | 4.44 | 12.54 | 0.74 | 0.35 | 61.7 | Тг. 1, 5 (С) |
| 24(9) | 69.81 | 3.52 | 1.34 | 13.17 | 23.34 | 12.88 | 1.77 | 1.81 | 57.1 | Т. 103 (С) |
| 25(4) | 70.96 | 3.59 | 1.10 | 6.94 | 9.42 | 10.36 | 1.36 | 0.91 | 62.5 | Тг. 107, 108, 119 (С) |
| 26(7) | 60.84 | 70.6 | 3.31 | 13.85 | 16.20 | 28.42 | 1.17 | 0.57 | 51.5 | Т. 3 |
| 27(3) | 58.86 | 7.18 | 3.98 | 12.97 | 8.36 | 27.41 | 0.64 | 0.30 | 47.6 | Т. 410 |
| 28(2) | 55.93 | 7.80 | 11.54 | 247.08 | 200.73 | 90.16 | 0.81 | 2.27 | 25.3 | Обр. 103-34 |
| 29(1) | 53.08 | 12.29 | 7.89 | 60.64 | 46.84 | 48.52 | 0.77 | 0.97 | 44.0 | Обр. 1м-6 |
| 30(1) | 51.47 | 9.80 | 10.00 | 156.60 | 75.26 | 41.60 | 0.48 | 1.81 | 33.0 | Обр. 107-9, тефра |

Примечание. В таблице и в тексте оксиды (SiO₂, ...) даны в мас. %, элементы (Ni, ...) – в г/т. Все железо в форме Fe₂O₃. После порядкового номера в скобках указано количество анализов; для выборок из 3 и более анализов вычислены средние геометрические содержания, из 2 – средние арифметические. *f* – железистость. 1–9 – меловые вулканиты (1–6 – породы, слагающие склоны впадины Эльгыгытгын): 1 – верхняя толща пыкарваамской свиты, 2 – вороньинская, 3 – коэквиунская, 4 – эргываамская свиты, 5 – дайки оливиновых базальтов энмываамской свиты, 6 – дайка оливинового керсантита, 7 – верхняя энмываамская подсвита Мечекрын-нэтской вулканоструктуры, 8 – нижняя энмываамская подсвита на р. Энмываам, 9 – отсюда же, три отдельных потока с высоким содержанием Ni; 10–25 – малоглубинные импактиты (дацит-риолитовая группа): 10–12 – импактированные игнимбриты, 13–15 – пемзы, 16–21 – шлаки, 22–25 – массивные стекла; 26–30 – глубинные импактиты (базальт-андезитовая группа): 26, 27 – ксенолиты андезитов, 28 – ксенолит бонинита, 29 – “капля базальтового” шлака в светлом шлаке риолитового состава, 30 – тефра базальтового состава.

при вспучивании игнимбритов (пемзообразования). Формирование расплава (шлаков) сопровождалось некоторой потерей воды, а многие массивные стекла (конечная стадия формирования импактных расплавов) оказались совершенно “сухими”. В глубинных импактатах потери при прокаливании составляют 1.78–0.24 (12 анализов).

Состав флюидов, заключенных в пемзах шлаках и стеклах малоглубинных импактитов, изучен В.И. Фельдманом и Ф.А. Летниковым [21]. По их данным 84% газовой компоненты составляет вода, 12% – CO₂, остальное – CO, CH₄, H₂, N₂. В стеклах содержание водорода в 17–18 раз ниже, чем в шлаках и пемзах; CH₄ – в 3 раза ниже, чем в шлаках, и в 7 раз ниже, чем в пемзах. Общее снижение восстановительных компонентов флюида в ряду пемза → стекло сопровождается сменой субмикроминеральных выделений магнетита в пемзах гематитом в стеклах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метеоритная гипотеза образования впадины Эльгыгытгын и связанных с ней импактитов не может быть принята, поскольку не выполняется главное условие гипотезы – одноактность и “мгновенность” формирования структуры и импактитов.

Геологические и сейсмоакустические данные говорят о том, что развитие структуры происходило в две стадии, в течение которых сформировались ранняя впадина Эльгыгытгын-1 и поздняя – Эльгыгытгын-2, которая занята одноименным озером.

Геологическими, петрографическими, петро- и геохимическими исследованиями установлено:

а) импактиты представлены двумя группами: дацит-риолитовой, резко преобладающей, и базальт-андезитовой, составляющей не более 1% от общего количества импактитов;

б) протолитами дацит-риолитовой группы были породы игнимбритовой формации ОЧВП (глубина их образования составляла 1–1.5 км; они именуется малоглубинными). Протолитами базальт-андезитовой группы были, вероятно, породы (1) архейского фундамента мезозой, (2) застывших периферических очагов основного состава мелового возраста, (3) агрегаты метаморфических и магматических комплексов неясного возраста (глубина образования этих импактитов составляла 6.5–8.5 км и они называются глубинными). Представление о разной глубинности импактитов хорошо согласуется с особенностями состава микровкрапленников клинопироксенов;

в) глубинный импактогенез начался ранее малоглубинного и проявлялся одновременно с ним. Связь между глубинным и малоглубинным импактогенезом подтверждается особенностями распределения элементов группы железа;

г) по геологическим данным формирование импактитов дацит-риолитовой группы пришлось на ранний плиоцен и охватывало интервал времени около 2 млн. лет. Глубинный импактогенез, возможно, проявлялся уже в конце миоцена, что согласуется с некоторыми К-Аг изотопными датировками. Следует подчеркнуть, что во многих случаях изотопный возраст импактитов не совпадает с геологическими данными;

д) в каждом из охарактеризованных местонахождений импактитов (точки 1, 2, 3, 5, 6, 103, 410, и район слияния рек Энмываам и Мечекрыннэтвеем (точки 107, 108, 119, 10) представлены продукты деятельности самостоятельных очагов импактогенеза.

Таким образом, изложенное выше свидетельствует об эндогенной природе явлений, приведших к формированию впадины Эльгыгытгын и связанных с ней импактитов.

Энергетические источники эндогенного импактогенеза и структурообразования обычно связываются с процессами дегазации Земли. В общем виде с предположением о ведущей роли “миграции глубинного водорода” гипотеза дегазации Земли была предложена П.Н. Кропоткиным [13]. Отметим, что ранее С.В. Обручев [18] предполагал образование впадины Эльгыгытгын путем газового взрыва. В дальнейшем “возможность природных газовых (химических) взрывов” в качестве причины образования кольцевых структур и импактитов обсуждалась достаточно подробно в [5, с. 165–167].

Высокий энергетический уровень импактогенеза объясняется А.А. Маракушевым “мощными взрывами водородных газов”, поступавших из расплавленного ядра Земли [14–16]. В [12] показано, что потоки мантийных тяжелых углеводородов на глубинах 90–30 км испытывают спонтанную детонацию, при которой выделяется энергия сопоставимая со взрывами тринитротолуола и образуются твердый углерод и метан. Детонация тяжелых углеводородов могла быть “спусковым крючком” для взрывов водородного флюида.

Оригинальная гипотеза образования кратеров на Меркурии и Луне, применимая также к Земле, развивается А.Б. Медведевым [17]. По его выкладкам быстрое (адиабатическое) всплывание теплового плюма в мантии, теплообмен и фазовые переходы вещества на границе плюма-мантия приводят к обрушению коры над плюмом – формированию кратера, иногда с центральным поднятием. Эта гипотеза кратерообразования интересна тем, что тепловой плюм мог быть одновременно и носителем высокоэнергетических флюидов, взрывы которых сопровождалось импактогенезом. Это позволило бы увязать такие разномасштабные явления, как образование крупной впадины Эльгыгытгын и несопоставимо малого количества ассоциирующих с ней импактитов.

Представление о связи рассмотренных местонахождений импактитов с деятельностью отдельных локальных очагов импактогенеза позволяет предполагать, что сами очаги составляли ограниченные объемы геологического пространства (по-видимому, не более 20 м в поперечнике). Неизмеримо малые, по сравнению с очагами обычных вулканов, очаги импактогенеза продуцировали и крайне малые объемы расплава, достигавшего поверхности. При этом хоть и не часто, но формировались и сохранялись все признаки морфологии вулканических тел – минипотоки, “коровьи лепешки”, миниэтмолит. Процесс малоглубинного импактогенеза развивался в последовательности: импактированный игнимбрит → пемза → шлак → массивное стекло. Стадия образования стекла сопровождалась резкой потерей флюидной фазы и существенным снижением в ней восстановительных компонентов. Поэтому именно стекла образуют характерные малые формы вулканических тел.

Таким образом, импактогенез во впадине Эльгыгытгын и за ее пределами по сути своей родственен вулканической деятельности, которая была вызвана многоактной детонацией в потоках глубинных флюидов и развивалась главным образом в малоглубинных условиях (1–1.5 км от поверхности, игнимбритовая формация чаунской серии ОЧВП). Масштабы проявлений глубинного (6.5–8.5 км) импактогенеза остаются в области предположений. Своеобразие импактогенеза как вулканического явления состоит в высоком энергетическом уровне процесса, развивавшегося дискретно в ограниченных объемах геологического пространства под воздействием многоактной детонации в потоках глубинного флюида. По-видимому, дискретность процесса бала главной причиной отсутствия или крайне слабой гомогенизации импактных расплавов.

Примечательно, что по времени эльгыгытгынский импактогенез практически совпадает с проявлениями щелочно-ультраосновного вулканизма на Чукотском полуострове, которые входят в состав ареала позднемиоцен-плейстоценовой Берингийской вулканической провинции [1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белый В.Ф.* Берингийская вулканическая провинция // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 50–59.
2. *Белый В.Ф.* Импактогенез и вулканизм впадины Эльгыгытгын // Петрология. 1998. Т. 6. № 1. С. 96–110.
3. *Белый В.Ф.* Геохимические признаки связи импактитов и позднекайнозойских вулканитов впадины Эльгыгытгын (Чукотка) // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 2. С. 247–252.
4. *Белый В.Ф.* О природе позднекайнозойских пород вулканического облика, ассоциирующихся с импактитами впадины Эльгыгытгын (Чукотка) // Вулканонология и сейсмология. 2005. № 4. С. 25–35.
5. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ / Под ред. Ваганова В.И., Иванкина П.Ф., Кропоткина П.Н. и др.. М.: Недра, 1985. 200 с.
6. *Гриб Е.Н.* Петрология продуктов извержения 2–3 января 1996 г. в кальдере Академии Наук // Вулканонология и сейсмология. 1997. № 5. С. 71–96.
7. *Григорьев Н. А.* Средние содержания химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. 2003. № 7. С. 785–792.
8. *Гуров Е.П., Гурова Е.П.* Геологическое строение и ударный метаморфизм вулканогенных пород метеоритного кратера Эльгыгытгын. Киев: ИГН АН УССР, 61 с.
9. *Дьяконова М.И., Харитонов В.Я., Явнель А.А.* Химический состав метеоритов. М.: Наука, 1979. 68 с.
10. Импактиты / Под ред. А.А. Маракушева. М.: Изд. МГУ, 1981. 204 с.
11. *Капусткина И.Г., Колесов Г.М., Фельдман В.И.* Контаминация импактитов астроблемы Эльгыгытгын метеоритным веществом // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 755–759.
12. *Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артеменко М.В.* Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов // Геология и геофизика. 1998. № 6. С. 754–762.
13. *Кропоткин П.Н.* Дегазация Земли и геотектоника // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. С. 7–13
14. *Маракушев А.А.* Геологическая позиция, геохимия и термодинамика алмазоносного импактогенеза // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1995. № 1. С. 3–24.
15. *Маракушев А.А.* Рудоносность взрывных кольцевых структур // Геология рудн. месторож. 1996. Т. 38. № 6. С. 500–511.
16. *Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Н. и др.* Импактогенез и вулканизм // Петрология. 1993. № 6. С. 571–595.
17. *Медведев А.Б.* О возможности кратерообразования при всплывании плюма // Физика Земли. 2008. № 4. С. 48–61.
18. *Обручев С.В.* Район Чаунской губы. Геологический и орографический очерк // Тр. Арктич. ин-та. 1938. Т. 112. С. 5–136.
19. Петрографический словарь / Под ред. Петрова В.П., Богатикова О.А., Петрова Р.П. – М.: Недра, 1981. 496 с.
20. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
21. *Фельдман В.И., Летников Ф.А.* Флюидный режим импактитов // Вестн. МГУ. Сер. Геология. 1986. № 4. С. 40–49.

Impactite Generation in the Elgygytgyn Basin, Northeast Russia as a Volcanic Phenomenon. 2. On the Petrography and Geochemistry of the Impactites

V. F. Belyi

Northeast Institute of Multidisciplinary Research, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Magadan, 685000, Russia

A detailed petrographic study of the impactites found in the Elgygytgyn Basin suggested a division of these into the dacite-rhyolite (dominant) and the andesitic basalt (about 10% of the total impactite volume) group. The protoliths for the dacite-rhyolite group were rocks of the Sea-of-Okhotsk Chukotka Volcanogenic Belt (SOCVB) Grotaceous ignimbrite formation, whence the depth of their origin is estimated as 1–1.5 km. The impactites of the andesitic basalt group, which are generally older, formed from protoliths of apparently metamorphic and magmatic complexes in the SOCVB basement lying at depths of 6.5–8.5 km. That the depths of origin for these groups are different is corroborated by certain features of clinopyroxene composition. Geochemical relationships are found to exist between deeper and shallower impactites as shown in the distribution of Ni, Cr, and Co. The succession of development for the shallower impactite generation forms the following series: impact ignimbrite, pumice, cinder, massive glass. The glasses have the most homogeneous overall chemical composition, but these too are characterized by a high inhomogeneity in the composition of the vitric phases, indicating a rapid and discrete impactite generation which impeded melt homogenization. The glasses are the final product of impactite generation, they show a dramatic drop in fluid content and the associated reduction components.