УДК 552.313.8
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-86-98

ПЕТРОЛОГИЯ ГОЛЫГИНСКИХ ИГНИМБРИТОВ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

Мария Дмитриевна Щеклеина[1], Павел Юрьевич Плечов[2], Василий Дмитриевич Щербаков[3], Веста Олеговна Давыдова[4], Илья Николаевич Биндеман[5]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия; mary.shec@yandex.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия; pplechov@gmail.com
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vasiliy7@gmail.com
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vestadav@gmail.com
[5] Орегонский университет, Юджин, США; bindeman@uoregon.edu

Аннотация. В работе приводятся результаты детального петрологического изучения непрерывного разреза голыгинских игнимбритов, которые являются продуктами извержения, приведшего к образованию Паужетской кальдеры 443±8 тыс. лет назад. Непрерывная зональность изученного разреза позволяет предполагать, что крупный магматический очаг, который опустошался во время извержения, также был зонален и имел значительные размеры по вертикали. Наши исследования включали определение валового состава пород, изучение образцов голыгинских игнимбритов в шлифах, а также детальное изучение кварца и расплавных включений в нем. Кровля магматического очага находилась на глубине около 5 км, кристаллокласты амфибола и плагиоклаза в породах, находящихся в основании толщи, носят следы формирования в более базитовом расплаве на глубине до 25 км. Реконструированный по расплавным включениям в кварце данной толщи состав магматического расплава соответствует умеренно-калиевым риолитам (мас.%): SiO_2 78,1–77,9, Al_2O_3 12,7–12, FeO_t 0,8–0,1, MgO 0,1–0,0, CaO 1,0–0,2, K_2O 4,3–3,8, Na_2O 4,9–3,3, Cl_2 0,1–0,2. Температура кристаллизации, рассчитанная для различных минералов и их парагенезисов, варьирует в диапазоне 1009–784 °C, что в совокупности с оценками глубин формирования от 25 км до 5 км может отражать зарождение магматического расплава, его подъем и становление в относительно малоглубинном очаге, где происходило его медленное остывание и кристаллизация кварца. Максимальное содержание воды в магматическом расплаве на этапе кристаллизации кварца было оценено от 4,1 до 7,5 мас.% H_2O.

***Ключевые слова*:** Южная Камчатка, голыгинские игнимбриты, спекшиеся туфы, кальдера, расплавные включения

Для цитирования: *Щеклеина М.Д., Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Давыдова В.О., Биндеман И.Н.* Петрология голыгинских игнимбритов (Южная Камчатка) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 86–98.

PETROLOGY OF THE GOLYGIN IGNIMBRITE (SOUTH KAMCHATKA)

Maria D. Shchekleina[1], Pavel Yu. Plechov[2], Vasiliy D. Shcherbakov[3], Vesta O. Davydova[4], Ilya N. Bindeman[5]

[1] Lomonosov Moscow State University, Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia; mary.shec@yandex.ru
[2] Lomonosov Moscow State University, Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia; pplechov@gmail.com
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vasiliy7@gmail.com
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vestadav@gmail.com
[5] University of Oregon, Eugene, USA; bindeman@uoregon.edu

Abstract. This paper presents the results of a detailed petrological study of a continuous section of the Golygin ignimbrite, related to the Pauzhetka caldera-forming eruption (443±8 ka BP). The continuous zoning of the studied sequence suggests that a large magmatic chamber, emptied during the eruption, was also zoned and had significant vertical dimensions. Our research included determining the bulk composition of rocks, studying samples of the Golygin ignimbrites in thin sections, and detailed studying of quartz and melt inclusions in it. The roof of the magmatic chamber was at a depth of about 5 km; amphibole and plagioclase crystalloclasts in rocks at the base of the sequence show evidence of formation in a more basitic melt at a depth of 24 to 25 km. The composition of the magmatic melt reconstructed from melt inclusions in quartz from this sequence corresponds to medium-K rhyolites (wt %): SiO_2 78.1–77.9, Al_2O_3 12.7–12, FeOt 0.8–0.1, MgO 0.1–0.0, CaO 1.0–0.2, K_2O 4.3–3.8, Na_2O 4.9–3.3, Cl_2 0.1–0.2. Crystallization temperatures calculated for various minerals and their parageneses vary in the range 1009–784°C, which, together with estimates of formation depths of 25 km to 5 km, may reflect nucleation of magmatic melt, its ascent and evolution in a relatively shallow chamber where it was slowly cooled and crystallized. The maximum water content of the magmatic melt during quartz crystallization was estimated at 4.1 to 7.5 wt% H_2O.

Keywords: Southern Kamchatka, Golygin ignimbrites, welded tuffs, caldera, melt inclusions

For citation: Shchekleina M.D., Plechov P. Yu., Shcherbakov V.D., Davydova V.O., Bindeman I.N. Petrology of the Golygin ignimbrite (South Kamchatka). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 86–98. (In Russ.).

Введение. Катастрофические вулканические извержения происходят регулярно, и их последствия затрагивают огромные территории, а иногда и всю нашу планету. В процессе таких извержений в атмосферу выбрасывается огромное количество пирокластического материала и вулканических газов [Fisher, Schmincke, 2012]. Извержения значительного объема приводят к коллапсу кровли магматического очага и формированию кальдер, поэтому их называют кальдерообразующими. Самые известные и наиболее изученные подобные извержения связаны с такими кальдерами, как Йеллоустон — 640 тыс. лет назад, Тоба — 75 тыс. лет назад, Санторини — 3,6 тыс. лет назад, Таупо — 26 и 1,8 тыс. лет назад и др. Пять кальдерообразующих извержений чуть меньшего размера произошло в XIX-XX веках — Тамбора (1815), Кракатау (1883), Катмаи (1912), Фернандина (1968) и Пинатубо (1991) [Lipman, 2000]. Эти извержения хорошо задокументированы. Однако, процессы становления крупных магматических очагов, извержения которых приводят к формированию кальдер и мощных пирокластических отложений, до сих пор остаются дискуссионными.

На территории России есть крупные игнимбритовые комплексы, доступные для изучения. К ним относятся неогеновые игнимбриты Северного Кавказа (Чегем), меловые игнимбриты Охотско-Чукотского вулканического пояса (например, Аганская и Карамкенская кальдеры) и, конечно, неоген-четвертичные игнимбриты Камчатки (кальдера Карымшина, Верхнеавачинская, Паужетская и др.). Паужетская кальдера является самой южной подобной структурой на Камчатке. С этой кальдерой современные исследователи связывают мощную толщу голыгинских игнимбритов, сформировавшуюся около 450 тыс. лет назад [Шеймович, 1974; Bindeman et al., 2010; Davydova et al., 2022].

В данной работе нами приводятся оценки параметров становления магматического очага Паужетской кальдеры, сделанные как по минеральным парагенезисам, так и по реконструированным составам расплавных включений в кварце. Также нами приводится детальное описание наиболее полного разреза (93 м) голыгинских игнимбритов из скважины К-6, пробуренной в пределах Паужетской кальдеры [Рычагов, 1993]. Это описание является отправной точкой для сравнения различных разрезов и отдельных образцов, относимых к продуктам извержений Паужетской кальдеры. Детальное петрографическое описание непрерывного разреза толщи голыгинских игнимбритов дает дополнительную информацию, которая позволяет более точно характеризовать продукты извержения Паужетской кальдеры.

Геологическое положение. Вся территория Южной Камчатки расположена к югу от Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций, и характеризуется наложением неогенового и четвертичного вулканизма, а также стационарным режимом субдукции Тихоокеанской плиты под Охотскую [Авдейко и др., 2003]. Паужетская кальдера расположена в 200 км от глубоководного желоба [Jiang et al., 2009], и в 100 км над слэбом [Koulakov et al., 2011] (рис. 1).

Толща голыгинских игнимбритов впервые была выделена С.Е. Апрелковым (1961) и Е.Ф. Малеевым (1961) в долине р. Озерной. Мощность игнимбритов голыгинского горизонта оценивается ими от 70 до 300 м [Апрелков, 1971]. Большинством исследователей принимается, что голыгинские игнимбриты сформировались в результате катастрофического эксплозивного извержения [Шеймович, 1974; Мелекесцев и др., 1974; Erlich, 1986; Bindeman et al., 2010], хотя ранние исследователи придерживались концепции вулкано-тектонических депрессий с полумиллионным временем формирования. Первоначальная характеристика толщи голыгинских игнимбритов приведена в [Апрелков, 1961; Малеев, 1961], описание и характеристика отдельных образцов даны в [Апрелков, 1974; Bindeman et al., 2010; Ponomareva et al., 2018] с наиболее полным описанием в [Davydova et al., 2022].

В прошлом единый покров голыгинских игнимбритов, по-видимому, занимал практически всю территорию Камчатки южнее вулкана Ксудач, о чем можно судить по распространению его уцелевших от действия эрозии фрагментов [Мелекесцев и др., 1974; Bindeman et al., 2010]. Кроме обнажений за пределами кальдеры, породы голыгинского горизонта в ее пределах были вскрыты скважинами, пробуренными в середине 1960-х годов. В скважинах мощность горизонта достигает 130 м. Голыгинский горизонт в скважинах подстилается агломератовыми туфами (туфобрекчиями) андезит-базальтового состава алнейской серии и несогласно перекрывается вулканогенно-обломочными породами мощностью до 800 м [Рычагов и др., 1993; Erlich, 1986]. Породы голыгинского горизонта датировались верхним плиоценом по спорово-пыльцевому анализу подстилающих пород Малеевым в 1961 г. и впоследствии средним плейстоценом на основании определения диатомей [Егоров, 1984]. Первое определение абсолютного возраста пород K-Ar методом дало оценки 0,25±0,10 млн л. [Долгоживущий…, 1980]. Позже определение возраста голыгинских игнимбритов было сделано по плагиоклазам и цирконам Ar-Ar и U-Pb методами соответственно. Оценки возраста лежат в диапазоне 430–451 тыс. лет и 470–515 тыс. лет соответственно со средним значением 443±8 тыс. лет [Bindeman et al., 2010]. Объем игнимбритов (включая рыхлый материал) внутри кальдеры оценивается

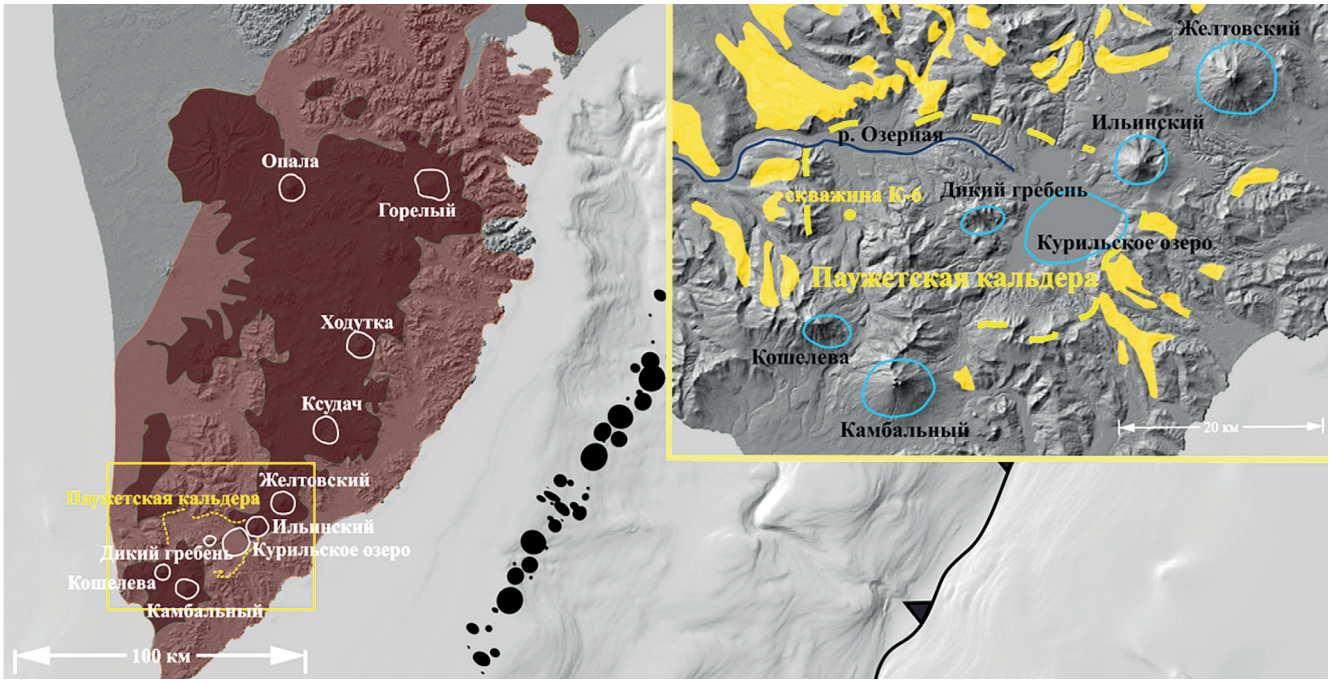

Рис. 1. Карта Южной Камчатки. Светлокоричневым показана область неогенового вулканизма, темнокаричневым — наложенного четвертичного вулканизма [Авдейко и др., 2006]. Белым отмечены вулканы, упоминающиеся в данном исследовании. Сплошной линией с треугольниками отмечена зона глубоководного желоба, черными кругами и овалами — зона, соответствующая глубине положения слэба 30–45 км [Gorbatov et al., 1997]. В правом верхнем углу приведена более подробная карта зоны Паужетской кальдеры. Желтым отмечены зоны распространения голыгинских игнимбритов [Bindeman et al., 2010], синим — река Озерная и желтой точкой — положение скважины К-6

в 200–300 км^3 [Шеймович, 1979] или в 300–400 км^3 [Bindeman et al., 2010]. Первоначально общий объем пирокластических отложений, сформировавшихся в результате кальдерообразующего извержения был оценен в 130–160 км^3 в пересчете на эквивалент плотной породы (dense rock equivalent — DRE) [Bindeman et al., 2010]. Однако, впоследствии пепел данного извержения был обнаружен в океанических скважинах в 600 км от кальдеры, что позволило несколько омолодить возраст извержения и увеличить оценку общего объема пирокластики [Ponomareva et al., 2018]. Возраст пепла согласно его положению в колонке донных осадков был оценен в 0,42 млн лет, а его объем оценен в 46 км^3 DRE, вследствие чего оценки общего объема пирокластических отложений были уточнены и составили 150–170 км^3 DRE [Ponomareva et al., 2018].

Образцы и методы. Основой данного исследования послужили образцы, отобранные в ходе полевых работ 2019 г. и охватывающие интервал глубин крена от 486 до 393 м скважины К-6 (N 51° 27′ 28″, E 156° 48′ 05″), пробуренной в долине реки Паужетка в середине 1960-х годов в ходе разведки Паужетского геотермального месторождения. Скважина К-6 не достигла нижнего контакта толщи голыгинских игнимбритов с породами алнейской серии. Другие скважины (К-13, К-20), керн которых доступен для изучения, также не достигали подошвы голыгинских игнимбритов [Davydova et al., 2022]. В связи с этим, самая нижняя часть толщи голыгинских игнимбритов оказалась не охарактеризована. Во всех скважинах породы паужетской свиты залегают на толще голыгинских игнимбритов с угловым несогласием, что подразумевает предварительную эрозию самых верхних горизонтов толщи игнимбритов. Изучение геологических разрезов за пределами кальдеры также не может гарантировать полноту разреза. Мы предполагаем, что рассматриваемый нами интервал голыгинских игнимбритов относится к верхней части толщи, однако, поскольку граница с вышележащими породами размыта, это остается предположением.

Последняя цифра в номере образца соответствует положению в разрезе (рис. 2). Для семи образцов голыгинского горизонта VK-19-K-6-1-7 была детально изучена петрография и минералогия пород. Расплавные включения в кварце были изучены в четырех образцах — VK-19-K-6-1,2,3,7, характеризующие вес интервал глубин от 486 до 393 м. Валовые составы образцов VK-19-K-6-1,2,3,7, а также изотопия Sr и Nd были изучены ранее [Davydova et al., 2022].

Петрографическое исследование пород проводилось в прозрачно полированных шлифах на эпоксидной смоле. Для изучения расплавных включений и зональности кварца отдельные зерна кварца монтировались в шайбы из эпоксидной смолы. Валовые составы наименее измененных образцов пород (VK-19-K-6-1,2,3,7) были получены методом XRF в ЦПК ИГХ СО РАН на приборе S4 Pioneer (Bruker AXS,

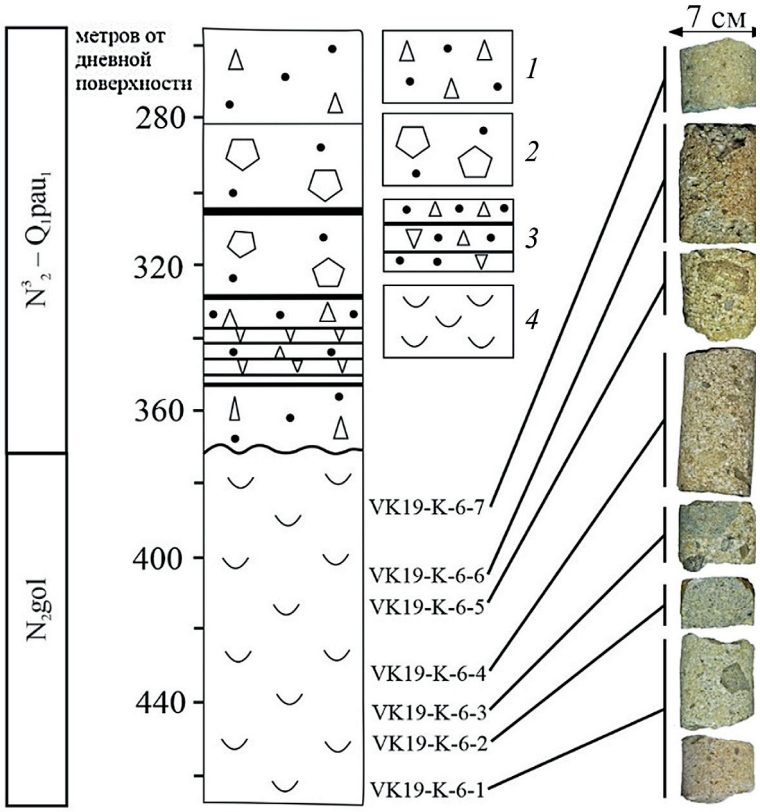

Рис. 2. Фрагмент скважины К-6 по [Рычагов и др., 1993]. Отмечены места отбора образцов керна Голыгинских игнимбритов. Диаметр керна — 7 см: *1* — туфы андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава среднепаужетской подсвиты; *2* — туфы андезитового состава, нижнепаужетская подсвита; *3* — андезиты и андезибазальты лавовых потоков и даек; *4* — туфы дацитового-риолитового состава, голыгинский горизонт

Germany) по методике для навески 500 мг [Амосова и др., 2015]. Анализ состава минералов и стекол в шлифах и шашках был выполнены в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ. Анализ минералов и стекол был выполнен методом ЭДС на спектрометре X-Max^N (Oxford Instruments) с площадью кристалла 50 мм^2, установленном на сканирующем электронном микроскопе JEOL IT-500 с вольфрамовым термоэмиссионным катодом. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 0,7 нА. В качестве эталонов использовались стехиометричные синтетические соединения и природные силикаты [Jarosewich, 1980]. Кроме этого были определены содержания титана в кварце на микроанализаторе JEOL Superprobe JXA-8230 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе в 100 нА, одновременном накоплении на двух волновых спектрометрах с кристаллами LIFH и LIF; в качестве эталона использовался стехиометричный TiO_2 (стандарт JEOL O18). Содержание SiO_2 было задано равным 100%. CL-изображения кварца были получены в демонстрационном центре TESCAN г. Москвы на приборе VEGA3.

Петрографическое описание. Все изученные образцы представлены слабопористыми спекшимися туфами, которые в среднем содержат 30% кристаллокластов и около 10–15% литокластов (от 5 см до первых мм) (рис. 3), оставшийся объем представлен, вероятно, карбонатизированной основной массой с сохранившейся флюидальной текстурой.

Под кристаллокластами мы понимаем как обломки минералов, так и целые их зерна. Кристаллокласты представлены кварцем, плагиоклазом, амфиболом и титаномагнетитом в ассоциации с апатитом. Среди литокластов выделяются обломки малоизмененных базальтов, амфибол-плагиоклазовых пород, а также осадочных и значительно измененных вулканических пород. Отобранные образцы голыгинских игнимбритов в разной степени изменены наложенными геотермальными процессами, что выражается в полностью измененной основной массе, а также зернах амфибола, имеющих зоны тремолит-актинолитового состава. Несмотря на значительную вторичную проработку некоторых образцов можно заметить, что по направлению от подошвы к кровле толщи в образцах закономерно уменьшается размер зерен амфибола (от 2–3 мм до ≤0,5 мм). Валовый состав образцов VK-19-K-6-1, 2, 3, 7 попадает в поле дацитов на диаграмме TAS (рис. 4), что согласуется с ранее известными данными о составах пород толщи голыгинских игнимбритов [Шеймович, 1979; Bindeman et al., 2010]. В основной массе сохранятся флюидальная текстура, однако она значительно карбонатизирована.

При рассмотрении минералов голыгинских игнимбритов, удалось установить следующие особенности. По зональности плагиоклазов кристаллокластов можно выделить три большие группы: *плагиоклазы первой группы* имеют основное ядро $An_{>55}$ и однородную более кислую каемку (рис. 5, *а*); *плагиоклазы второй группы* имеют схожие составы центральной и периферийных частей, обладая одной или несколькими более основными зонами An_{55} (рис. 5, *б*); *плагиоклазы третьей группы* обладают однородным составом $An_{45–55}$ (рис. 5, *в*).

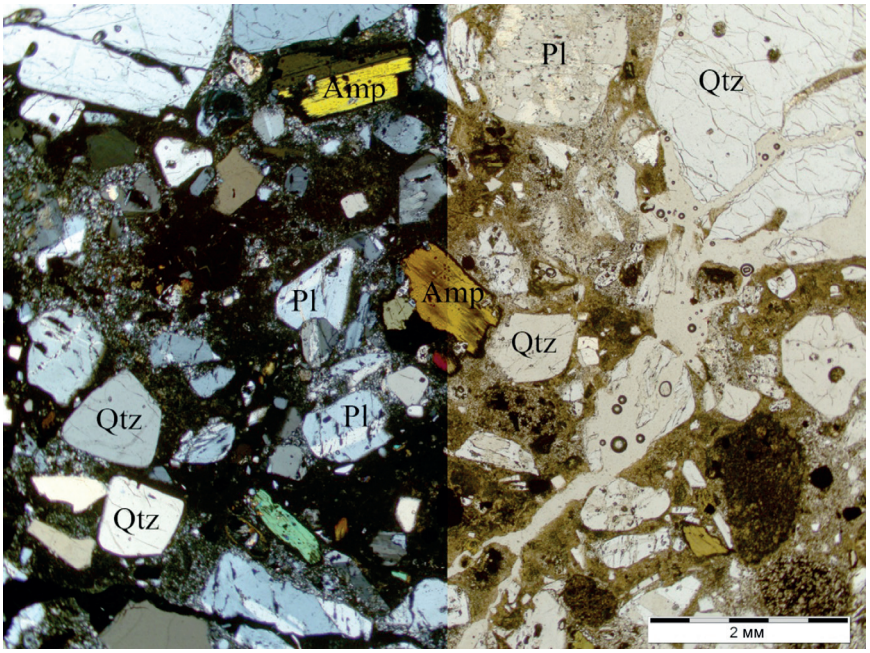

Рис. 3. Общий вид образца VK19-K-6-4 в шлифе. Левая часть рисунка — николи скрещены. Правая — николи параллельны

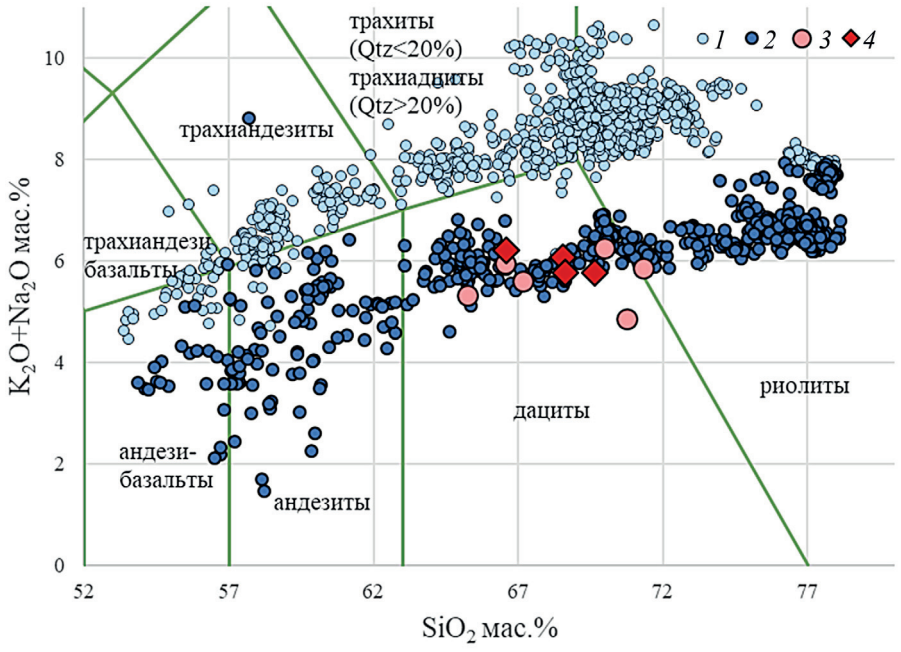

Рис. 4. Диаграмма TAS по [Gillespie et al., 1999] с нанесенными составами стекол вулканических центров Южной Камчатки по [Portnyagin et al., 2020], ранее опубликованными составами голыгинских игнимбритов [Шеймович, 1979; Bindeman et al., 2010] и анализами образцов VK19K-6-1, VK19K-6-2, VK19K-6-3 и VK19-K-6-7. *1* — вулканы Горелый и Опала, *2* — вулканы Ходутка, Ксудач, Желтовский, Ильинский, Курильское озеро, Дикий гребень, Камбальный, Кошелев; *3*, *4* — составы голыгинских игнимбритов (*3* — по литературным данным, *4* — данное исследование)

Плагиоклазы первой группы характерны для пород основания толщи, в то время как доля плагиоклазов третьей группы увеличивается к кровле горизонта. Плагиоклазы литокластов неизмененных базальтов отвечают более основным разностям $An_{55–88}$ и более сложному типу зональности, нередко с зонами резорбции (рис. 5, *г*). Средняя магнезиальность плагиоклазов литокластов соответствует 0,16, в то время как для плагиоклазов кристаллокластов этот показатель соответствует в среднем 0,03. При этом плагиоклазы литокластов содержат чуть больше K_2O, чем плагиоклазы кристаллокластов.

Все амфиболы, изученных нами образцов, относятся к группе кальциевых и представлены магнезиальной роговой обманкой. В зернах роговой обманки иногда видны следы вторичных преобразований и каймы тремолита. Зональность в зернах амфибола (рис. 5, *е*) была выявлена только в нескольких зернах образца, наиболее близкого к основанию толщи (VK19-K-6-1). Отмечаются отдельные редкие зерна клинопироксена ($Fs_{13}Wol_{42}En_{42}$) размером до 0,5 мм. Титаномагнетит находится в ассоциации с апатитом и цирконом, в редких случаях присутствуют тонкие структуры распада твердого раствора (рис. 5, *д*).

Зерна кварца как правило представлены отдельными обломками, в некоторых случаях сохраняющими гексагональную симметрию. CL-изображения кварца Паужетской кальдеры всех образцов демонстрируют ритмичную зональность, которая характерна для вулканического кварца [Barbee et al., 2000], но с размытыми переходами от одной зоне к другой (рис. 6). Релаксация зональности может быть связана с диффузией титана в структуре кварца [Chamberlain

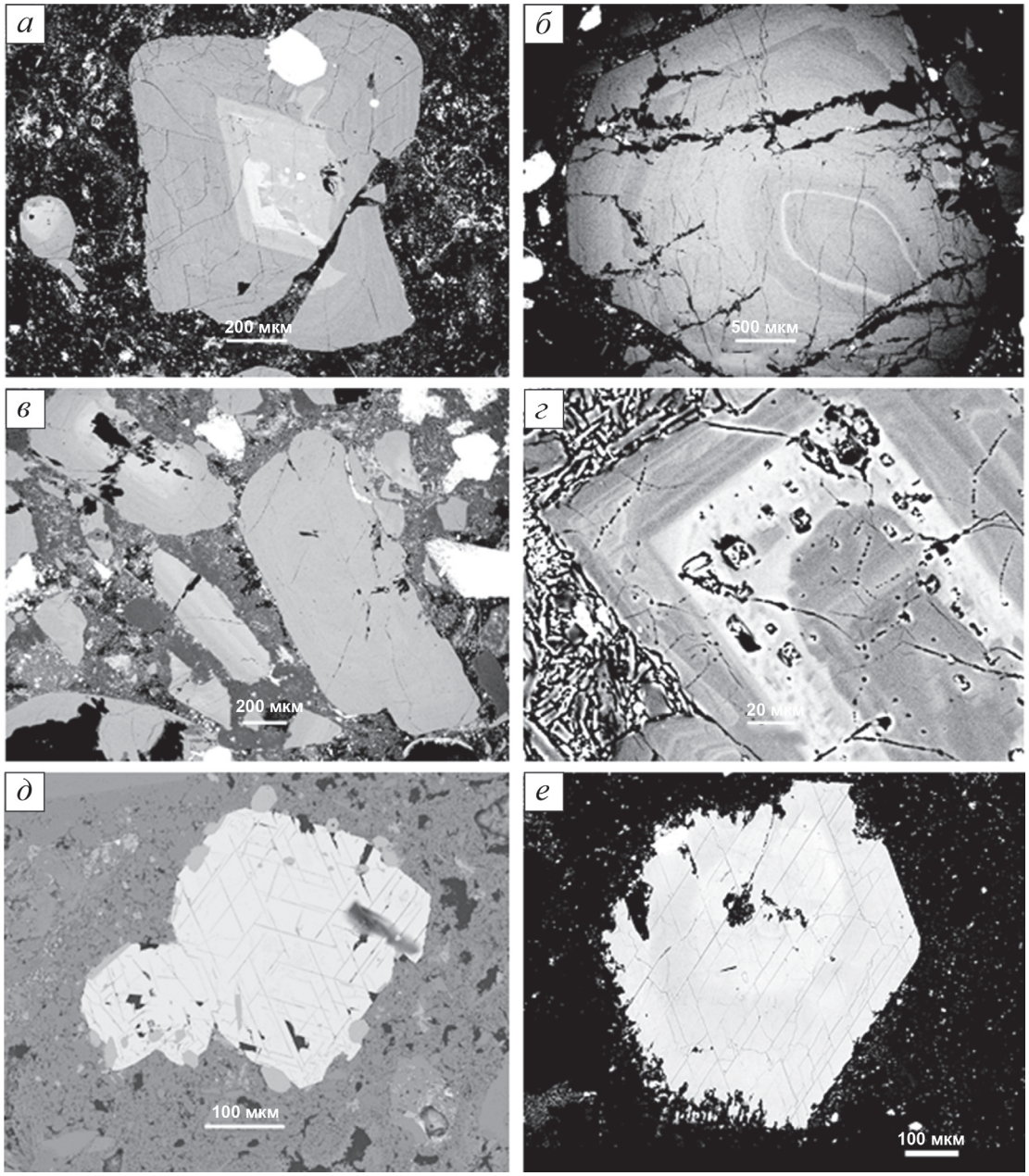

Рис. 5. BSE изображения кристаллокластов (*а*, *б*, *в*, *д*, *е*) и минералов литокластов (*г*) в образцах голыгинских игнимбритов: *а* — зерно плагиоклаза с более кальциевой центральной частью (I тип зональности); *б* — зерно плагиоклаза с тонкой ритмичной зональностью (II тип зональности); *в* — однородное зерно плагиоклаза (III тип зональности); *г* — зона резорбции в плагиоклазе литокласта; *д* — титаномагнетит с тонкой структурой распада в срастании с апатитом; *е* — кристаллокласт амфибола с зональностью

et al., 2014]. Диапазон концентраций титана в кварце соответствует значениям от 81 до 157 ppm.

Наряду с раскристаллизованными и вторичноизмененными включениями, кварц сохранил первичные стекловатые природнозакаленные расплавные включения формы обратной огранки и с усадочным пузырьком (рис. 7, *а*). Форма обратной огранки может сформироваться при кристаллизации минерала-хозяина, в данном случае кварца, на стенке включения [Плечов, 2014], либо в результате переуравновешивания включения и минерала-хозяина [Pamukcu et al., 2015].

В частично раскристаллизованных включениях дочерние минералы представлены клинопироксеном (рис. 7, *б*), полевым шпатом, апатитом и рудным минералом. Для реконструкции состава расплава на момент кристаллизации кварца мы использовали только полностью стекловатые первичные расплавные включения без дочерних фаз диаметром более 20 мкм. Составы расплава реконструированы по составам расплавных включений при помощи уравнения масс-баланса. К составу стекол расплавных включений добавлялся кремнезем до тех концентраций, которые были оценены по составам пеплов, обнаруженных в морских скважинах [Ponomareva et al., 2018]. Количество кварца, кристаллизовавшегося на стенках включений, было оценено в среднем в 23 мас.% (таблица). Однако, моделирование про-

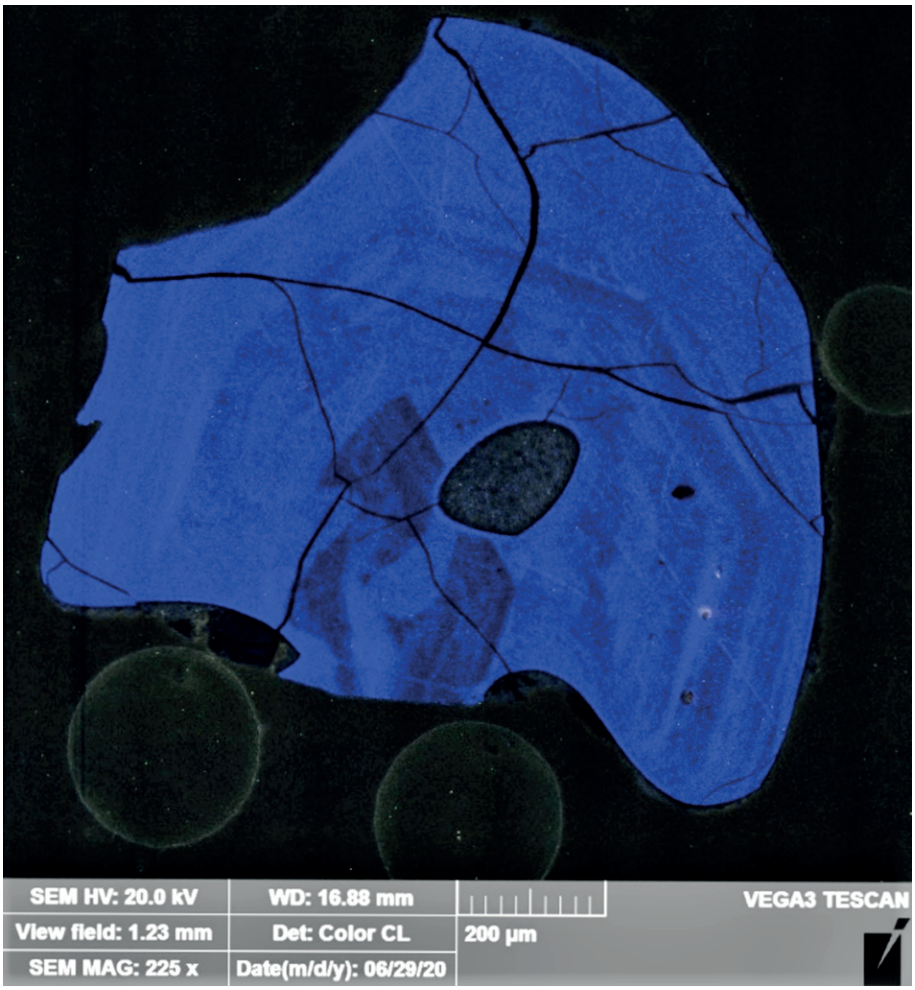

Рис. 6. CL-изображение кристаллокласта кварца. Хорошо видна сложная ритмичная зональность с нечеткими границами между зонами. Более светлые зоны отвечают большим концентрациям Ti

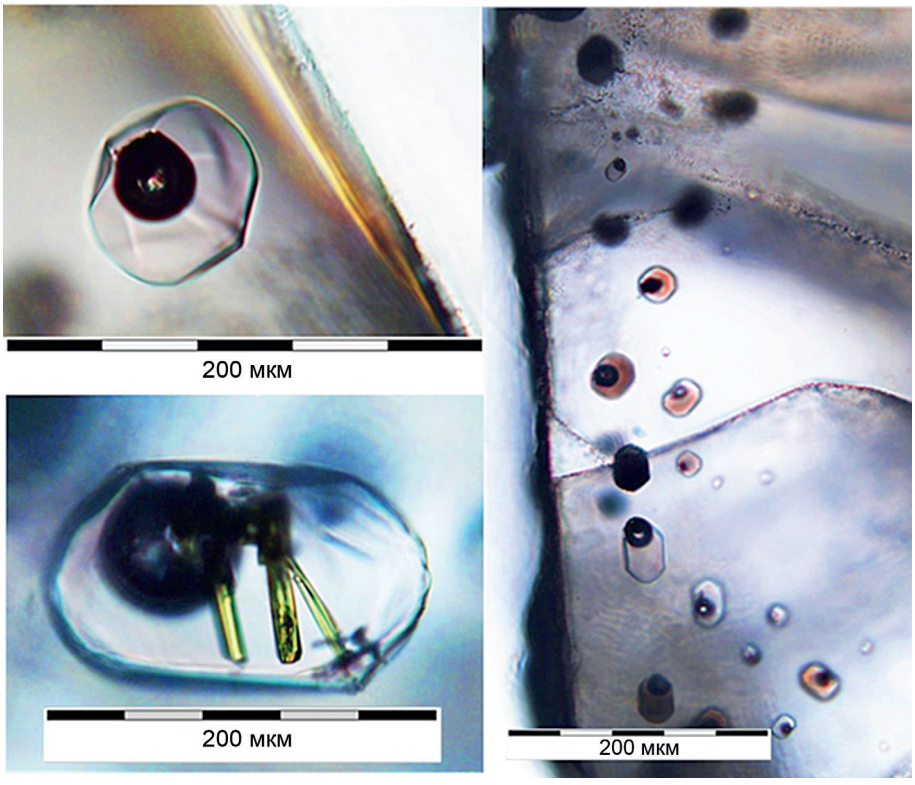

Рис. 7. Фотографии расплавных включений в кварце голыгинских игнимбритов в проходящем свете: *а* — стекловатое включение с обратной огранкой; *б* — частично раскристаллизованное включение с призматическими кристаллами пироксена в качестве дочерней фазы; *в* — зона роста кварца, насыщенная расплавными включениями

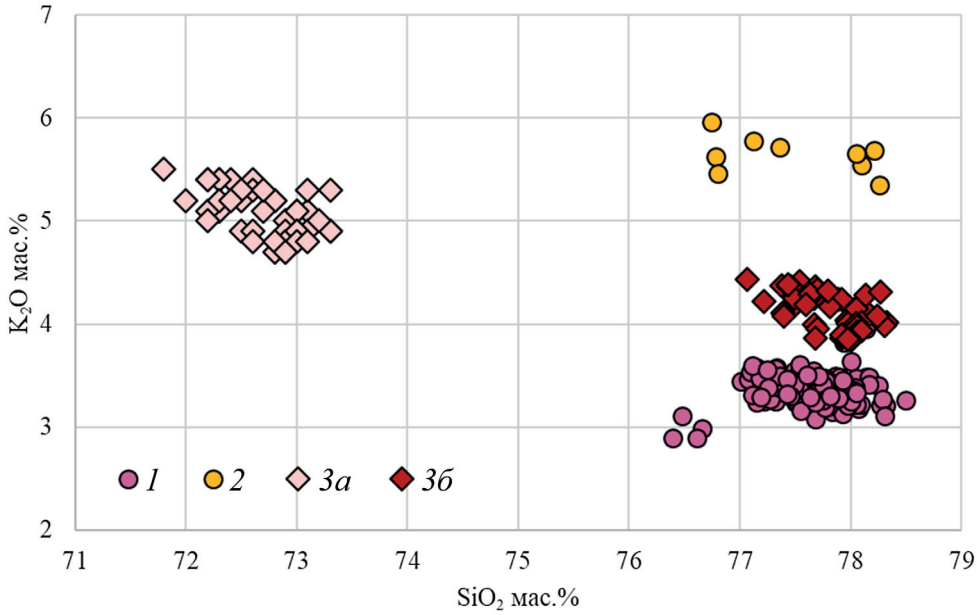

Рис. 8. Составы стекол эруптивных продуктов Паужетской кальдеры: *1* — пепел Паужетской кальдеры [Ponomareva et al., 2018]; *2* — спекшаяся пемза 83L-7 [Portnyagin et al., 2020]; *3а* — составы стекол расплавных включений в кварце, нескорректированные на кристаллизацию минерала хозяина на стенке включения; *3б* — составы стекол расплавных включений в кварце после введение корректировки на кристаллизацию минерала-хозяина на стенке включения и добавления 23 мас.% SiO_2

цесса кристаллизации кварца на стенках включений не позволяет привести составы расплавных включений в полное соответствие с составами стекол пеплов по всем петрогенным компонентам. Следует отметить, что реконструированные составы расплава, а также составы стекол пепловых частиц, расплавных включений в кварце образуют плотные поля составов (рис. 8).

Полученные составы стекол расплавных включений в кварце соответствуют полю риолитов на диаграмме TAS (рис. 8), однако значительно отличаются от составов пеплов морских колонок [Ponomareva et al., 2018], а также от стекла спекшихся пемз диаметром 2–4 мм образца 83L-7 [Portnyagin et al., 2020]. Стоит отметить, что стекло спекшихся пемз диаметром 2–4 мм образца 83L-7 значительно изменено, что отражается в повышенном содержании K_2O (рис. 8) и пониженном Na_2O (таблица) [Portnyagin et al., 2020], поэтому состав стекла этого образца не может быть принят за первичный.

Характеристики пород, изученных нами: минералы, их состав и зональность, — хорошо совпадают с известными ранее по работам [Малеев, 1961; Шеймович 1974; Ponomareva et al., 2018; Щеклеина и др., 2021], однако реконструированный по расплавным включениям в кварце состав расплава не полностью совпадает с составом стекла пеплов Паужетской кальдеры [Ponomareva et al., 2018] в скважинах, пробуренных в океане.

Определение условий образования. Условия формирования магматического вещества Паужетского кальдерообразующего извержения были оценены рядом косвенных методов для материала образцов VK19-K-6-1, 2, 3, 7.

По составу эмпирическому уравнению, основанному на составах амфиболов [Ridolfi et al., 2010], были получены оценки температуры от 1009 до 774 °C и давления от 530 до 80 МПа. Причем зерна амфибола образца VK19-K-6-7, наиболее близкого к кровле толщи, сформировались в приповерхностных условиях, на глубине около 5 км, в то время как амфиболы образцов VK19-K-6-1-3 дают оценки глубин образования от 25 до 5 км, однако следует отметить, что преобладающая часть амфиболов этих образцов также сформировалась на глубине около 5 км (рис. 9). Следует отметить, что среди литокластов встречаются обломки пород, представленные срастаниями плагиоклаза и амфибола. Иногда такие литокласты частично или полностью ассимилированы веществом основной массы спекшегося туфа

Усредненные составы стекол эруптивных продуктов Паужетской кальдеры

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cl	*N*
Стекло расплавных включений в кварце голыгинских игнимбритов из скважины К-6	72,7	0,2	15,5	0,4	0	0	0,6	5,3	5,1	0,2	43
Реконструированные составы расплавных включений в кварце скважины К-6	78,1	0,1	12,4	0,3	0	0	0,5	4,2	4,1	0,2	43
Стекло пеплов из скважин, пробуренных в океане	77,6	0,2	12,4	1,0	0,1	0,2	1,0	3,9	3,4	0,2	178
Стекло спекшихся пемзочек образца 83L-7	77,6	0,1	12,7	0,8	0,1	0,1	0,6	2,6	5,6	–	10

Примечание. Данные по составу стекол спекшихся пемзочек образца 83L-7 приведены по [Portnyagin et al., 2020], стекла пеплов морских скважин приведены в соответствии с работой [Ponomareva et al., 2018]. *N* — количество анализов. Все анализы приведены в пересчете на безводные 100%.

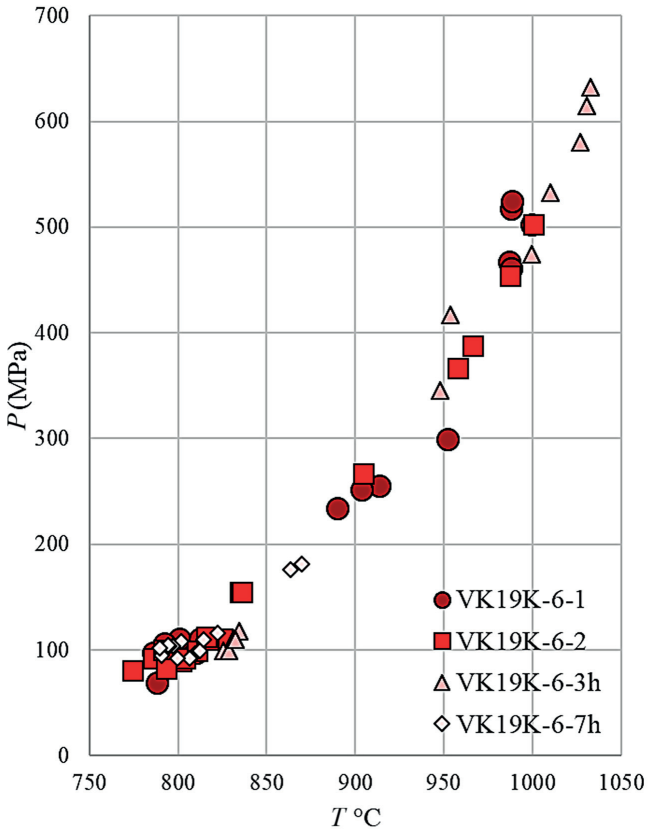

Рис. 9. Диаграмма соотношения температуры и давления [Ridolfi et al., 2010] для амфиболов голыгинских игнимбритов образцов скважины К-6. Большинство зерен амфибола кристаллизовалось при давлении около 100 МПа и значениях температуры порядка 800 °С. Для амфиболов образцов VK19-K-6-1,2,3 оценки давления доходят до 530 МПа, а температуры до 1009 °С

и не имеют четких границ. Таким образом, присутствие амфиболов для которых характерны высокие значения температуры и давления, может быть, в частности, объяснено частичной абсорбцией амфибол-содержащих листокластов основной массой спекшихся туфов.

Оценка температуры по амфибол-плагиоклазовому геотермометру [Holland, Blundy, 1994] несколько осложнена зональностью плагиоклаза. Однако большинство зерен плагиоклаза имеют более или менее однородный состав $An_{45–55}$. Уравновешивание разных зон зерен плагиоклаза с амфиболами соответствующего образца показало вариации температуры от 904 до 1170 °С [Holland, Blundy, 1994]. Центральные-более основные участки плагиоклазов дают температуру ближе к 1000 °С, в то время как более кислый и наиболее распространенный состав плагиоклаза в равновесии с магматическим амфиболом дает оценку температур от 920 до 950 °С.

Оценки температуры формирования кварца, полученные с использованием геотермометра, основанного на содержании титана в кварце [Wark, Watson, 2006], лежат в диапазоне от 877 до 784 °С, средняя температура равна 839 °С при допущении, что активность TiO_2 равна 1. Полученные оценки температуры кристаллизации являются минимальными.

Реконструированные составы расплавов позволяют оценить давление предэруптивной магматической камере по методу [Wilke et al., 2017] в 50–200 МПа, что хорошо согласуется с оценками давления по составам пепла морских колонок (рис. 10). Отметим, что расплавные включения нескорректированные на кристаллизацию кварца на стенке включения дают завышенную оценку давлений (порядка 1 ГПа), что свидетельствует о необходимости введения корректировки.

Концентрации Cl в стекле расплавных включений, оцененные при помощи энергодисперсионного анализа оказались низкими: среднее содержание Cl 0,2 мас.%. Концентрации воды были оценены по недостатку суммы [Kotov et al., 2021]. Вода из расплавных включений в кварце была потеряна. Расплавные включения в кварце образца VK-19-K-6-7 сохранили наибольшее количество воды — в среднем 1,5 мас.%. Однако, эти оценки ниже ожидаемых концентраций для подобного рода объектов. Например, оценки содержания воды в стеклах расплавных включений из пемз кальдеры Курильского озера, вложенного в структуру Паужетской кальдеры, колеблются от 5,9–7,5 мас.% [Плечов и др., 2010]. Мы оценили максимальные содержания воды в расплавных включениях по модели растворимости [Moore et al., 1998] в программе Petrolog_v3.1.1.3 [Danyushevsky, Plechov, 2011]. Полученные оценки лежат в диапазоне до 4,1 мас.% при 100 МПа, 5,45 мас.% при 200 МПа и 7,5 мас.% при 300 МПа.

Обсуждение результатов. Представленный в данной работе непрерывный разрез в 93 м представляет собой самый полный из разрезов, вскрытых скважинами, и отвечает существенной части общего разреза толщи голыгинских игнимбритов. Породы изученного разреза в целом однородны, а выявленные отличия между изученными образцами закономерно накапливаются по разрезу. Снизу вверх по разрезу отмечается закономерное изменение среднего размера кристаллокластов амфибола (2–3 мм в поперечнике для самых нижних горизонтов и <0,5 мм для самых верхних). В нижней части разреза существенно чаще встречаются зерна плагиоклаза с двучленным строением (высококальциевое ядро и более кислая кайма), а в верхней части — преобладают зерна с более однородным строением (An45-55). На первичную зональность толщи накладываются мощные гидротермальные изменения, связанные с деятельностью долгоживущей Паужетской геотермальной системы. Породы в различной мере подверглись аргиллитизации и карбонатизации, часть первичных минералов замещена вторичными. Этим, возможно, объясняется уменьшение содержания кремнезема (до 67,4 мас.% SiO_2) в верхней части разреза.

Петрографическое изучение серии образцов части разреза толщи голыгинских игнимбритов

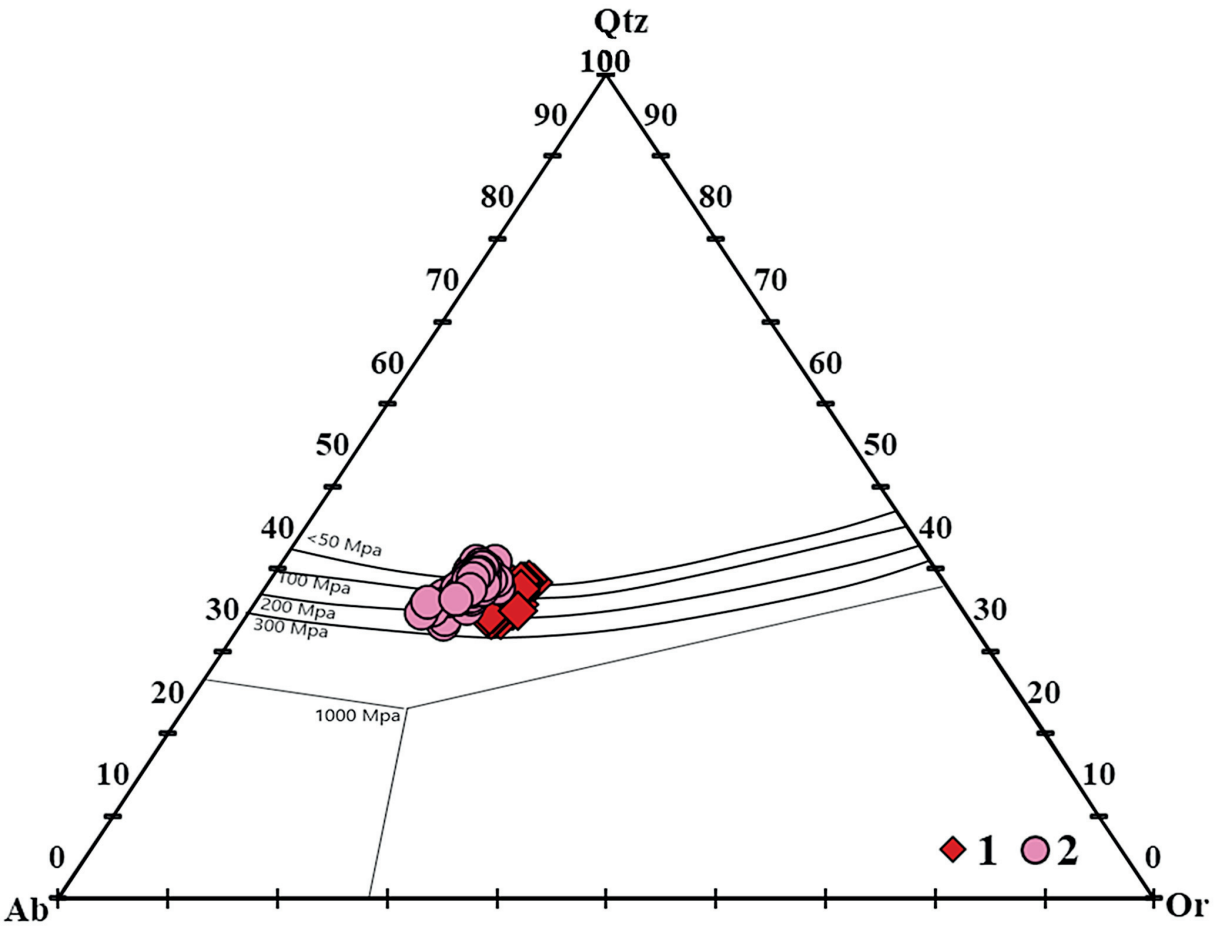

Рис. 10. Диаграмма оценки давления по методу [Wilke et al., 2017]. 1 — составы реконструированных расплавов, 2 — составы стекол пепла Паужетской кальдеры морских скважин по [Ponomareva et al., 2018]

в данной работе приведено впервые. Изученные породы хорошо соответствуют описаниям, данным при первичном выделении толщи [Малеев, 1961]. Главными особенностями пород толщи являются обломочные текстуры, кислый состав пород, наличие кристаллокластов плагиоклаза, кварца и амфибола. Эти особенности позволяют надежно отличить породы толщи от нижележащих пород алнейской свиты (лавовые потоки и туфобрекчии андезитового и андезибазальтового состава) и вышележащих пород нижнепаужетской подсвиты паужетской свиты (лавовые потоки и туфы андезитового и андезидацитового состава). Отличия описанных нами пород от выделенных в ранее описанном разрезе голыгинских игнимбритов в долине р. Озерной заключаются в полном отсутствии биотита в образцах скважины К-6, в то время как в изученном ранее разрезе биотит описан как редко встречающийся темноцветный минерал [Малеев, 1961]. Также для пород разреза, описанного в 1961 г. характерно наличие текстуры фьямме, увеличение содержание кварца к кровле горизонта, присутствие турмалина среди акцессорных минералов [Апрелков, 1961] и средний состав зерен плагиоклаза $An_{39–44}$ [Малеев, 1961]. Все эти характеристики не присущи породам скважины К-6.

Несмотря на существенную гидротермальную проработку пород толщи стекловатые включения в кварце сохранены и природно-закалены. Однако, как было показано выше, измеренные составы стекла во включениях не могут соответствовать исходному составу магматического расплава, а отличаются от него за счет существенной кристаллизации кварца на стенки включений. Поскольку кварц является минералом постоянного состава мы не можем применить те же методы коррекции составов закалочных стекол, основанные на равновесии расплава с минералом-хозяином переменного состава, которые применяются для оливина, пироксенов или плагиоклаза [Плечов, 2014]. Нами предложен способ коррекции состава закалочных стекол, при котором исходное содержание кремнезема в расплаве определяется независимым способом. Если мы знаем исходное содержание кремнезема в расплаве, то коррекция осуществляется простым добавлением SiO_2 до необходимого количества. В качестве независимой оценки содержания кремнезема нами было выбрано содержание кремнезема в хорошо закаленных пепловых частицах из морских отложений этого же извержения [Ponomareva et al., 2018]. На рис. 8 показано, что добавление 23% SiO_2 к измеренным составам стекол включений удовлетворительно

совмещает поле расплавных включений с составами стекла в пеплах. Теоретически, возможны и другие варианты коррекции состава расплавных включений в кварце. Например, оценка объема каемки кристаллизовавшегося на стенки кварца по CL-изображениям также примерно соответствует 20% от объема включений. Более точный метод мог бы быть основан на моделировании процессов кристаллизации магматической системы с верификацией по составам изученных минералов и стекол. Однако, для моделирования не хватает качественных данных по более ранним парагенезисам в этой же системе, а разброс имеющихся данных не позволяет провести моделирование с достаточной точностью. Предложенный нами метод не является точным, но позволяет использовать полученную оценку состава расплава в дальнейших реконструкциях. Однако, следует учитывать, что оценка физико-химических параметров, основанная на рассчитанных составах расплава, также содержит существенные неопределенности.

Максимальное содержание воды в расплаве на предэруптивной стадии по реконструированным составам расплавных включений было оценено в диапазоне от 4,1 до 7,5 мас.%. Измеренные концентрации хлора соответствовали 0,2 мас.%, а концентрация серы оказалась ниже порога обнаружения (0,06 мас.%). Низкое содержание серы в исходном расплаве позволяет предположить отсутствие значительных климатических эффектов после извержения голыгинских игнимбритов несмотря на большой объем извержения. Более позднее извержение вложенной в Паужетскую кальдеру кальдеры Курильского озера, как принято считать, также не имело существенных климатических эффектов из-за низкого содержания серы в магме [Плечов и др., 2010].

В пределах разреза нами не выявлено свидетельств существенных перерывов в накоплении материала, то есть вся изученная толща могла сформироваться во время одного мощного извержения. Зональность изученного разреза позволяет предполагать, что крупный магматический очаг, который опустошался во время извержения, был также зонален и имел значительные размеры по вертикали. Разброс полученных значений температуры и давления предполагает кристаллизацию первых порций расплава на глубинах порядка 20 км, его последующий подъем и стабилизацию на глубине около 5 км при температуре 800–950 °C. Подобные оценки становления магматического очага были установлены, например, для кальдеры Львиная Пасть Курило-Камчатской островной дуги [Смирнов и др., 2017].

Отметим различие полученных нами составов реконструированных расплавов с составами некоторых пород и стекол, опубликованных ранее [Portnyagin et al., 2020; Ponomareva et al., 2018]. Во-первых, эти образцы могут принадлежать тем частям разреза, которые не попали в керн скважины К-6. Во-вторых, существование стекла в течение нескольких сотен тысяч лет в контакте с океаническими или донными водами могло привести к изменению его состава без видимой девитрификации. В любом случае, природа этих различий пока не выяснена и требует дальнейших исследований. Однако, также можно предположить, что пеплы в колонках скважин, пробуренных в океане и давшие более молодой возраст, и описанный в данной работе интервал голыгинских игнимбритов сформировались в результате различных эруптивных событий, на что может указывать более молодой возраст пепла в океанических осадках.

Выводы. По результатам детального исследования образцов скважины К-6, можно сделать следующие выводы о становлении магматического очага перед извержением, сформировавшем толщу голыгинских игнимбритов. Магматический очаг находился на глубине около 5 км, кристаллокласты амфибола и плагиоклаза в породах, находящихся в основании толщи, носят следы формирования в более базитовом расплаве на больших глубинах. Реконструированный состав расплавных включений в кварце данной толщи соответствует умеренно-калиевым риолитам (мас.%): SiO_2 78,1–77,9, Al_2O_3 12,7–12, FeO_t 0,8–0,1, MgO 0,1–0,0, CaO 1,0–0,2, K_2O 4,3–3,8, Na_2O 4,9–3,3, Cl 0,1–0,2. Температура кристаллизации, рассчитанная для различных минералов и их парагенезисов варьирует в диапазоне 1009–784 °C, что в совокупности с оценками глубин формирования от 25 км до 5 км может отражать зарождение магматического расплава, его подъем и становление в очаге на глубине около 5 км, где происходило его медленное остывание и кристаллизация кварца. Максимальное содержание воды в магматическом расплаве на этапе кристаллизации кварца было оценено от 4,1 до 7,5 мас.% H_2O.

Благодарности. Авторы выражают благодарность П.А. Сомову из демонстрационного центра TESCAN в г. Москва за содействие в получении CL изображений кварца, а также заведующему лабораторией геотермии ИВиС ДВО РАН С.Н. Рычагову за предоставление образцов керна скважины К-6.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 22-17-00074, https://rscf.ru/en/project/22-17-00074.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле. 2003. № 1. С. 32–59.

2. *Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А.* Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 248–265.

3. *Амосова А.А., Пантеева С.В., Татаринова В.В., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л.* Рентгенофлуоресцентное определение основных породообразующих элементов из образцов массой 50 и 110 мг // Аналитика и контроль. 2015. Т. 19, № 2. С. 130–138.

4. *Апрелков С.Е.* Игнимбриты Голыгинских гор (Южная Камчатка) // Тр. Лаб. вулканол. 1961. Вып. 20. С. 92–96.

5. *Апрелков С.Е.* Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Тектоника. 1971. № 2. С. 105–111.

6. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки / Под ред. Ю.П. Масуренкова. М.: Наука, 1980. С. 171.

7. *Егоров О.Н.* Центры эндогенной активности (вулканические системы). М.: Наука, 1984.

8. *Малеев Е.Ф.* Пирокластическая природа игнимбритов юга Камчатки // Тр. лаб. вулканол. 1961. Вып. 20. С. 97–101.

9. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Кожемяка Н.Н.* Вулканические горы и равнины // Камчатка, Курильские и Командорские острова / Под ред. И.В. Лучицкого. М.: Наука, 1974. 438 с.

10. *Плечов П.Ю.* Методы изучения флюидных и расплавных включений М.: КДУ, 2014. 268 с.

11. *Плечов П.Ю., Балашова А.Л., Дирксен О.В.* Дегазация магмы кальдерообразующего извержения Курильского озера 7600 лет назад и ее влияние на климат // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433, № 3. С. 386–389.

12. *Рычагов С.Н., Жатнуев Н.С., Коробов А.Д.* и др. Структура гидротермальной системы. М., 1993. 239 с.

13. *Смирнов С.З., Рыбин А.В., Соколова Е.Н.* и др. Кислые магмы кальдерных извержений острова Итуруп: первые результаты исследования расплавных включений во вкрапленниках пемз кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветровой. 2017.

14. *Шеймович В.С.* Игнимбриты Камчатки. М.: Недра, 1979. 179 с.

15. *Шеймович В.С.* Особенности развития дочетвертичных вулкано-тектонических депрессий на Камчатке // Геотектоника. 1974. № ??. С. 118–125.

16. *Щеклеина М.Д., Плечов П.Ю., Биндеман И.Н.* и др. Реконструкция условий извержения Голыгинских игнимбритов (Южная Камчатка) // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. 2021. №??. С. 169.

17. *Barbee O., Chesner C., Deering C.* Quartz crystals in Toba rhyolites show textures symptomatic of rapid crystallization // American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials. 2020. Т. 105, № 2. P. 194–226.

18. *Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E* et al. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanology and Geothermal Res. 2010. Т. 189, № 1–2. P. 57–80.

19. *Chamberlain K.J., Morgan D.J., Wilson C.J.N.* Timescales of mixing and mobilisation in the Bishop Tuff magma body: perspectives from diffusion chronometry //Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014. Т. 168, № 1. P. 1–24.

20. *Danyushevsky L.V., Plechov P.* Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. Т. 12, № 7.

21. *Davydova V. O., Bindeman I.N., Shchekleina M.D., Rychagov S.N.* Pauzhetka Caldera (South Kamchatka): Exploring Temporal Evolution and Origin of Voluminous Silicic Magmatism // Petrology. 2022. Т. 30. № 5. P. 462–478.

22. *Erlich E.* Geology of the calderas of Kamchatka and Kurile Islands with comparison to calderas of Japan and the Aleutians, Alaska // US Geological Survey. 1986. № 86–291.

23. *Fisher R.V., Schmincke H.U.* Pyroclastic rocks. — Springer Science & Business Media, 2012. 465 p.

24. *Gillespie M., Styles M.* BGS rock classification scheme. Vol. 1. Classification of igneous rocks. 1999. 52 p.

25. *Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E.* Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1997. Т. 102, № B8. P. 17883–17898.

26. *Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to mineralogy and petrology. 1994. Т. 116, № 4. P. 433–447.

27. *Jarosewich E., Nelen J.A., Norberg J.A.* Reference samples for electron microprobe analysis // Geostandards Newsletter. 1980. Т. 4, № 1. P. 43–47.

28. *Jiang G., Zhao D., Zhang G.* Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka // Tectonophysics. 2009. Т. 465, № 1–4. P. 190–203.

29. *Kotov A.A., Smirnov S.Z., Plechov P.Y.* et al. Method for determining water content in natural rhyolitic melts by Raman spectroscopy and electron microprobe analysis // Petrology. 2021. Т. 29, № 4. P. 386–403.

30. *Koulakov I.Y., Dobretsov N.L., Bushenkova N.A., Yakovlev A.V.* Slab shape in subduction zones beneath the Kurile–Kamchatka and Aleutian arcs based on regional tomography results // Russian Geology and Geophysics. 2011. Т. 52, № 6. P. 650–667.

31. *Lipman P.W.* Calderas // Encyclopedia of volcanoes. 2000. P. 643–662.

32. *Moore G., Vennemann T., Carmichael I.S.E.* An empirical model for the solubility of H_2O in magmas to 3 kilobars // American Mineralogist. 1998. Т. 83, № 1–2. P. 36–42.

33. *Pamukcu A.S., Gualda G.A.R., Begue F., Gravley D.M.* Melt inclusion shapes: Timekeepers of short-lived giant magma bodies // Geology. 2015. Т. 43, № 11. P. 947–950.

34. *Ponomareva V., Bubenshchikova N., Portnyagin M.* et al. Large-magnitude Pauzhetka caldera-forming eruption in Kamchatka: Astrochronologic age, composition and tephra dispersal // J. Volcanol. and Geothermal Res. 2018. Т. 366. P. 1–12.

35. *Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Zelenin E.A.* et al. TephraKam: geochemical database of glass compositions

in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (northwestern Pacific) // Earth System Science Data. 2020. T. 12, № 1. P. 469–486.

36. *Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M.* Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. T. 160, № 1. P. 45–66.

37. *Wark D.A., Watson E.B.* TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer //Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. T. 152, № 6. P. 743–754.

38. *Wilke S., Holtz F., Neave D.A., Almeev R.* The effect of anorthite content and water on quartz–feldspar cotectic compositions in the rhyolitic system and implications for geobarometry // J. Petrol. 2017. T. 58, № 4. P. 789–818.

Статья поступила в редакцию 07.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 16.08.2023