# СОДЕРЖАНИЕ

-

\_

## Номер 4, 2021

| "Черные" пироксениты в составе мантийных ксенолитов в вулканитах некоторых<br>регионов Восточно-Азиатской окраины. Эволюция и петрогенезис.<br>Часть 1. Минералогический состав, условия образования |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| А. В. Колосков, В. В. Ананьев, П. И. Федоров                                                                                                                                                         | 3  |
| Напряженное состояние в афтершоковой области землетрясения Тохоку 11.03.2011                                                                                                                         |    |
| Ю. Л. Ребецкий, А. Ю. Полец                                                                                                                                                                          | 22 |
| Состав, строение и происхождение карбонатных конкреций<br>Южно-Камбального центрального термального поля (Камчатка)                                                                                  |    |
| С. Н. Рычагов, Е. И. Сандимирова, М. С. Чернов,<br>О. В. Кравченко, Е. В. Карташева                                                                                                                  | 45 |
| Вулканический массив Райкоке (Курильская островная дуга)                                                                                                                                             |    |
| Ю. И. Блох, В. И. Бондаренко, А. С. Долгаль, П. Н. Новикова, В. В. Петрова,<br>О. В. Пилипенко, В. А. Рашидов, А. А. Трусов                                                                          | 61 |

УДК 551.21+550.42

## "ЧЕРНЫЕ" ПИРОКСЕНИТЫ В СОСТАВЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ В ВУЛКАНИТАХ НЕКОТОРЫХ РЕГИОНОВ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ ОКРАИНЫ. ЭВОЛЮЦИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС. ЧАСТЬ 1. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2021 г. А. В. Колосков<sup>*a*, \*</sup>, В. В. Ананьев<sup>*a*</sup>, П. И. Федоров<sup>*b*, \*\*</sup>

<sup>а</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульв. Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия <sup>b</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: kolosav@kscnet.ru \*\*e-mail: pi\_fedorov@mail.ru Поступила в редакцию 10.07.2020 г. После доработки 04.12.2020 г. Принята к публикации 23.03.2021 г.

Изучен минералогический состав и проведана типизация ксенолитов "черной" серии в плиоценчетвертичных вулканитах районов ЮВ Вьетнама, р. Валоваям (юг Корякского нагорья), покровов вулкана Бакенинг (Центральная Камчатка). Помимо мономинеральных разностей выделены еще пироксениты, содержащие гранат, ортопироксен и оливин. Ксенолиты этой серии могли образоваться при плавлении головной части мантийных плюмов во время их подъема в низы литосферы температурный режим их образования на 100–150°С выше, чем ксенолитов предполагаемой литосферы, а давление отвечает переходу от гранатовой к фации шпинелевых лерцолитов. В эволюционном ряду: мономинеральные пироксениты –вебстериты –оливиновые пироксениты происходит направленное изменение состава клинопироксенов, связанное с их инконгруэнтным плавлением в ходе подъема расплавов к земной поверхности. При этом появляется вторичный ортопироксен и расплав, в котором образуются "дочерние" фазы: шпинелиды, оливины, клинопироксены, плагиоклазы. Составы клинопироксенов "черных пироксенитов", как возможной реликтовой фазы, иногда отмечаются среди подобного набора минералов вулканитов внутриплитного типа, что может свидетельствовать о генетическом родстве этого типа ксенолитов и вулканитов.

*Ключевые слова:* минералогия, ксенолиты "черной" серии, шпинелиды, оливины, клинопироксены, плагиоклазы, мантийные плюмы

DOI: 10.31857/S0203030621040027

#### введение

В большинстве публикаций мантийные ксенолиты представлены как материал для выявления состава мантийного субстрата или его возможного изменения в ходе вторичных процессов (например, мантийного метасоматоза) [Соболев и др., 1972; Menzies, 1983; Mafic ..., 1988; Griffin et al., 1988; Kepezhinskas et al., 1995; Колосков и др., 2001; Arai et al., 2003; Ishimary et al., 2007; Ionov, 2010]. Другое направление исследований рассматривает мантийные ксенолиты в связи с процессами магмообразования [Wilshire, Shervais, 1975; Frey, Printz, 1978; Irving, 1980; Menzies et al., 1985; Колосков, 1999; Bryant et al., 2007; Arai et al., 2007, 2008; Ashchepkov et al., 2011]. В этом плане, вероятно, наибольший интерес представляют ксенолиты так называемой "черной" серии, поскольку они "тесно связаны" с мантийными расплавами, а состав их иногда используется в петрологических моделях с участием плюмового резервуара [Колосков, 1999; Arai et al., 2007, 2008; Шарков, Богатиков, 2015; Колосков и др., 2019, 2020].

В систематике мантийных ксенолитов хорошо отразился исторический подход, связанный с последовательным совершенствованием методов их исследования. Так, в наиболее ранних классификациях используется визуальный анализ разделения ксенолитов [Wilshire, Trask, 1969; Best, 1970] и предлагается выделять две группы: 1) "зеленую", содержащую изумрудно-зеленый высокохромистый диопсид или хромовый субкальциевый авгит как непременный член этой группы включений и 2) "черную", содержащую темного цвета авгит, почти безхромистый, но с высокими концентрациями TiO<sub>2</sub>. Позднее [Wilshire, Shervais, 1975; Irving, 1980], с учетом особенностей вещественного состава, эти категории рассматривались как группы I и II ксенолитов. Разделение на "зеленую" и "черную" группы укоренилось в геологической литературе и будет использовано в настоящей работе.

В ходе полевых работ на территории Вьетнама и Камчатского региона, а также рейсов НИС "Вулканолог" в Южно-Китайском море собран обширный ксенолитный материал, связанный с плиоцен-четвертичным вулканизмом в этих регионах. Результаты его изучения частично опубликованы в работах [Колосков, 1999; Колосков и др., 1997, 2001, 2016, 2017], в которых "черные" пироксениты рассматривались как "сопутствующий продукт", и многие вопросы генезиса этих образований остались нерассмотренными. С использованием нового минералогического (микрозондового), а также петролого-геохимического материала мы вернемся к рассмотрению этих вопросов. При этом главной залачей исследования представляется решение вопроса генезиса этих образований и то, какую роль "черные" пироксениты могут играть в процессах магмообразования в различных геодинамических обстановках.

Предполагаемая публикация будет состоять из двух частей. В первой излагаются результаты минералогического изучения мантийных ксенолитов "черной" серии. Состав минералов определялся с помощью рентгеноспектрального микроанализатора "CAMEBAX" в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (с обычной точностью анализа – для макрокомпонентов около 0.5–1% и для MnO, NiO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – около 10%), аналитики: В.М. Чубаров, Т.М. Философова, В.В. Ананьев.

Во второй части предполагается обобщить минералогический и петролого-геохимический материал. Будет создана предполагаемая модель петрогенезиса. Ксенолитный материал будет представлен по трем районам: 1) ЮВ окраина Вьетнама и прилегающая шельфовая зона Южно-Китайского моря, 2) верховья р. Валоваям (южная часть Корякского нагорья), 3) плато в основании вулкана Бакенинг, Центральная Камчатка. Они имеют различное структурное положение, которое нуждается в уточнении: континентальная окраина или окраинный морской бассейн, островодужная система или внутриостроводужный рифтоген. Возможно будет получен дополнительный материал для более точного разделения.

#### ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Регион ЮВ Вьетнама. Береговые плато на мысах Намчан, Батаган, Голян, вулканические покровы и многочисленные шлако-лавовые конусы на островах Тху, Б. Катуик, Ре и подводного массива Иль де Сандр сложены афировыми и субафировыми щелочными оливиновыми базаль-

тами, трахитами и базанитами плиоцен-четвертичного возраста [Hoang et al., 1996; Колосков, 1999]. По своим вешественным характеристикам они относятся к внутриплитному геохимическому типу [Колосков, 1999; Колосков и др., 2016]. Базальтоиды выносят многочисленные мантийные ксенолиты как "зеленой". так и "черной" серий (табл. 1). Подробно изучен в основном только их петрографический состав [Колосков, 1999]. Включения распространены практически во всех проявлениях вулканизма - в вулканических конусах и лавовых потоках. Наибольшее количество и наибольшее разнообразие включений было получено при изучении современного подводного вулкана Иль де Сандр. При драгировании его прикратерной зоны были подняты ксенолиты размером до 40-50 см. Причем драга иногда содержала до 80-90% ксенолитного материала. Среди ксенолитов "зеленой" серии по составу клинопироксенов выделяется две группы пород (см. табл. 1). Преобладающие по распространенности магнезиальные лерцолиты и ассоциирующие с ними гарцбургиты, верлиты и дуниты характеризуются железистостью клинопироксена (F/FM в атомных соотношениях) не более 10%. В менее распространенных железистых лерцолитах и ассоциирующих с ними верлитах и гарцбургитах железистость клинопироксенов возрастает до 14-15%. Клинопироксены железистой группы заметно обогащены TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O (см. табл. 1). В крупных обломках – лерцолиты "зеленой" серии – это грубозернистая (размер зерен доходит до 4-5 мм) порода с обычным четырехминеральным парагенезисом: около 60-80% оливина, от 3-5 до 10% клинопироксена, примерно столько же ортопироксена и от единичных зерен до 5–7% шпинели. В сопутствующих разностях пород уменьшается количество клинопироксена, но возрастает содержание ортопироксена и оливина. Иногда встречается флогопит в виде отдельных мелких пластинок или тонких прожилков, рассекающих породу по нескольким направлениям, а также амфибол – в прожилках или каплевидных зонах вторичного преобразования включений. Гораздо реже распространены зеленовато-серые пироксениты. Они содержат от 60 до 80% клинопироксена, от 3–5 до 10–20% ортопироксена, от 3 до 5% шпинели и от 0 до 10% оливина, приближаясь к составу единичных образцов вебстеритов и верлитов. Иногда присутствует до 5% граната в келефитовой оболочке. Пироксениты нередко порфировые, когда размер отдельных зерен клинопироксена доходит до 1 см, а шпинели до 3-4 мм. Среди пород "черной" серии (F/FM клинопироксенов от 15 до 30-33%) выделяется три группы (см. табл. 1). Преобладают ортопироксен-содержащие пироксениты-вебстериты, менее распространены мономинеральные разности и оливиновые пироксениты. При возрастании роли ортопирок-

сена и оливина в породе заметно уменьшается глиноземистость клинопироксенов и слегка содержание в них TiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O. "Черные" пироксениты обычно встречаются в виде угловатых обломков размером до 7-10 см. В целом они характеризуются мелкозернистым строением и повышенной пористостью. Встречено было довольно много неравномернозернистых образцов с кумулятивными структурами и высокой пористостью. Кроме того, иногда попадаются образцы сложного состава – гипербазиты (чаще всего лерцолиты) с прожилками и жилами (до 2-2.5 см) "черных" пироксенитов либо с корками пироксенитового состава размером до 3-3.5 см. Границы пироксенитов с гипербазитами резкие, но все минералы лерцолитов в контактовой зоне отличаются повышенной железистостью. Внутри некоторых жил пироксенитов встречаются иногда участки перекристаллизованных лерцолитов размером в несколько мм. Эти реликты состоят из оливин-ортопироксенового агрегата с каемкой существенно ортопироксенового состава. Железистость минералов здесь также повышена. Пироксениты "черной" серии содержат также небольшое количество глиноземистой шпинели, иногда амфибол и флогопит в зонах вторичной перекристаллизации и плавления, а также в единичных образцах пироповый гранат. Ограниченная группа габброидных включений представлена единичными образцами размером от 0.5–0.7 до 15–20 см. Характерно пятнистое или грубополосчатое расположение темноцветных минералов (амфибол, клино-И ортопироксены), содержание которых колеблется от 20-30 до 50-80%.

Район Валоваям. Располагается в верховьях одноименной реки, в южной части Корякского нагорья в обрамлении Командорской впадины Берингова моря. Этот регион рассматривается как продолжение Курило-Камчатской островодужной системы [Геология ..., 1979]. Однако особенности геологического строения региона свидетельствуют, скорее, о типичной континентальной окраине [Колосков и др., 2018, 2019]. Основная часть района сложена породами так называемого "стратифицированного комплекса" (березовская свита и алнейская серия). Он представляет собой чередующиеся потоки существенно плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых андезитов и андезибазальтов, разделенных пирокластикой того же состава. По вещественному составу это обычный островодужный тип вулканитов. Глубинные ксенолиты, однако, были обнаружены [Колосков и др., 1988] в небольшом конусе лейцитовых базанитов и отмечены в нескольких дайках и отдельных потоках щелочных оливиновых базальтов в составе "стратифицированного комплекса". Включения (размером от нескольких мм до 30-40 см) составляют до 20-30% объема пород базанитового конуса. Среди пород "зеленой" серии преобладают мономинеральные пироксениты (см. табл. 1). По тем же критериям разной железистости клинопироксенов здесь также можно выделить группу магнезиальных верлитов и гарцбургитов, а также железистых лерцолитов, верлитов и гарцбургитов. Вторая явно преобладает и отличается повышенными концентрациями  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  в клинопироксенах, примерно такими же, как в подобной группе минералов Вьетнама. "Черная" серия здесь представлена умеренножелезистыми пироксенитами. Один из таких пироксенитов содержит пироповый гранат. Состав клинопироксенов весьма близок к таковым из соответствующего типа пород ксенолитов Вьетнама. В участках плавления и перекристаллизации ксенолитов появляются высокотитанистые Са-Na амфибол и флогопит. Здесь же были обнаружены небольшие зерна плагиоклаза, нефелина и лейцита [Колосков, 1999].

Район вулкана Бакенинг. Это крайнее звено в цепи вулканов Авачинско-Корякской группы, секущей по отношению к простиранию основных структур Камчатского региона. Район располагается в пределах Авачинского грабена, который относится к одной из внутриостроводужных рифтовых зон. В фундаменте активного вулкана Бакенинг помимо миоцен-плиоценовых вулканогенных пород обычного островодужного типа (паратунская свита и алнейская серия) встречаются останцы покровов субафировых высокотитанистых субшелочных базальтов. Глубинные включения (размером от нескольких мм до 10-15 см) были обнаружены в одном из таких потоков в нижней части разреза (общей мощностью порядка 60-100 м) покровных образований [Колосков, 1999]. В "зеленой" серии главную роль играют умеренножелезистые (F/FM = 13-17) пироксениты и верлиты (см. табл. 1). Здесь нет таких железистых пироксенитов (F/FM = 20-25), как среди ксенолитов Вьетнама. Соответственно, их клинопироксены отличаются меньшими значениями для TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O. Менее представлены железистые верлиты и гарцбургиты. Их клинопироксены содержат меньше  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ , чем близкие по составу ксенолиты Валоваяма. Полностью отсутствуют лерцолиты и габброидные включения. В составе "черной" серии выделяются умеренножелезистые мономинеральные пироксениты, вебстериты и оливиновые пироксениты. Встречаются образования сложного состава, когда ядро включения представлено гарцбургитом, а оторочка ортопироксенитом. В некоторых пироксенитах и вебстеритах в зонах перекристаллизации и плавления появляется ортопироксен в структурах распада в клинопироксене и титанистый паргасит.

Представленные материалы о составе глубинных включений свидетельствуют, что при переходе от вьетнамских к валоваямским и бакенингским ксенолитам существенно меняется тип

#### КОЛОСКОВ и др.

| Группа и тип         | Содержание основных элементов в клинопироксенах ксенолитов различных районов |                        |           |                        |           |                             |  |  |  |  |  |  |  |
|----------------------|------------------------------------------------------------------------------|------------------------|-----------|------------------------|-----------|-----------------------------|--|--|--|--|--|--|--|
| ксенолитов           | % наличия                                                                    | ЮВ Вьетнам             | % наличия | Валоваям               | % наличия | Бакенинг                    |  |  |  |  |  |  |  |
| Зеленая серия        |                                                                              |                        |           |                        |           |                             |  |  |  |  |  |  |  |
| Магнезиальные лер-   | 40                                                                           | $TiO_2 = 0 - 0.7$      | 15        | $TiO_2 = 0.4 - 1.0$    |           |                             |  |  |  |  |  |  |  |
| цолиты               |                                                                              | .1.0 05 70             |           |                        |           |                             |  |  |  |  |  |  |  |
| Гарцоургиты          |                                                                              | $Al_2O_3 = 0.5 - 7.9$  |           | $AI_2O_3 = 0.5 - 4.5$  |           |                             |  |  |  |  |  |  |  |
| Верлиты              |                                                                              | $Na_2O = 0.35 - 0.7$   |           | $Na_2O = 0.3 - 0.8$    |           |                             |  |  |  |  |  |  |  |
| Дуниты               | 20                                                                           | T:0 015 14             | 25        | <b>T</b> O 0112        |           | <b>T</b> : <b>O O 1 O 5</b> |  |  |  |  |  |  |  |
| Железистые лерцолиты | 30                                                                           | $T_1O_2 = 0.15 - 1.4$  | 25        | $T_1O_2 = 0.1 - 1.3$   | _         | $T_1O_2 = 0.1 - 0.5$        |  |  |  |  |  |  |  |
| Верлиты              |                                                                              | $Al_2O_3 = 0.5 - 9.2$  |           | $Al_2O_3 = 0.1 - 8.0$  | 5         | $Al_2O_3 = 3.0 - 7.0$       |  |  |  |  |  |  |  |
| Гарцбургиты          |                                                                              | $Na_2O = 0 - 2.0$      |           | $Na_2O = 0.1 - 1.4$    |           | $Na_2O = 0.0 - 1.2$         |  |  |  |  |  |  |  |
| Пироксениты          | 10                                                                           | $TiO_2 = 0.5 - 1.9$    | 52        | $TiO_2 = 0.2 - 0.3$    |           | $TiO_2 = 0.2 - 0.60$        |  |  |  |  |  |  |  |
| Верлиты              |                                                                              | $Al_2O_3 = 3.0 - 10.2$ |           | $Al_2O_3 = 0.6 - 5.2$  | 85        | $Al_2O_3 = 1.1 - 6.8$       |  |  |  |  |  |  |  |
|                      |                                                                              | $Na_2O = 0.1 - 2.0$    |           | $Na_2O = 0.2 - 1.4$    |           | $Na_2O = 0.4 - 1.1$         |  |  |  |  |  |  |  |
|                      |                                                                              | Черн                   | ная серия |                        | 1         |                             |  |  |  |  |  |  |  |
|                      |                                                                              | $TiO_2 = 0.7 - 1.5$    | 5         | $TiO_2 = 1.4 - 1.9$    |           | $TiO_2 = 0.60 - 1.8$        |  |  |  |  |  |  |  |
| Пироксениты          | 3                                                                            | $Al_2O_3 = 8.0 - 11.0$ |           | $Al_2O_3 = 8.4 - 10.2$ | 7         | $Al_2O_3 = 7.3 - 10.9$      |  |  |  |  |  |  |  |
|                      |                                                                              | $Na_2O = 0.3 - 1.40$   |           | $Na_2O = 0.9 - 1.2$    |           | $Na_2O = 0.3 - 0.86$        |  |  |  |  |  |  |  |
|                      |                                                                              | $TiO_2 = 0.4 - 1.10$   |           |                        |           | $TiO_2 = 0.35 - 0.45$       |  |  |  |  |  |  |  |
| Вебстериты           | 7                                                                            | $Al_2O_3 = 4.2 - 7.0$  |           |                        | 1         | $Al_2O_3 = 5.8 - 6.7$       |  |  |  |  |  |  |  |
|                      |                                                                              | $Na_2O = 0.6 - 1.30$   |           |                        |           | $Na_2O = 0.05 - 0.45$       |  |  |  |  |  |  |  |
|                      |                                                                              | $TiO_2 = 0.2 - 0.9$    |           |                        |           | $TiO_2 = 0.35 - 0.9$        |  |  |  |  |  |  |  |
| OL пироксениты       | 5                                                                            | $Al_2O_3 = 3.0 - 6.1$  |           |                        | 2         | $Al_2O_3 = 0.1 - 2.2$       |  |  |  |  |  |  |  |
|                      |                                                                              | $Na_2O = 0.3 - 1.10$   |           |                        |           | $Na_2O = 1.1 - 1.3$         |  |  |  |  |  |  |  |
| Gr-содержащие        | ед. обр.                                                                     | $TiO_2 = 0 - 0.54$     | ед. обр.  | $TiO_2 = 0.9 - 0.94$   |           |                             |  |  |  |  |  |  |  |
| пироксениты          |                                                                              | $Al_2O_3 = 4.0 - 8.5$  |           | $Al_2O_3 = 7.1 - 7.3$  |           |                             |  |  |  |  |  |  |  |
|                      |                                                                              | $Na_2O = 0.3 - 1.5$    |           | $Na_2O = 0.4 - 0.5$    |           |                             |  |  |  |  |  |  |  |
| Габброиды            | 5                                                                            | $TiO_2 = 0.3 - 0.6$    | 3         | $TiO_2 = 0.8 - 2.5$    |           |                             |  |  |  |  |  |  |  |
|                      |                                                                              | $Al_2O_3 = 2.5 - 4.5$  |           | $Al_2O_3 = 2.0 - 10.5$ |           |                             |  |  |  |  |  |  |  |
|                      |                                                                              | $Na_2O = 0.6 - 0.7$    |           | $Na_2O = 0.4 - 1.0$    |           |                             |  |  |  |  |  |  |  |

Таблица 1. Тип ксенолитов и основные параметры состава клинопироксенов

Примечание. В каждом районе присутствуют также мегакристы Ті-авгита, шпинели, магнетита, пикроильменита. В зонах плавления и перекристаллизации – амфибол, флогопит, плагиоклаз.

включений "зеленой" серии: уменьшается роль относительно магнезиальных лерцолитов, но резко возрастает значение железистых верлитов и особенно пироксенитов. Соответственно, меняется состав клинопироксенов. Ксенолиты "черной" серии в этом ряду более консервативны, клинопироксены пироксенитов сходны во всех трех районах, различаются эти минералы только в вебстеритах и оловиновых пироксенитах.

#### СОСТАВ МИНЕРАЛОВ КСЕНОЛИТОВ "ЧЕРНОЙ" СЕРИИ

Поскольку наиболее представительные материалы по этой серии включений мы имеем для

района Вьетнама, именно этот район будет взят в основу для дальнейшего обсуждения. Данные по двум другим районам будут использованы в сравнительном плане.

Пироксены. Парагенезисы клино- и ортопироксенов (при подчиненной роли вторых) встречаются практически во всех проявлениях "черной" серии. Несмотря на широкие вариации магнезиальностижелезистости, типизация их довольно простая (рис. 1). Для ксенолитов Вьетнама переход от мономинеральных высокожелезистых пироксенитов к умеренножелезистым вебстеритам и оливиновым пироксенитам сопровождается смещением составов от салитов к авгитам и частично даже к субкальциевым авгитам: Wo<sub>50.4–34.3</sub>En<sub>54.3–35.5</sub>Fs<sub>14.2–11.4</sub> →

7

 $\rightarrow Wo_{46.4} - _{16.6}En_{63.2-41.3}Fs_{20.2-12.3} \rightarrow Wo_{40.4-12.2}En_{74.3-47.5}$ Fs<sub>13 7–12 2</sub> (см. рис. 1а–в). Состав ортопироксенов при этом меняется от бронзит-гиперстенов Fs<sub>22 0-</sub> 36.2 до бронзитов Fs<sub>15.4-25.9</sub> и энстатит-бронзитов Fs<sub>9.2–20.7</sub>. В зоне плавления пироксенитов отмечаются пижониты Wo<sub>3 5-3 9</sub>En<sub>69 5-65 0</sub>Fs<sub>31 3-29 2</sub>. Клинопироксены гранат-содержащих пироксенитов Вьетнама при переходе от магнезиальных ("зеленая" серия) к железистым ("черная" серия) разностям меняют состав от диопсидов Wo<sub>48.1-47.0</sub>En<sub>46.2-45.4</sub>Fs<sub>6.8-6.5</sub> до авгит-салитов Wo<sub>46.0-44.2</sub>En<sub>43.8-42.8</sub>Fs<sub>12.0-11.2</sub>, а связанные с ними ортопироксены отвечают бронзитам Fs<sub>13.5-14.3</sub> и Fs<sub>22.0-22.1</sub> соответственно (см. рис. 1г). Основная масса клинопироксенов пироксенитов Бакенинга представлена салитом. При этом диапазон изменения их составов более сдвинут в сторону ортопироксенов, чем в пироксенах из пироксенитов Вьетнама Wo<sub>48,6-29,1</sub>En<sub>56,1-35,8</sub>Fs<sub>15,7-14,8</sub> (см. рис. 1е). Тем же салитам отвечают и составы пироксенов вебстеритов Wo<sub>48.7-43.3</sub>En<sub>46.9-41.0</sub>Fs<sub>10.3-9.8</sub>. Но они отличаются повышенной магнезиальностью. Точки составов пироксенов оливиновых пироксенитов существенно сдвинуты в сторону меньшей кальциевости, как и для однотипных пород Вьетнама Wo<sub>46.0-34.4</sub>En<sub>51.2-40.4</sub>Fs<sub>14.13.6</sub>. Ортопироксены пироксенитов (Fs<sub>20.5-21.5</sub>), оливиновых пироксенитов (Fs<sub>26.1-)27.3</sub>) и вебстеритов (Fs<sub>12.6-27.3</sub>) относятся к бронзитам, хотя диапазон изменения составов последних несколько сдвинут в сторону энстатитов. Клинопироксены пироксенитов Валоваям  $Wo_{49.6-42.3}En_{44.6-38.58}Fs_{13.2-8.9}$  являются салит-авгитовыми. В гранатовом пироксените – салит  $Wo_{47.4-47.5}En_{41.1-41.6}Fs_{10.0-11.2}$ , ассоциирующий бронзитом (Fs<sub>18 9–19 6</sub>) (см. рис. 1ж).

Рассмотрим теперь особенности составов каждой группы минералов в отдельности.

Клинопироксен является одним из наиболее распространенных и генетически информативных минералов пород "черной" серии. Рассмотрим сначала составы пироксенов для того случая, когда содержащие их пироксениты находятся в виде прожилков секущих полос или иных локальных обособлений в гипербазитах "зеленой" серии, то есть имеют фиксированное пространственное и временное положение. Клинопироксены гипербазитов-консервантов "зеленой" серии при переходе от лерцолитов к гарцбургитам по мере увеличения их магнезиальности образуют хорошо выраженный тренд 1 уменьшения содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 2a), TiO<sub>2</sub> (см. рис. 2б), Na<sub>2</sub>O (см. рис. 2в), но возрастания СаО (см. рис. 2г). Этот тренд отвечает составу железистого типа пород "зеленой" серии (см. табл. 1). Сходный, но сдвинутый в сторону большей магнезиальности, тренд 2 относится к магнезиальному типу этой серии (см. табл. 1). Отклонение некоторых составов от этих трендов

в сторону большей железистости в поле (1), возможно, вызвано наложенными процессами перекристаллизации. Все составы минералов породузников "черной" серии характеризуются хорошо выраженными трендами 3 такой же направленности. Важно подчеркнуть, что никакого соответствия между составами пироксенов и типами пород "черной" и "зеленой" серий не наблюдается. Например, обогащенные глиноземом пироксены "черных" пироксенитов встречаются в жилах как "зеленых" гарцбургитов (обр. 100/6), так и лерцолитов (обр. 103/1). То есть это сонахождение пироксенитов и гипербазитов случайное. Отклонение составов пироксенов "черной" серии от тренда 3 в сторону больших или меньших содержаний по отдельным компонентам в большинстве случаев связано с их нахождением в поле (2a) Na- или в поле (26) Na-К "щелочного плавления". Поля эти хорошо выделяются при микроскопическом изучении ксенолитов. Они имеют мелкозернистое строение и представлены новообразованными зернами клино- и ортопироксена, иногда оливина и щелочного стекла. Часто присутствует амфибол и/или флогопит, как показатели щелочного плавления. Внутри поля (2а) иногда проявлены тренды За вторичной перекристаллизации (центркрай зерна). Обратимся теперь к тем ксенолитам "черной" серии, которые были встречены вне связи с гипербазитами "зеленой" серии. Основная масса составов клинопироксенов мономинеральных пироксенитов по содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> целиком располагается в поле (3) минералов ксенолитов-узников в гипербазитах (см. рис. 2д), несколько отклоняется в сторону меньших концентраций TiO<sub>2</sub> (см. рис. 2е) и Na<sub>2</sub>O (см. рис. 2ж) и выходит за его пределы по своей большей кальциевости (см. рис. 23). По содержанию СаО попалают сюда только конечные составы тренда 4а вторичной перекристаллизации. Набор пород ксенолитов-узников более широкий. Добавление вебстеритов и оливиновых пироксенитов с низкокальциевыми пироксенами, по-видимому, первую очередь отражается на содержании Са в клинопироксенах (табл. 2). Низкой магнезиальностью, глиноземистостью, натриевостью, но высоким Са отмечены две точки "реликтовых" пироксенов в поле (1) "зеленой" серии (см. рис. 2д, ж, з). Обособленная группа точек располагается в поле Na-щелочного плавления (2a) с низкими значениями для Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O и CaO. Здесь же заканчивается и тренд 4а плавления и перекристаллизации пироксенов. Отклонение точек составов клинопироксенов от общей совокупности И появление самостоятельных трендов 4б и 4в вызвано появлением вторичных, "дочерних" генераций (иногда в виде спинифексов в стекле) (см. рис. 2). Возрастающее участие ортопироксена и оливина в составе пироксенитов сопровождается смещением фигуративных точек клинопироксе-



**Рис. 1.** Состав пироксенов в координатах En–Wo–Fs. а–в – в ксенолитах Вьетнама (пироксениты с небольшой примесью ортопироксена (1), пироксениты с ортопироксеном (2), вебстериты (3), оливиновые пироксениты (4)); г, д –пироксениты с гранатом (Вьетнама (1), Валоваям (2)); е, ж – в ксенолитах Бакенинга (е) и Валоваям (ж) (пироксениты (1, 4, 5), мономинеральные (1, 4), с оливином (3), с гранатом (5), вебстериты (2)).

нов в сторону все меньших значений для  $Al_2O_3$ (см. рис. 2и, н),  $TiO_2$  (см. рис. 2к, о),  $Na_2O$  (см. рис. 2л, п), но больших для CaO в случае добавления ортопироксена (см. рис. 2м) и меньших при участии оливина (см. рис. 2р). Одновременно возрастает и магнезиальность этих клинопирок-

сенов. Случаи отклонения от этих трендов хорошо объясняются попаданием "аномальных" точек в поля (2а) и (2б) "щелочного плавления" (см. рис. 2и-м), иногда с появлением кумулятивных трендов 46 и 4в. Все пироксениты "черной" серии однотипны, но составы их клинопироксенов могут отличаться в зависимости от степени присутствия в породе ортопироксена или оливина. Возрастание по CaO еще можно объяснить отделением низкокальциевого пироксена и оливина (см. рис. 2м), а как быть с его уменьшением (см. рис. 2р) в случае появления оливина, а также с дефицитом  $Al_2O_3$ , TiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O во всех других случаях? На эти вопросы мы постараемся ответить при обсуждении результатов. Отметим еще одну особенность в большинстве случаев основная масса составов клинопироксенов мономинеральных пироксенитов попадает в поле (4) составов этого минерала из несущих ксенолиты вулканических пород внутриплитного типа (см. рис. 2д, е, з). Гранатдиопсидовые пироксениты магнезиального типа представляют обособленную минеральную группу вблизи тренда 1 "зеленых" гипербазитов, а гранат-авгитовый их тип отличается самостоятельным трендом 5, сходным с таковым для минералов пироксенитов (см. рис. 2д-3).

Перейдем к другим регионам. Клинопироксены ксенолитов "зеленой" серии (гарцбургитов, верлитов, пироксенитов) Бакенинга (рис. 3а, поле (1) и тренды 1 и 2) более железистые, чем те же минералы ксенолитов гипербазитов Вьетнама. А в отношении минералов пироксенитов "черной" серии наблюдается сходная картина. Поле (3) пироксенов из ксенолитов-узников Вьетнама и здесь охватывает сходные составы минералов при переходе от мономинеральных пироксенитов к вебстеритам и оливиновым пироксенитам. При этом для минералов из пироксенитов наблюдается полное совпадение в отношении содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>, но отклонение в сторону больших значений по Na<sub>2</sub>O и меньших для CaO (см. рис. 3а, б по сравнению с рис. 2д, е). Как и в случае с вьетнамскими пироксенитами, фигуративные точки клинопироксенов вебстеритов и оливиновых пироксентов Бакенинга "уходят" в область низких значений по Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O (см. рис. 3а-в) и более высоких значений для СаО (см. рис. 3г), смещаясь в поля щелочного плавления 2а и 26. В вебстеритах здесь зафиксирован интерстициальный амфибол. Не совсем понятной остается природа обособленной группы умеренножелезистых и высокоглиноземистых клинопироксенов пироксенитов с небольшой примесью ортопироксена. По содержанию  $Al_2O_3$  и CaO они попадают в поле (1a) щелочного плавления, хотя наличие амфибола или флогопита здесь отмечено не было (см. рис. 3а, г). Иногда здесь также можно выделить тренды фракционирования 46 и 4в. На Валоваяме

поле (1) пироксенов из ксенолитов "зеленой" серии сушественно расширено по сравнению с однотипными составами пироксенов Бакенинга. Появляются дополнительные тренды 6 и 7 эволюции состава пироксенов с разной магнезиальностью и с различным набором содержащих их ксенолитов. Первый сходен по железистости и набору пород ксенолитов (лерцолиты-гарцбургиты) с трендом 1 Вьетнама, но отличается присутствием еще и пироксенов из пироксенитов, второй отвечает составу пироксенов, которые присутствуют в "зеленой" серии Бакенинга в поле (1). Клинопироксены "черных" пироксенитов содержат больше Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,  $TiO_2$  и Na<sub>2</sub>O, но меньше CaO, чем те же минералы в гранат-содержащих разностях (см. рис. 3д-3). Возможно, это вызвано их кумулятивным происхождением (тренды 4в). Они близки к умеренножелезистой группе пироксенов Бакенига и "пироксенита-узника" (обр. 103/1) Вьетнама. Поля (4) пироксенов вмещающих пород внутриплитного типа охватывают почти все составы тех же минералов ксенолитов "черной" серии Бакенинга и значительную их часть Валоваяма. Гранат-авгитовые пироксениты Валоваям сходны по составу с таковыми Вьетнама.

Ортопироксены в ксенолитах "черной" серии не являются породообразующими минералами. В своем большинстве они встречаются в зонах вторичного плавления и перекристаллизации клинопироксенов либо в продуктах их распада (табл. 3). В парных включениях повторяются те же тренды перехода от лерцолитов к гарцбургитам и от пироксенитов к вебстеритам (рис. 4), что и для клинопироксенов, хотя значительная часть точек составов ортопироксенов как "зеленой", так и "черной" серий попадает в поля (1) и (2а) вторичного плавления и перекристаллизации клинопироксенов. Отклонение от этих полей может свидетельствовать о том, что мы либо имеем фазу распада клинопироксена, либо контуры выделенных полей, адаптированные к составам ортопироксенов, слишком узкие (мало данных), чтобы вместить все новообразованные составы этого минерала. В отношении составов минералов "одиночных" ксенолитов "черной" серии картина более сложная. Переход от ортопироксенов мономинеральных пироксенитов к тем же минералам из вебстеритов и оливиновых пироксенитов Вьетнама отмечается вдоль тренда 36, а для Бакенинга – 3г и сопровождается уменьшением содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для обоих трендов (см. рис. 4д), уменьшением TiO<sub>2</sub> для ортопироксенов Бакенинга, но возрастанием в случае Вьетнама (см. рис. 4е). Обратная картина наблюдается в отношении CaO (см. рис. 4ж). Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> возрастает в ортопироксенах Вьетнама и уменьшается для Бакенинга (см. рис. 43). Здесь также подавляющая часть точек располагается либо в поле (1) – реликтовая фа-



Для д-р +8 О 9 △ 10 Х 11 Х 12

**Рис. 2.** Состав клинопироксенов в координатах  $Al_2O_3$ -F/FM (а-н), TiO<sub>2</sub>-F/FM (б-о),  $Na_2O$ -F/FM (в-п), CaO-F/FM (г-р) в образцах ксенолитов-узников, вмещающих их гипербазитах (а-г), а также в одиночных ксенолитах "черной" серии Вьетнама (д-р).

a-r - 1-7 - 11/5 лерцолит (1*a*), вебстерит (1*b*), 100/6 гарцбургит (2*a*), пироксенит с OI и oPx (2*b*), 37 верлит (3*a*), вебстерит с OI (3*b*), 33a-1 лерцолит (4*a*), OI пироксенит (4*b*), 100/1 лерцолит (5*a*), пироксенит с OI и oPx (5*b*), 35/16 гарцбургит (6*a*), пироксенит с OI и oPx (6*b*), 103/1 лерцолит (7*a*), пироксенит с OI (7*b*); g-p - 8 - 12 - пироксениты с единичными oPx (8) и небольшим (5–10%) его содержанием (9), вебстериты (10), пироксениты с OI (11) и гранатом (12). Тренды изменения состава клинопироксенов: 1 – лерцолит-гарцбургит "консервантов", вмещающих жилы пород "черной" серии; 2 – лерцолит-гарцбургитовых ксенолитов "зеленой" серии; 3 – ксенолитов-узников "черной" серии; 4a-в – одиночных ксенолитов 5 – ксенолитов с гранатом. Поля составов пироксенов из области плавления и перекристаллизации ксенолитов "зеленой" (1) и "черной" серий в условиях Na метасоматоза (2a) и Na-K метасоматоза (2b), ксенолитов-узников "черной" серии (3), вмещающих вулканитов внутриплитного типа (4). F/FM – железистость пироксенов, (Fe/(Fe + Mg) в атомных количествах) × 100.

за(?), либо в полях (26, в) щелочного плавления. На продолжении этих трендов располагаются составы ортопироксенов из вебстеритов Бакенинга, которые образовались в ходе распада клинопироксена. От подобных вебстеритов минералы пироксенитов при этом отличаются только повы-

| №№/пп                          | 1     | 2     | 3       | 4     | 5      | 6     | 7      | 8      | 9     | 10     | 11     | 12    | 13     | 14     | 15    |
|--------------------------------|-------|-------|---------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|
| № обр.                         |       |       |         |       |        |       |        | 40c    |       |        |        |       |        |        |       |
| SiO <sub>2</sub>               | 50.88 | 51.36 | 48.03   | 47.08 | 48.99  | 49.61 | 50.74  | 50.72  | 50.22 | 48.86  | 46.33  | 44.14 | 46.6   | 43.73  | 44.91 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.31  | 0.23  | 1.08    | 1.59  | 1.51   | 1.39  | 1.28   | 1.23   | 1.19  | 0.43   | 0.92   | 1.14  | 0.91   | 3.47   | 2.93  |
| $Al_2O_3$                      | 3.03  | 2.07  | 8.24    | 8.8   | 6.48   | 5.82  | 4.78   | 4.5    | 4.32  | 3.91   | 8.6    | 9.16  | 9.23   | 10.96  | 9.98  |
| FeO                            | 4.4   | 3.73  | 8.62    | 8.71  | 8.44   | 8.18  | 7.53   | 7.14   | 7.05  | 6.7    | 9.41   | 8.6   | 9.54   | 7.62   | 7.33  |
| MnO                            | 0.04  | 0.06  | 0.14    | 0.15  | 0.21   | 0.25  | 0.2    | 0.17   | 0.19  | 0.14   | 0.24   | 0.16  | 0.2    | 0.12   | 0.09  |
| MgO                            | 16.7  | 17.33 | 11.88   | 13.05 | 15.4   | 15.96 | 17.1   | 17.63  | 17.86 | 14.97  | 11.91  | 12.4  | 11.57  | 11.86  | 12.01 |
| CaO                            | 23.43 | 23.3  | 20.28   | 18.29 | 16.79  | 16.62 | 17.09  | 17.05  | 17.12 | 23.2   | 19.77  | 22.56 | 19.31  | 22.07  | 22.15 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.03  | 0.04  | 1.04    | 0.84  | 0.93   | 0.82  | 0.66   | 0.45   | 0.45  | 0.36   | 1.07   | 0.17  | 1.04   | 0.32   | 0.35  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.21  | 0.18  | 0       | 0.02  | 0.08   | 0.06  | 0.05   | 0.04   | 0.14  | 0.03   | 0.02   | 0     | 0.02   | 0      | 0     |
| Сумма                          | 99.05 | 98.3  | 99.29   | 98.53 | 98.86  | 98.72 | 99.74  | 98.94  | 98.54 | 98.6   | 98.3   | 98.42 | 98.45  | 100.15 | 99.77 |
| F/FM                           | 12.88 | 10.77 | 29.26   | 27.59 | 23.98  | 22.86 | 19.95  | 18.88  | 18.52 | 20.07  | 30.71  | 28.01 | 31.63  | 26.79  | 25.75 |
| Woll                           | 46.77 | 46.30 | 46.46   | 42.18 | 37.3   | 36.59 | 36.1   | 36.05  | 35.95 | 47.10  | 45.26  | 48.49 | 45.06  | 49.47  | 49.6  |
| En                             | 46.38 | 47.91 | 37.88   | 41.87 | 47.64  | 48.91 | 51.16  | 51.87  | 52.18 | 42.28  | 37.93  | 37.08 | 37.56  | 36.99  | 37.43 |
| Fs                             | 6.86  | 5.79  | 15.66   | 15.95 | 15.02  | 14.5  | 12.75  | 12.08  | 11.86 | 10.62  | 16.81  | 14.43 | 17.38  | 13.54  | 12.98 |
| №№/пп                          | 16    | 17    | 18      | 19    | 20     | 21    | 22     | 23     | 24    | 25     | 26     | 27    | 28     | 29     | 30    |
| № обр.                         |       | 1     | 103/14a | a     | 1      |       | 37в    | 1      | 3     | 7      | 37/в1  |       |        | 37/1   |       |
| SiO <sub>2</sub>               | 49.51 | 50.81 | 51.50   | 51.66 | 52.10  | 51.60 | 51.08  | 52.81  | 52.21 | 54.02  | 52.67  | 54.52 | 53.70  | 50.19  | 52.68 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.27  | 0.84  | 0.61    | 0.59  | 0.50   | 1.18  | 1.04   | 0.46   | 0.59  | 0.43   | 0.49   | 0.29  | 0.27   | 0.05   | 0     |
| $Al_2O_3$                      | 8.20  | 6.56  | 5.17    | 5.18  | 5.25   | 4.16  | 5.04   | 4.30   | 4.80  | 3.44   | 4.41   | 3.63  | 3.11   | 8.68   | 4.47  |
| FeO                            | 8.19  | 7.80  | 6.90    | 6.85  | 7.02   | 7.73  | 8.23   | 7.15   | 7.50  | 7.36   | 6.15   | 7.79  | 7.59   | 6.35   | 5.03  |
| MnO                            | 0.21  | 0.00  | 0.22    | 0.22  | 0.19   | 0.16  | 0.19   | 0.00   | 0.19  | 0.26   | 0.19   | 0.00  | 0.18   | 0.08   | 0.1   |
| MgO                            | 15.06 | 16.28 | 17.65   | 18.02 | 18.00  | 16.97 | 16.32  | 18.59  | 17.76 | 20.90  | 18.47  | 21.06 | 21.49  | 13.19  | 15.81 |
| CaO                            | 16.08 | 16.27 | 16.36   | 16.02 | 16.16  | 17.47 | 17.13  | 15.69  | 15.66 | 13.46  | 16.58  | 11.02 | 12.68  | 18.53  | 21.45 |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.22  | 1.05  | 0.85    | 0.79  | 0.81   | 0.62  | 0.88   | 0.76   | 0.87  | 0.69   | 0.85   | 0.87  | 0.66   | 1.36   | 0.32  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.00  | 0.00  | 0.00    | 0.00  | 0.00   | 0.00  | 0.22   | 0.25   | 0.20  | 0.00   | 0.54   | 0.33  | 0.37   | 0.13   | 0.03  |
| Сумма                          | 99.74 | 99.61 | 99.26   | 99.33 | 100.03 | 99.89 | 100.13 | 100.01 | 99.78 | 100.56 | 100.35 | 99.76 | 100.05 | 98.54  | 99.91 |
| F/FM                           | 23.38 | 21.18 | 17.99   | 17.58 | 17.95  | 20.35 | 22.05  | 17.75  | 19.15 | 16.50  | 15.74  | 17.18 | 16.54  | 21.48  | 15.15 |
| Woll                           | 37.03 | 36.15 | 35.33   | 34.50 | 34.62  | 37.08 | 37.03  | 33.29  | 33.88 | 27.88  | 35.22  | 23.75 | 26.14  | 44.23  | 45.28 |
| En                             | 48.25 | 50.33 | 53.04   | 53.99 | 53.65  | 50.11 | 49.08  | 54.87  | 53.46 | 60.23  | 54.59  | 63.15 | 61.64  | 43.79  | 46.43 |
| Fs                             | 14.72 | 13.53 | 11.63   | 11.51 | 11.74  | 12.81 | 13.89  | 11.84  | 12.66 | 11.90  | 10.20  | 13.10 | 12.21  | 11.98  | 8.29  |

**Таблица 2.** Представительный состав клинопироксенов (мас. %) в ксенолитах пироксенитов "черной" серии Вьетнама

Примечание. 1, 2 — реликтовая фаза; 3—9 — последовательность изменения составов по мере возрастания степени плавления (см. рис. 7); 10—15 — дочерние фазы в стеклах плавления (12, 13 — новообразования в виде "спинифекса"); 16—23 — вебстериты; 24—28 — оливиновые пироксениты; 29, 30 — пироксениты с гранатом.

шенной глиноземистостью (см. рис. 4д), а точки составов ортопироксенов оливиновых пироксенитов того же района располагаются либо в самих полях (1б, в) (см. рис. 4е), либо в непосредственной близости от них (см. рис. 4д—з). Ортопироксены пироксенитов с гранатом Валоваям характеризуются высокими содержаниями  $Al_2O_3$ , но низкими TiO<sub>2</sub> и CaO, близкими к составу минераловиз пироксенитов Бакенинга (см. рис. 4д—ж).

Оливины в основном встречаются в участках вторичного плавления и перекристаллизации ксенолитов "черной" серии в качестве "дочерней" фазы, иногда с образованием эффектных спинифексов. Тренды изменения содержания MnO и CaO (1 и 2) в ряду перехода от лерцолитов к гарцбургитам в минералах "зеленой" серии для гипербазитов, несущих прожилки пироксенитов, и для всего железистого типа ксенолитов Вьетна-



**Рис. 3.** Состав клинопироксенов в координатах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-F/FM (а, д), TiO<sub>2</sub>-F/FM (б, е), Na<sub>2</sub>O-F/FM (в, ж), CaO-F/FM (г, з) ксенолитов "черной" серии Бакенинга (а-г) и Валоваям (д-з). 1–4 – ксенолиты пироксенитов (1), вебстеритов (2), ОІ пироксенитов (3), пироксенитов с гранатом (4). Тренды – 1, 2 – то же, см. рис. 2; 6, 7 – "зеленой" серии Валоваям (лерцолиты-верлиты-пироксениты-гарцбургиты (6), верлиты-гарцбургиты (7)). Поля составов клинопироксенов 1, 2а, 3 – то же, см. рис. 2.

| №№/пп                          | 1      | 2      | 3      | 4      | 5       | 6      | 7      | 8      | 9      | 10     | 11     | 12    | 13    | 14     | 15    |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|
| № обр.                         | 40c    |        |        |        | 103/14a | l      | 37в    |        |        | 37     |        | 37в-1 |       |        | 37/1  |
| SiO <sub>2</sub>               | 51.74  | 49.13  | 54.71  | 53.38  | 54.12   | 53.99  | 53.45  | 53.72  | 53.15  | 55.28  | 54.64  | 52.92 | 52.83 | 55.30  | 51.34 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0      | 0      | 0.24   | 0.30   | 0.29    | 0.30   | 0.45   | 0.44   | 0.41   | 0.00   | 0.37   | 0.33  | 0.3   | 0.31   | 0     |
| $Al_2O_3$                      | 5.78   | 8.6    | 4.35   | 0.00   | 0.00    | 0.00   | 4.84   | 4.05   | 4.78   | 4.70   | 3.17   | 4.37  | 4.33  | 3.58   | 7.51  |
| FeO                            | 19.24  | 21.44  | 13.87  | 12.18  | 12.06   | 11.70  | 12.62  | 12.17  | 12.48  | 7.26   | 12.39  | 12.45 | 12.63 | 10.09  | 13.33 |
| MnO                            | 0.84   | 0.69   | 0.24   | 0.18   | 0.00    | 0.23   | 0.15   | 0.23   | 0.25   | 0.00   | 0.22   | 0.19  | 0.24  | 0.21   | 0.24  |
| MgO                            | 22.13  | 19.67  | 26.29  | 27.71  | 28.12   | 28.06  | 27.04  | 27.76  | 27.02  | 32.41  | 27.59  | 26.31 | 26.23 | 29.60  | 26.58 |
| CaO                            | 2.17   | 2.14   | 1.74   | 1.66   | 1.82    | 1.84   | 1.81   | 1.89   | 1.76   | 0.78   | 3.21   | 1.27  | 1.31  | 1.98   | 0.75  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0      | 0      | 0      | 0.00   | 0.00    | 0.00   | 0.25   | 0.00   | 0.23   | 0.00   | 0.22   | 0.04  | 0.04  | 0.00   | 0     |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0      | 0.03   | 0.12   | 0.00   | 0.00    | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.42   | 0.00   | 0.11  | 0.11  | 0.23   | 0.01  |
| Сумма                          | 101.89 | 101.69 | 101.55 | 100.38 | 100.42  | 100.12 | 100.61 | 100.26 | 100.08 | 100.85 | 101.81 | 98.01 | 98.03 | 101.30 | 99.75 |
| F/FM                           | 32.79  | 37.95  | 22.84  | 19.78  | 19.39   | 18.96  | 20.75  | 19.74  | 20.58  | 11.16  | 20.12  | 20.98 | 21.27 | 16.05  | 21.97 |
| Woll                           | 4.52   | 4.63   | 3.53   | 77.54  | 77.69   | 78.06  | 76.34  | 77.23  | 76.57  | 87.49  | 74.88  | 2.68  | 2.74  | 80.69  | 1.55  |
| En                             | 64.17  | 59.17  | 74.44  | 19.12  | 18.69   | 18.26  | 19.99  | 18.99  | 19.84  | 10.99  | 18.86  | 76.91 | 76.57 | 15.43  | 76.82 |
| Fs                             | 31.3   | 36.2   | 22.03  | 3.34   | 3.61    | 3.68   | 3.67   | 3.78   | 3.58   | 1.51   | 6.26   | 20.41 | 20.69 | 3.88   | 21.63 |

Таблица 3. Представительный состав ортопироксенов (мас. %) в ксенолитах пироксенитов "черной" серии Вьетнама

Примечание. 1–3 – в пироксенитах с единичным ортопироксеном; 4–9 – в вебстеритах; 10–14 – в оливиновых пироксенитах; 15 – в пироксените с гранатом; 1–3, 12–14 – в зоне плавления и перекристаллизации.

ма в основном совпадают (рис. 5а, б). Только при этом концентрации первого компонента возрастают, а второго уменьшаются (табл. 4). В поле (1) плавления и перекристаллизации составов минералов ксенолитов "зеленой" серии попадают некоторые точки оливинов из ксенолитов-узников вебстеритов (обр. 35/16) и пироксенитов (обр. 33а-1) "черной" серии, занимающих также место в поле (1а, б) щелочного плавления и испытавших, повидимому, вторичную перекристаллизацию. Точки наиболее магнезиальных оливинов (обр. 100/6 и 37) в этом поле, возможно, являются реликтами минералов "зеленой" серии. Большинство составов оливинов "одиночных" ксенолитов "черной" серии являются "дочерними" фазами, и их точки группируются вдоль трендов 4б и 4в (из пироксенитов и вебстеритов Вьетнама) в полях щелочного плавления (2а, б), а также вдоль тренда 4г (из оливиновых пироксенитов Бакенинга) (см. рис. 5а, б). Для последних степень вторичной перекристаллизации не задокументирована. Иной характер расположения имеют точки составов оливинов мономинеральных пироксенитов Бакенинга – вдоль тренда 3, сходный с таковыми для некоторых минералов из ксенолитов-узников. Происхождение их пока не выяснено. Точки составов некоторых оливинов из оливиновых пироксенитов Вьетнама вблизи тренда 2 скорее всего является реликтами из ксенолитов "зеленой" серии.

Шпинелиды – информативная группа минералов с большим *P*–*T*-диапазоном кристаллизации.

Ранее было показано, что изменение состава шпинелидов из ксенолитов разного типа в координатах  $Al_2O_3$ -F/FM и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-F/FM можно описать при помощи своеобразных кривых-глиссад<sup>1</sup>, фиксирующих сброс давления и понижение температуры [Колосков и др., 2020]. Тренды 1 изменения содержания  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  и TiO<sub>2</sub> в шпинелидах из гипербазитов-консервантов пироксенитов "черной" серии в основном совпадают с такими глиссадами 2, построенными для этих минералов из всего разнообразия ксенолитов "зеленой' серии Вьетнама (рис. 6а-в), хотя некоторые точки их составов иногда сдвинуты в поля большей железистости (1) с возможным влиянием вторичных процессов перекристаллизации. Глиссада 3 отмечает изменение составов минералов ксенолитовузников: с переходом от вебстеритов к пироксенитам. При росте железистости в шпинелидах происходит уменьшение глиноземистости (см. рис. 6а), хромистости (см. рис. 6б), но возрастание титанистости (см. рис. 6в, табл. 5). Сходная картина отмечается глиссадами 46 для одиночных ксенолитов Вьетнама и 4в для Бакенинга. Переход от шпинелей к магнетитам Валоваям только намечается (см. рис. 6г-е). Примечательно появление Cr-Al шпинели (не магнетита!) в качестве вторичной "дочерней" фазы (Д) в стекле

пироксенита совместно со спинифексами клино-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> "Глиссада" — посадочная кривая для самолета. Главным фактором для нее является сброс давления при сохранении скоростного режима.





★  $6a \pm 66 + 7 \circ 8 \times 9 \times 10 \circ 11 \downarrow 12 \diamond 13 \diamond 14$  **Puc. 4.** Состав ортопироксенов в координатах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-F/FM (a, д), TiO<sub>2</sub>-F/FM (6, e), CaO-F/FM (B, ж), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (г, 3) в образцах ксенолитов-узников и вмещающих их гипербазитах (а-г), а также одиночных ксенолитов "черной" серии (д-з). а-г – 1–6 – 11/5 лерцолит (1*a*), вебстерит (1*b*), 100/6 гарцбургит (2*a*), пироксенит с OI и оРх (2*b*), 37 верлит (3*a*), вебстерит с Ol (36), 100/1 лерцолит (4a), пироксенит с Ol и оРх (4b), 35/16 гарцбургит (5a), пироксенит с Ol и оРх (5b), 103/1 лерцолит (6*a*), пироксенит с OI (6*b*); д=3-7-14 – в ксенолитах "черной" серии Вьетнама (7–10), Валоваям (11) и Бакенинг (12–14): пироксениты с редким оРх (7, 12), пироксениты с оРх (8), ОІ пироксениты (9, 14), пироксениты с гранатом (10, 11), вебстериты (13). Тренды изменения состава ортопироксенов: 1, 2, 3, 4а, 46 – то же, см. рис. 2; 4г – ксенолитов Бакенинга. Поля составов ортопироксенов 2а, 26 – то же, см. рис. 2.



**Рис. 5.** Состав оливинов в координатах Fo-MnO (а, в), Fo-CaO (б, г) в образцах ксенолитов-узников и вмещающих их гипербазитах (а, б), а также одиночных ксенолитов "черной" серии Вьетнама и Бакенинга (в, г). а, 6 - 1 - 6 - 11/5 лерцолит (1*a*), вебстерит (1*b*), 100/6 гарцбургит (2*a*), пироксенит с OI и оРх (2*b*), 37 верлит (3*a*), вебстерит с OI (3*b*), 33a-1 лерцолит (4*a*), OI пироксенит (4*b*), 35/16 гарцбургит (5*a*), пироксенит с OI и оРх (5*b*), 103/1 лерцолит (6*a*), пироксенит с OI (6*b*); в, г - 7-11 – ксенолиты Вьетнама (7-9) и Бакенинга (10, 11): пироксениты с оРх (7, 11), вебстериты (8), OI пироксениты (9, 10).

Тренды изменения состава оливинов: 1, 2, 3, 46, 4в – то же, см. рис. 2; 4г – оливиновых пироксенитов Бакенинга. Поля составов оливинов 1 и 26 – то же, см. рис. 2.

пироксена. Расположение точек составов наиболее глиноземистых шпинелей Вьетнама и Бакенинга вблизи составов минералов из гранатовых пироксенитов свидетельствует о глубинной фации их образования. Тренд эволюции шпинелей Валоваям начинается содержащим гранат авгитовым пироксенитом. Крутой излом глиссад (кривых кристаллизации) в сторону магнетитов свидетельствует о сбросе давления и переходе к фации плагиоклазового равновесия с участием щелочного метасоматоза (поля 2а, 26, см. рис. 6г—е).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сонахождение ксенолитов "зеленой" и "черной" серий вполне обычное явление. При этом если первые являются показателями специфики мантийного состава в разных геодинамических обстановках, то вторые информируют нас о том, как эти различия устанавливаются [Arai et al., 2007, 2008]. В пределах Восточно-Азиатской окраины ксенолиты "черной" серии, помимо рассматриваемых районов, известны на Ю-В Китае (п-ов Лейшоу), Ю-З Японии (о. Шикокку), на Корейском п-ове и на о. Батан Лусон-Тайванской вулканической дуги [Arai et al., 2007]. Важно отметить меняющуюся во времени разноплановость в трактовке генезиса этого типа включений. В ранних работах [Wilshire, Shervais, 1975; Frey, Prinz, 1978] группа II ксенолитов ("черная" серия) интерпретируется как родственные кумулаты по отношению к несущим их базальтам. Одна-

| №№/пп            | 1      | 2     | 3      | 4     | 5      | 6     | 7     | 8      | 9      | 10    | 11     | 12    | 13     | 14    | 15    |  |
|------------------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|--|
| № обр.           |        | 40c   |        | 9/3   |        |       | 37    |        |        |       | 37 в-1 |       |        |       |       |  |
| SiO <sub>2</sub> | 39.13  | 38.84 | 38.87  | 39.37 | 39.48  | 39.12 | 39.2  | 39.7   | 39.78  | 39.98 | 39.31  | 38.89 | 38.96  | 38.86 | 38.94 |  |
| TiO <sub>2</sub> | 0      | 0     | 0      | 0     | 0      | 0.1   | 0     | 0      | 0      | 0     | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00  | 0.00  |  |
| $Al_2O_3$        | 0      | 0     | 0      | 0     | 0      | 0     | 0     | 0      | 0      | 0     | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00  | 0.00  |  |
| FeO              | 21.62  | 21.51 | 20.1   | 19.92 | 20.67  | 19.72 | 18.54 | 18.71  | 18.5   | 16.66 | 19.11  | 19.31 | 19.77  | 19.14 | 18.98 |  |
| MnO              | 0.32   | 0.33  | 0.25   | 0.21  | 0.19   | 0.18  | 0.14  | 0.11   | 0.17   | 0.09  | 0.26   | 0.26  | 0.32   | 0.23  | 0.24  |  |
| MgO              | 40.43  | 39.5  | 41.45  | 39.91 | 39.62  | 39.93 | 41.38 | 41.53  | 41.82  | 42.49 | 41.60  | 41.22 | 40.47  | 40.92 | 40.82 |  |
| CaO              | 0.35   | 0.31  | 0.25   | 0.24  | 0.23   | 0.25  | 0     | 0      | 0      | 0     | 0.26   | 0.24  | 0.36   | 0.30  | 0.38  |  |
| Сумма            | 101.86 | 100.5 | 100.92 | 99.65 | 100.18 | 99.31 | 99.27 | 100.05 | 100.27 | 99.22 | 100.80 | 99.92 | 100.13 | 99.45 | 99.57 |  |
| Fo               | 76.66  | 76.32 | 78.41  | 78.13 | 77.36  | 78.3  | 79.91 | 79.83  | 80.11  | 81.96 | 79.51  | 79.19 | 78.49  | 79.21 | 79.31 |  |

Таблица 4. Представительный состав оливинов (мас. %) в ксенолитах пироксенитов "черной" серии Вьетнама

Примечание. 1–6 – в пироксенитах с небольшим (около 5%) количеством оливина; 7–15 – в оливиновых пироксенитах (5–10% оливина); 1–3 – дочерняя фаза в стекле; 4–6 – дендриты в стекле.

ко степень их подобия и родства затушевывается либо в силу большего фракционирования этих кумулатов либо в связи эволюционной продвинутостью несущих расплавов, а также возможной их контаминации литосферным материалом в "комплексных соединениях". Образование "черных" пироксенитов в таких соединениях рассматривается как результат кристаллизации несущих ксенолиты щелочных расплавов или их производных, внедрившихся во вмещающие перидотиты [Irving,



**Рис. 6.** Состав шпинелидов в координатах  $Al_2O_3$ -F/FM (a, r),  $Cr_2O_3$  (б, д),  $TiO_2$ -F/FM (в, е) в образцах ксенолитовузников и вмещающих их гипербазитах (а–в), а также одиночных ксенолитов "черной" серии Вьетнама, Валоваяма и Бакенинга (г–е).

a-B - 1-6 - 11/5 лерцолит (1*a*), вебстерит (1*b*), 100/6 гарцбургит (2*a*), пироксенит с OI и oPx (2*b*), 37 верлит (3), 100/1 лерцолит (4*a*), пироксенит с OI и oPx (4*b*), 35/16 гарцбургит (5), 103/1 лерцолит (6*a*), пироксенит с OI (6*b*); г–е -7-14 - B ксенолитах Вьетнама (7–10), Валоваяма (11, 12) и Бакенинга (13, 14): пироксениты с редким oPx (7, 11), вебстериты (8, 14), OI пироксениты (9), пироксениты с гранатом (10, 12) и с ортопироксеном (13). Тренды изменения состава шпинелидов: 1, 2, 3, 46 – то же, см. рис. 2; 4г – ксенолитов Бакенинга. Поля составов шпинелидов 1, 2*a* и 26 – то же, см. рис. 2; d – поле "дочерних" образований в пироксенитах Вьетнама.

| №№/пп                          | 1     | 2      | 3     | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      | 9      | 10     | 11    | 12    | 13     | 14     | 15     |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|
| № обр.                         | 40c   |        |       |        | 9/     | /3     |        |        | 3      | 7      |       | 8710м | 8710/4 | 92-    | 23и    |
| SiO <sub>2</sub>               | 0.07  | 0.02   | 0.07  | 0      | 0      | 0      | 0      | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.19  | 0.04  | 0      | 0      | 0      |
| TiO <sub>2</sub>               | 10.03 | 0.42   | 6.23  | 2.3    | 1.44   | 0.77   | 0.74   | 0.00   | 0.15   | 0.24   | 0.16  | 0.67  | 0.74   | 1.28   | 7.77   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.47 | 55.94  | 13.56 | 43.37  | 43.36  | 58.36  | 59.16  | 54.70  | 54.28  | 54.45  | 53.18 | 53.4  | 60.4   | 47.76  | 17.88  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 33.35 | 10.18  | 41.57 | 23.57  | 26.62  | 8.93   | 7.81   | 3.50   | 3.62   | 2.87   | 2.81  | 14.94 | 15.2   | 17.82  | 37.32  |
| FeO                            | 31.71 | 19.91  | 32.62 | 10.26  | 6.67   | 15.82  | 16.67  | 9.34   | 8.72   | 8.54   | 9.09  | 12.23 | 7.33   | 23.67  | 31.77  |
| MnO                            | 0.31  | 0.27   | 0.23  | 0.32   | 0.3    | 0.1    | 0.13   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.11  | 0      | 0.12   | 0.2    |
| MgO                            | 7.69  | 13.99  | 3.92  | 19.83  | 21.78  | 17.26  | 16.8   | 20.41  | 20.84  | 20.92  | 20.17 | 16.66 | 17.95  | 11.31  | 6.39   |
| CaO                            | 0     | 0.05   | 0     | 0.1    | 0.14   | 0.09   | 0.04   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.15  | 0      | 0      | 0      |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.78  | 0.79   | 0.8   | 1.61   | 1.81   | 0.6    | 0.56   | 12.81  | 13.00  | 12.94  | 12.69 | 0.87  | 0      | 0      | 0      |
| Сумма                          | 101.4 | 101.57 | 99.11 | 101.36 | 102.12 | 101.96 | 101.92 | 101.23 | 101.05 | 100.35 | 98.74 | 99.05 | 101.63 | 101.96 | 101.33 |
| F/FM                           | 70.03 | 44.73  | 82.47 | 47.10  | 44.09  | 33.96  | 35.76  | 25.56  | 24.39  | 22.97  | 24.43 | 33.64 | 32.21  | 54.00  | 73.61  |

**Таблица 5.** Представительный состав шпинелей (мас. %) в ксенолитах пироксенитов "черной" серии Вьетнама, Валоваям, Бакенинга

Примечание. 1–11 – Вьетнам (1–7 – в пироксенитах с небольшим (около 5%) количеством оливина; 8–11 – в оливиновых пироксенитах (5–10% оливина); 4, 5 – дочерняя фаза); 12, 13 – Валоваям (в пироксенитах с гранатом (12) и мономинеральном пироксените (13)); 14, 15 – Бакенинг (в мономинеральных пироксенитах реликтовая (14) и цементирующая (15) фазы).

1980]. Ранее проведенное детальное изучение ксенолитов Вьетнама [Колосков, 1999] позволило выдвинуть концепцию о том, что породы "черной" серии, встречающиеся в виде разнообразных инъекций в "зеленых" ксенолитах, являются закристаллизовавшимися расплавами глубинного происхождения. Эти расплавы имеют и черты сходства, и особенности различия по сравнению с несущими ксенолиты базанитами. В работе [Arai et al., 2000] представлена петрологическая модель верхней мантии под Западной Пацификой, где мантийные перидотиты были метасоматизированы в разной степени расплавами, из которых образовалась группа II ("черных") пироксенитов. Расплавы эти сформировались в обстановке крупномасштабного астеносферного апвеллинга во время открытия бассейна Японского моря. Сходный механизм был предложен [Yu et al., 2006] для образования II группы пироксенитов под Южным Китаем в период открытия Южно-Китайского бассейна. Также было высказано соображение, что высокотемпературный тип ксенолитов ("черная" серия), клинопироксены которого обогащены редкоземельными элементами некоторых районов Ю-З Японии, может быть астеносферным материалом [Arai et al., 2007]. Соображения о принадлежности пород "черной" серии к своеобразным расплавам-флюидам были выдвинуты также при изучении мантийных ксенолитов Западной Сирии [Шарков, Богатиков, 2015, 2019]. При этом преобладающий по составу шпинельлерцолитовый тип "зеленых" ксенолитов эти авторы рассматривают в качестве перидотитового матрикса верхней охлажденной каймы головной части мантийного плюма, а породы "черной" серии — как продукты инконгруэнтного плавления перидотитов этой каймы под влияниям флюидов, поступавших из нижних горизонтов тех же мантийных плюмов.

Как видно из представленного обзора, породы этой серии могут играть двоякую роль: будучи, с одной стороны, расплавами, извлеченными из мантийного плюма, а с другой стороны — ксенолитами, образовавшимися при кристаллизации этого расплава.

Оценивая полученные авторами результаты, можно сделать некоторые предварительные замечания генетического плана. Конечно, о составе ксенолитов и их происхождении лучше судить, имея петролого-геохимический материал. Это будет сделано во второй части работы. Пока ограничимся некоторыми общими соображениями. Ксенолиты магнезиального ряда "зеленой" серии (см. табл. 1) относятся к фации шпинелевых лерцолитов, а "черные" пироксениты начинают свой путь эволюции в обстановке гранатового контроля. Поэтому ряд магнезиальных лерцолитов может быть отражением той литосферы, в которую внедрился мантийный диапир. Переходы к железистому типу лерцолитов (см. табл. 1) постепенные, а составы клинопироксенов здесь близки к минералам из "зеленых" перидотитов-консервантов. Поэтому этот тип включений можно рассматривать как фрагменты той части литосферы, которая непосредственно контактировала с диапиром и испытала его тепловое воздействие. Эта ситуация в равной степени касается обоих регионов Вьетнама и Валоваяма. Что касается платобазальтов Бакенинга. состав "зеленых" ксенолитов здесь совсем иной, более железистый. Это уже но-



**Рис.** 7. Минералогический профиль внутри ксенолита "черного" пироксенита на контакте с зоной плавления.  $1 - Na_2O$ ;  $2 - TiO_2$ ;  $3 - Al_2O_3$ ; 4 - MgO; 5 - CaO.

вообразованная "рифтогенная" литосфера. Тип "черных" ксенолитов во всех трех регионах один и тот же. Но состав его клинопироксенов направленно меняется при переходе от мономинеральных пироксенитов к вебстеритам и оливиновым пироксенитам. В общем плане при увеличении магнезиальности клинопироксенов (возрастание степени плавления) в них уменьшается содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O. Содержание CaO либо слегка возрастает в условиях ортопироксенового контроля и Na-щелочности, либо резко падает. Частный случай такой модификации представлен на рис. 7 в виде своеобразного зондового профиля через контактовую зону к стеклу плавления (с амфиболом) одного из пироксенитов (см. также тренд 4а на рис. 2д-з). При приближении к стеклу (возрастание степени плавления) содержание СаО в клинопироксенах резко падает, а потом слегка возрастает вблизи самого контакта (влияние амфибола). Содержание MgO возрастает, а потом слегка уменьшается вблизи амфибола. Значения концентраций для Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O уменьшаются, а для TiO<sub>2</sub> слегка возрастают (непонятная неоднородность), а потом также уменьшаются. Совсем иной характер эволюции шпинелидов (см. рис. 6) – с возрастанием железистости, видимо, связано последовательное образованием "дочерних" фаз. Составы ортопироксенов меняются хаотично, а оливины образуют свои тренды фракционирования при дефиците Fe (ранняя кристаллизация магнетита), но избытке Са (при замещении клинопироксена ортопироксеном). Появление этих минералов химически не влияет на состав клинопироксенов (возможно лишь частично в отношении CaO), но они являются косвенными индикаторами направленности этого процесса – чем больше их появляется, тем глубже проявлен процесс плавления клинопироксенов. Это побочные фазы, образующиеся в ходе плавления. Следовательно, основной причиной изменения состава клинопироксенов для всех трех регионов является декомпрессионное инконгруэнтное плавление в ходе подъема ксенолитов расплавами к земной поверхности. Смена фаций глубинности хорошо проявлена в рисовке глиссад шпинелидов. Клинопироксены ксенолитовузников хранят информацию о своем изменении до попадания их в "зеленую" серию сублитосферной мантии. В то же время они, как и все ксенолиты, испытали декомпрессионное плавление, поднимаясь к земной поверхности. Эффект этого плавления также заложен в их составе. Попробуем их разделить. Тренды 3 – изменения состава клинопироксенов ксенолитов-узников по содержанию  $Al_2O_3$  и TiO<sub>2</sub> длиннее трендов 1 и 2 тех же минералов из ксенолитов "зеленой" серии литосферы (см. рис. 2а, б). Если мы признаем, что эти тренды – наиболее простое выражение пути движения ксенолитов к земной поверхности, то можно предположить, что наблюдаемые "излишки" их длины — возможно сохранившиеся "треки" перемещения мантийных диапиров в низы литосферы. Можно подобрать для них соответствующие числовые характеристики. С использованием ряда геотермометров и геобарометров постро-



**Рис. 8**. *Р*–*Т* характеристики для различных образцов ксенолитов Вьетнама (1–13), Валоваям (14, 15) и Бакенинга (16, 17). Ксенолиты серий – "черной" (1–4) и "зеленой" (5–7) одиночных образцов; ксенолитов-узников (8, 9, 10*a*, 12, 13*a*); ксенолитов-консервантов (10*b*, 11, 13*b*).

1, 2 – пироксениты с единичным ортопироксеном (1) и небольшой (5–10%) его добавкой (2); 3, 5 – вебстериты; 4 – оливиновый пироксенит; 6 – лерцолиты-гарцбургиты; 7 – пироксениты с гранатом; 8 – вебстерит с Ol, обр. 11/5; 9 – пироксенит с Ol и оPx, обр. 100/6; 10 – обр. 33а-1, Ol пироксенит (*a*) и лерцолит (*б*); 11 – верлит, обр. 37; 12 – вебстерит с Ol, обр. 35/16; 13 – обр. 103/1, пироксенит с Ol (*a*) и лерцолит (*б*); 14–17 – "черная" серия пироксениты (14, 16), вебстерит (15, 17); 18 – нижняя граница для граната; 19 – верхняя граница для амфибола.

Тренды декомпрессионного плавления: 1, 2, 3, 4а – то же, см. рис. 2; 4 – как 4а, но применительно к ряду вебстериты–оливиновые пироксениты. Использованы геотермометры и геобарометры из работ [Putirka, 2008, 2016; Brey, Kohler, 1990; Ridolfi et al., 2010].

ена некоторая обобщающая картина изменения P-T равновесий для отдельных фрагментов рассматриваемой системы (рис. 8). В первую очередь обращает на себя внимание особенность разделения фигуративных точек, часть которых попадает в область условно "холодной" литосферной мантии, а другая образует высокотемпературную группировку составов "черных" ксенолитов, которые испытали вторичный "подогрев", скорее всего, за счет поднимавшегося мантийного диапира.

В область "литосферной мантии" попадают "зеленые" пироксениты с гранатом, ксенолиты лерцолит-гарцбургитового магнезиального ряда (тренд 2), вебстерит "зеленой" серии, а также ксенолиты-"консерванты" железистого ряда (тренд 1). Последние, действительно, отличаются повышенными температурами образования, что может быть следствием, как предполагалось, вторичного нагрева на границе с мантийным диапиром.

Во вторую группировку составов попадает значительная часть ксенолитов-узников, клинопироксены которых имеют "излишек" треков 3 (см. рис. 2а, б), как следствие подъема диапира в литосферную мантию. Здесь же располагаются точки составов одиночных ксенолитов вебстеритов и оливиновых пироксенитов, которые совместно с ксенолитами-узниками образуют свои тренды 3 и За перемещения несущих их расплавов к земной поверхности. Некоторое удивление вызывает попадание "черных" пироксенитов Вьетнама, а также железистых пироксенитов и вебстеритов Валоваяма и Бакенинга в область "холодной" или слегка нагретой (на границе с диапиром) литосферной мантии. Но отвечающие им составы клинопироксенов ассоциируют с амфиболом. Известно, что повышенная водонасыщенность расплавов ведет к снижению температур их кристаллизации. Что мы и наблюдаем на примере тренда 4а (см. рис. 7).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ксенолиты "черной" серии оказались, таким образом, наиболее информативным объектом, позволяющим в первом приближении судить как о составе мантийных источников, так и о тех процессах, которые связаны с их эволюцией. На основании анализа составов клинопироксенов проведена типизация ксенолитов "зеленой" и "черной" серий для трех регионов: ЮВ Вьетнама, верховьев

р. Валоваям, плато вулкана Бакенинг. В пределах 'зеленой" серии, отражающей состав литосферной мантии. выделены магнезиальные и железистые лерцолиты. Первые – неизмененная часть сублитосферной мантии континентальной окраины. Вторые, возможно, являются отражением той ее части, которая испытала тепловое воздействие контактовой зоны на границе с диапиром. В "черной" серии, помимо мономинеральных разностей, выделены еще пироксениты, содержащие гранат, ортопироксен и оливин. В эволюционном ряду (мономинеральные пироксениты-вебстериты-оливиновые пироксениты) происходит направленное изменение состава клинопироксенов, связанное с их инконгруэнтным плавлением в ходе подъема расплавов к земной поверхности. При этом появляется вторичный ортопироксен и расплав, в котором образуются "дочерние" фазы: шпинелиды, оливины, клинопироксены, плагиоклазы. Ксенолиты "черной" серии Вьетнама могли образоваться при плавлении головной части мантийного плюма во время его подъема в низы литосферы — температурный режим их образования на 100-150°С выше, чем ксенолитов предполагаемой литосферы, а давление отвечает переходу от гранатовой к фации шпинелевых лерцолитов. "Излишек" треков на фоне общей картины эволюции составов клинопироксенов, возможно, и отражает следы этого подъема. Эффект мантийного подогрева "черных" пироксенитов Валоваяма и Бакенинга менее выражен, возможно, в связи с их большей флюидонасыщенностью. Составы клинопироксенов "черных" пироксенитов, как возможной реликтовой фазы, иногда отмечаются среди подобного набора минералов вулканитов внутриплитного типа, что может свидетельствовать о генетическом родстве этого типа ксенолитов и вулканитов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология СССР. Т. ХХХ. Северо-Восток. М.: Недра, 1979. 536 с.

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Пономарев Г.П. и др. Новый для Камчатки тип базит-гипербазитовых включений в вулканитах // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 676–679.

Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.

Колосков А.В., Волынец О.Н., Пономарев Г.П. и др. Ксенолиты ультрамафитов в различных геохимических типах вулканитов островодужной системы // Петрология. 1997. Т. 5. С. 485–502.

Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С. Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя "коромантийной смеси" в островодужных системах // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы / Отв. ред. Б.В. Иванов. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 123–152. Колосков А.В., Федоров П.И., Рашидов В.А. Новые данные о составе продуктов четвертичного вулканизма шельфовой зоны северо-западного обрамления Южно-Китайского моря и проблема астеносферного диапиризма // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 3–28. Колосков А.В., Мартынов Ю.А., Ананьев В.В. Новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе ксенолитов ультрамафитов в вулканитах Камчатско-Корякского региона. Два типа мантийного субстрата в современной островодужной системе // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36. № 2 С. 17–31.

Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть 1. Адакиты верховьев р. Валоваям новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 3–27.

Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть 2. Адакиты в составе пород Охотоморского, Камчатского и Беринговоморского регионов: типизация и петрогенезис // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38. № 5. С. 25–44.

Колосков А.В., Ананьев В.В. Новые данные о возрасте, вещественном составе и геологическом строении Центральной Камчатской депрессии (ЦКД). Часть 2. Минералогический состав вулканических пород и мантийных ксенолитов. К петрологической модели // Вулканология и сейсмология. 2020. № 3. С. 12–33.

Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 37–42.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. "Корни" магматических систем крупных континентальных изверженных провинций // Докл. РАН. 2015. Т. 460. № 5. С. 579–584.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Взаимодействие растекающейся головы мантийного плюма с древней литосферой: результаты изучения глубинных ксенолитов в базальтах и лампрофировых диатремах Западной Сирии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 899–915.

*Arai S., Hirai H., Uto K.* Mantle peridotite xenoliths from the Southwest Japan arc: a model for the sub-arc upper mantle structure and composition of the Western Pacific rim // J. Mineral. Petrol. Sci. 2000. V. 95. P. 9–23.

*Arai S., Abe N., Ishimaru S. et al.* Mantle peridotites from the Western Pacific // Gondwana Res. 2007. V. 11. P. 180–199.

*Arai S., Abe N., Ishimaru S.* Insing into Petrological Characteristics of the Lithosphere of Mantle Wedge beneath Arcs through Peridotite Xenoliths: a Review // J. Petrol. 2008. V. 49. № 4. P. 665–695.

*Arai S., Ishimaru S., Ocrugin V.M.* Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of Kamchatka arc: Implication for the metasomatic agent // The Island Arc. 2003. V. 12. P. 233–246.

Ashchepkov I.V., Andre L., Downes H., Belyatsky B.A. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite-basalts (Russia): Polibaric fractionation of rising melts in the mantle? // J. Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 14–37.

*Best M.G.* Kaersutite-peridotite inclusions and Kindred megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arisona // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 27. № 1. P. 25–44.

*Brey G.P., Kohler T.* Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353–1378.

Bryant J.A., Yogodzinsi J.M., Churikova T.G. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // Geochem. Geoph. Geosys. 2007. V. 8.  $\mathbb{N}$  4. P. 1–24.

*Frey F.A., Printz M.* Ultramafic inclusions from San Carlos AZ: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 38. P. 129–176. *Griffin W.Ll., O'Reilly S.V., Stabel C.C.* Mantle metasoma-

*Griffin W.Ll., O'Reilly S.V., Stabel C.C.* Mantle metasomatism beneath Western Victiria, Ausralia: II Isotopic geochemistry of Cr-diopside lherzolotes and Al-augite pyroxenites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. P. 449–459.

*Hoang N., Flower M.F.J., Carlson R.W.* Major, trace element and isotopic compositions of Vietnamese basalts: interaction of hydrous EMI-rich asthenosphere with thinned Eurasion lithosphere // Geochim. Cosmochim Acta. 1996. V. 60. P. 4329–4351.

*Ionov D.A.* Petrology of mantle wedge lithosphere: new data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano, Kamchatka // J. Petrol. 2010. V. 51(1-2). P. 327-361.

*Irving A.J.* Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alcalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // Am. J. Sci. 1980. V. 80-A. P. 389–426.

Ishimary S., Arai S., Ishida Y. et al. Melting and Multi-stage Metasomatism in the Mantle Wedge beneath a Frontal Arc Inferred from Highly Depleted Peridotite Xenoliths from the Avacha Volcano, Southern Kamchatka // J. Petrol. 2007. V. 48(2). P. 395–499. *Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S.* Na Metaso-

*Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S.* Na Metasomatism in the Island-Arc Mantle by Slab Melt-Peridotite Interaction: Evidence from Mantle Xenoliths in the North Kamchatka Arc // J. Petrol. 1995. V. 36(6). P. 1505–1527.

Mafic and ultramafic xenoliths volcanic rocks of the Western United States. Washington: US Geol. Surv. Prof. Papers, 1988. № 1443. 178 p. *Menzies M.* Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity // Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Geol. Ser. 1983. P. 92–110.

*Menzies M.A., Kempton P.D., Dungan M.* Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melt below Geronimo volcanic field, Arizona. USA // J. Petrol. 1985. V. 26. P. 663–694.

*Putirka K.D.* Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69(1). P. 61–120. .

https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3

*Putirka K.D.* Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // Am. Mineral. 2016. V. 101. Iss. 4. P. 841–858.

https://doi.org/10.2138/am-2016-5506

*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 // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 160. Iss. 1. P 45–66.

https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7

*Wilshire H.C., Trask N.J.* Hornblende-bearing ultramafic inclusion from Siberia and Dish Hill craters, California (Abstract) // Geol. Soc. America Annual Meeting. 1969. P. 237–239.

*Wilshire H.C., Shervais J.W.* Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from Western United States // Phys. Chem. Earth. 1975. V. 9. P. 257–272.

*Yu J-H., O'Relly S.Y., Zhang M. et al.* Roles of Melting and Metasomatism in the Formation of the Lithospheric Mantle beneath the Leizhou Peninsula, South China // J. Petrol. 2006. V. 47. № 2. P. 355–383.

## "Black" Pyroxenites as a Part of Mantle Xenoliths in Volcanic Rocks from Certain Regions of the East Asia Margin. Evolution and Petrogenesis. Part 1. Mineralogical Composition and Formation Conditions

A. V. Koloskov<sup>1, \*</sup>, V. V. Ananiev<sup>1</sup>, and P. I. Fyodorov<sup>2, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bul. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia <sup>2</sup>Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

\*e-mail: kolosav@kscnet.ru

\*\*e-mail: pi\_fedorov@mail.ru

The authors have studied the mineralogical composition and systemized xenoliths of the "black" group from Pleiocene-Quarternary volcanic rocks in SE Vietnam, the Valovayam River (the south of the Koryak Highlands), and overlying rocks on Bakening Volcano (Central Kamchatka). Besides monomineral varieties, we have revealed pyroxenetes that contain garnet, orthopyroxene, and olivine. Xenoliths of this series may have been formed due to melting of front section of mantle plumes during their uplifting to the bottom of the lithosphere – heat conditions for their formation are 100–150°C higher than those for xenolites in the supposed lithosphere, while the pressure meets the requirements for transition from garnet facie to spinel lherzolite one. Direct alteration in the clinopyroxene composition is observed inside the evolutionary series "monominaral piroxenetes—websterite—olivine pyroxenete" related to their incongruent melting during the uplifting of melts to the earth's surface. This process is accompanied by formation of epigenetic orthopyroxene and melt in which "associated" phases are formed: spinel group, olivines, clinopyroxenes, and plagioclases. Compositions of clinopyroxenes in "black pyroxenites" as a possible remnant phase are sometimes revealed among such intraplate volcanic minerals, which may give evidence for genetic affinity between this type of xenoliths and the volcanic rocks.

*Keywords:* mineralogy, "black" type xenoliths, spinel group, olivines, clinopyroxenes, plagioclases, mantle plumes

УДК 551

## НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ В АФТЕРШОКОВОЙ ОБЛАСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ 11.03.2011

© 2021 г. Ю. Л. Ребецкий<sup>а, \*</sup>, А. Ю. Полец<sup>b, \*\*</sup>

<sup>а</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия <sup>b</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки, 1Б, Южно-Сахалинск, 693022 Россия

> \*e-mail: reb@ifz.ru \*\*e-mail: polec84@mail.ru Поступила в редакцию 03.09.2020 г. После доработки 26.02.2021 г. Принята к публикации 23.03.2021 г.

В работе выполнена детальная реконструкция напряженного состояния в коре японской сейсмофокальной области, возникшего после землетрясения Тохоку 11 марта 2011 г. Параметры напряженного состояния определены на основе метода катакластического анализа разрывных смещений, базирующегося на выделении в окрестности точки расчета однородной выборки механизмов очагов землетрясений. Критерии создания выборки используют положения теории пластичности, распространенные на деформации, развивающиеся в трещиноватой среде. При реконструкции напряжений использовались ланные о механизмах очагов землетрясений из каталога сети NIED f-net за период наблюдения до 1 июня 2018 г. Анализ закономерности пространственного распределения напряжений, выполненный в коре для шести глубинных уровней, показал существенные изменения напряженного состояния в афтершоковой области землетрясения Тохоку в верхних слоях литосферы континентального склона (0-30 км). Возникшее сразу после землетрясения напряженное состояние горизонтального растяжения в настоящее время наиболее широко представлено в самом верхнем слое коры (0–10 км). С глубиной представительность этого напряженного состояния снижается. Оценки величин напряжений, основанные на модели горизонтального растяжения совместно с чистым сдвигом, показали, что в верхнем слое коры смена типа геодинамического режима сопровождалась большим изменением уровня касательных напряжений, действующих вдоль оси сейсмофокальной области (снижение около 90%), и выше среднего понижением (около 65%) уровня максимальных касательных напряжений. Эти результаты объясняются большим вкладом в изменение напряженного состояния квазиоднородного горизонтального растяжения, чем чистого сдвига, вызванного сбросом касательных напряжений в очаге землетрясения Тохоку.

*Ключевые слова:* землетрясения, субдукция, оси главных напряжений, величины напряжений, прочность сцепления

DOI: 10.31857/S0203030621040040

#### введение

Великое землетрясение Тохоку (3Т), произошедшее 11.03.2011 ( $M_w = 9.0$ ) на северо-западном фланге Тихоокеанской сейсмофокальной области, является последним в цепочке гигантских землетрясений, произошедших в новейшую эпоху цифровых инструментальных наблюдений. Для этого землетрясения зафиксированы аномально большая амплитуда смещения в очаге с максимумом около 50 м, находившемся на глубине 4—5 км [Yagi, Fuhacito, 2011; Lay et al., 2011], высокие значения косейсмических перемещений поверхности [Ammon et al., 2011; Sato et al., 2011] и скорости развития фронта разрыва вдоль сейсмофокальной зоны в направлении выхода на поверхность (2.5 км/с). Как показали исследования напряженного состояния в последовательности сейсмических катастроф XXI в. – Суматра-Андаманское в 2004 г.,  $M_w = 9.3$ ; Среднекурильское в 2006 г.,  $M_w = 8.3$ ; Чилийское Мале в 2010 г.,  $M_w = 8.8 -$ Тохоку-землетрясение выделяется не только своими катастрофическими последствиями.

Так, особенностью этого землетрясения является кардинально сильное изменение характера сейсмического режима, проявившегося в афтершковых последовательностях в первый год после землетрясения [Kato et al., 2011; Hirose et al., 2011; Toda et al., 2011; Chiba et al., 2012; Hasegawa et al., 2011, 2012]. Большие площади литосферы к западу от тальвега желоба характеризовались афтершоками в виде сбросов, чего здесь не было до катастрофического ЗТ.

В отличие от вышеперечисленных, ЗТ произошло в той части земной поверхности, которая имеет олну из наибольших по плотности систем сейсмологических и геофизических наблюдений f-net (http://www.fnet.bosai.go.jp). Эта система наблюдений создавалась в Японии после сильного землетрясения в Кобе 17 января 1995 г.  $M_{\rm b} = 7.3$ , приведшего к гибели людей (около 5000 человек) и ощутимым разрушениям. Базовая сеть из 31 сейсмической станции *f-net* была сформирована в 1995–1999 гг. В 2000–2002 гг. она была наращена до 77 станций и в дальнейшем по 2011 г. она пополнилась еще 7 новыми станциями. Плотность расположения сейсмических станций в Японии (среднее расстояние между станциями 100-200 км) уступает только Калифорнийской (США) сети сейсмических станций. Это позволяет рассчитывать на получение более детальных данных не только об изменении сейсмического процесса в афтершоковый период, но и о косейсмических и постсейсмических деформациях, формирующихся сразу и через некоторое время после 3Т.

Важным фактором развития точности определения гипоцентров очагов и их механизмов по записям японской сейсмической сети являлась установка в 2002 г. трех станций на тихоокеанских островах Хатидзё (OSW), Микурадзима (HJO) и Мияке (HJO). Это позволило, начиная с 2002 г., получать в большом количестве данные о механизмах очагов землетрясений, гипоцентры которых находились к востоку от тальвега океанического желоба (рис. 1).

В работе [Rebetsky et al., 2016] при использовании данных сети *f-net* были представлены результаты реконструкции напряжений, действовавшие в очаговой области ЗТ до его возникновения. Задачей новых наших исследований являлось изучение закономерности и эволюции напряженного состояния в период афтершоковой последовательности и после него.

#### МЕТОД ИНВЕРСИИ НАПРЯЖЕНИЙ

Реконструкция - инверсия параметров напряженного состояния в коре северо-западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области из сейсмологических данных - была произведена на основе метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА) [Ребецкий, 1999, 2003; Rebetsky, Polets, 2018]. Этот метод относится к обратным методам тектонофизики, позволяюшим определять параметры тензора тектонических напряжений, согласующиеся с параметрами фокальных механизмов из однородной выборки землетрясений, отвечающих квазиоднородной фазе деформирования участка коры. МКА состоит из четырех этапов и позволяет определять не только параметры эллипсоида напряжений, как это делается в широко известных методах [Angelier, 1984; Carey-Galphardis, Mercier, 1987; Gephard, Forsyth, 1984; Гущенко, 1981; Гущенко и др., 1990 и др.], но и оценивать величины напряжений. Для этого в МКА используются не только данные о механизмах очагов землетрясений (первый этап реконструкции), но и обобщение результатов экспериментов по разрушению горных пород на диаграмме Мора (второй этап), данные о динамических параметрах очагов землетрясений (третий этап) и уравнение сохранения импульса силы в вертикальном направлении (четвертый этап). На каждом этапе расчета используется какой-то один тип из указанной выше общей группы данных или обобщений. При этом результатом первого этапа МКА являются данные об ориентации осей главных напряжений и значение коэффициента Лоде-Надаи, второго - нормированные на прочность сцепления величины эффективного (с учетом влияния флюида) изотропного давления и максимального касательного напряжения, третьего – величина прочности сцепления для коры в масштабе всего региона, четвертого – оценка отдельно флюидного давления в трещинно-поровом пространстве массива пород и тектонического давления в масштабе реконструированных напряжений [Ребецкий, 2003].

Отметим, что базисом алгоритма МКА являются положения о формировании землетрясений в среде, имеющей множество поверхностей пониженной хрупкой прочности. Параметры тензора напряжений для каждого участка коры определяются на основе требования уменьшения упругой энергии системы после каждого землетрясения и максимума суммарного уменьшения упругой энергии от множества хрупких сколов (землетрясений) для истинного тензора напряжений. Эти положения позволяют на первом этапе определять не только ориентацию осей главных напряжений, как это имеет место в методах, используемых в работах, например, [Zoback, 1992; Heidbach et al., 2010, 2018; Hardebeck, Hauksson, 2001; Hasegava et al., 2011, 2012], но и оценивать значение коэффициента Лоде-Надаи, характеризующего вид эллипсоида напряжений [Надаи, 1969].

Расчеты компонентов тензора напряжений выполняются в доменах земной коры, выделяемых в качестве квазиоднородных по их деформационному режиму. Каждому из таких доменов отвечает своя однородная выборка очагов землетрясений. В алгоритме МКА существуют процедуры, позволяющие выполнять контроль за однородностью деформаций таких доменов [Ребецкий, 1999, 2003; Rebetsky, Tatevossian, 2013]. Эти процедуры опираются на неравенства, подобные тем, что использованы в методе Анжелье [Angelier, 1984], которые и определяют описанные выше энергетические требования МКА.



**Рис. 1.** Эпицентры афтершоков и механизмы очагов крупнейших землетрясений для сейсмофокальной области вдоль восточного поборежья о. Хонсю, произошедших после землетрясения Тохоку 2011 г. до мая 2018 г. Слева внизу приведена диаграмма распределения количества афтершоков и землетрясений в пределах исследуемой территории. В нижнем левом и правом углах розы диаграммы показывают репрезентативность азимутов и углов погружения осей наибольшего сжатия, а диаграмма показывает количество областей земной коры при различных типах напряженного состояния.

В нашей работе использовалось правило знаков для напряжений, принятое в механике (растяжение – положительное) при индексации главных напряжений  $\sigma_1 \ge \sigma_2 \ge \sigma_3$ . При интерпретации ориентации осей главных напряжений будем главные напряжения  $\sigma_3$  именовать напряжениями максимального сжатия или просто напряжениями сжатия. Поскольку девиаторная часть главного напряжения  $\sigma_1$  является растяжением, то будем ориентацию осей этого напряжения также именовать максимальным растяжением или просто напряжениями растяжения. Такая терминология уже устоялась в интерпретации инверсии природных напряжений геологами [Гзовский, 1954; Гущенко, 1981; Сим, 1996].

#### ИСХОДНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ИНВЕРСИИ НАПРЯЖЕНИЙ

Источником информации о напряженном состоянии коры являлись фокальные решения очагов землетрясений, полученные по данным сейсмической сети Японии (http://www.fnet.bosai.go.jp) в пределах области 30°-43° с.ш. и 135°-146° в.д. за временной период с 03.12.2011 г. по 26.05.2018 г. Каталог землетрясений для этой зоны насчитывает около 12900 событий с диапазоном магнитуд 7.0 ≥  $M_{\rm w}$  ≥ 3.2, и в глубинном диапазоне от 0 до 100 км. Эта зона несколько больше области очага ЗТ, что позволяет увидеть по результатам реконструкции расстояния, на которое распространилось его влияние. Большее, чем очаг землетрясения, окно реконструкции напряжений не позволяет утверждать, что все используемые нами землетрясения являются афтершоками. Более того, даже в самой очаговой области ЗТ за столь большой период времени можно было бы ожидать завершения афтершокового процесса.

На рис. 1 показаны механизмы сильных землетрясений с  $M_{\rm w} \ge 5.5$  и эпицентры менее сильных землетрясений (*M*<sub>w</sub> ≤ 5.5) из фокального каталога ЗТ. Анализ данных показывает, что основными типами механизмов является сброс (около 35%) и взброс (около 31%). При этом оси Ри Тотдельных механизмов на своих роза-диаграммах имеют два преимущественных погружения – 5°–25° и 55°– 65°. За последний 2018 г. такой характер сейсмического режима почти не изменился. Соотношение сбросов и взбросов для него было в пропорции 31/33. Если посмотреть на механизмы очагов землетрясений (каталог сети *f-net*), которые происходили в этой же области до ЗТ [Rebetsky, Polets, 2014; Rebetsky et al., 2016], то можно увидеть, что для диапазонов магнитуд  $5.5 > M_w > 3$  преимущество имели взбросы (около 32%), а все остальные кинематические типы механизмов очагов были представлены почти равномерно (сбросы – 12%).

Таким образом, изменение кинематического типа механизмов очагов афтершоков показывает, что после ЗТ произошло не просто изменение уровня напряжений, а резкая перестройка режима напряженного состояния, которая сохраняется уже в течение семи лет.

Наиболее интенсивно афтершоки происходили в первые три года (около 10000 событий). Затем в 2015–2017 гг. число землетрясений снизилось до 750–850, т.е. приблизилось к числу событий для этой же площади в 2003–2006 гг. Если оценивать интенсивность сейсмического процесса, то можно было бы сказать, что афтершоковый процесс в очаговой области ЗТ завершился. Однако отмеченное выше соотношение между механизмами взбросового и сбросового типов, отличающихся от существовавшего ранее, должно говорить нам о том, что афтершоковый процесс еще продолжается. Далее в работе весь семилетний период наблюдений будет именоваться как условно афтершоковый.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

## Параметры усреднения при реконструкции напряжений

Напряжения определялись с помощью программы STRESSseism, созданной на основе алгоритма МКА [Ребецкий, 1999, 2003]. Этот метод инверсии напряжений из сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений имеет 4 этапа расчета и относится к обратным задачам тектонофизики. В данной работе использовались алгоритмы двух первых этапов МКА, позволяющие сначала определить ориентацию осей и форму эллипсоида напряжений (первый этап), а затем с использованием диаграммы Мора рассчитать нормированные на прочность сцепления массива значения максимального касательного напряжения и эффективного изотропного давления (второй этап). Процедуры метода этих двух этапов опираются на графический анализ областей сжатия и растяжения отдельных фокальных механизмов из однородных выборок землетрясений на стереосферах – сетка Вульфа (первый этап) и редуцированных напряжений для очагов землетрясений на диаграмме Мора (второй этап).

Основные результаты расчетов будут представлены в узлах сетки для напряжений, средних за весь период расчета. Эти напряжения отвечают длиннопериодному режиму усреднения напряжения. Они получаются за счет усреднения совокупности напряженных состояний  $\sigma_{ij}^{\beta}$  (i, j = 1, 2, 3;  $\beta = 1, ...B$  – номер напряженного состояния из общей их последовательности в одном из узлов расчета), которые рассчитываются по алгоритму МКА в каждом из узлов сетки и отвечают разным временным интервалам  $T^{\beta}$ . Каждому из таких напряженных состояний отвечает своя однородная выборка механизмов очагов землетрясений ( $\beta$ ), характеризующая квазиоднородный этап деформирования массива вблизи узла сетки. К ритерии

мирования массива вблизи узла сетки. Критерии однородности выборки землетрясений связаны с требованием уменьшения упругой энергии в результате каждого землетрясения и упорядоченности упруго-пластического течения [Ребецкий, 1999, 2003; Rebetsky, Polets, 2018], что приводит к необходимости выполнения следующих неравенств

$$\ell_{n1}^{\alpha}\ell_{s1}^{\alpha} \ge \ell_{n2}^{\alpha}\ell_{s2}^{\alpha} \ge \ell_{n3}^{\alpha}\ell_{s3}^{\alpha}, \ \alpha = 1,...A,$$
(1)

которые требуют наличия острого угла между направлениями смещения на разрыве из однородной выборки землетрясений с номером  $\alpha$  и касательным напряжений искомого тензора напряжений. Здесь  $\alpha \ell_{nk}$  и  $\ell_{sk}$  – направляющие косинусы векторов нормалей (**n** и **s**) нодальных плоскостей землетрясений с осями главных напряжений  $\sigma_k$ (k = 1, 2, 3) искомого тензора напряжений.

Представляемые результаты расчета были получены при числе событий в однородной выборке  $\alpha \ge 6$ . Усреднение производится с учетом временного периода действующих напряжений (временной интервал землетрясений в данной однородной выборке) в качестве весовой функции:

$$\sigma_{ij} = \sum_{\beta=1...b} \frac{T^{\beta}}{T} \sigma_{ij}^{\beta} \quad при \quad T = \sum_{\beta=1,B} T^{\beta}.$$
(2)

Возможность усреднения напряжений во времени в МКА связана с тем, что в нем после второго этапа реконструкции определяются нормированные величины шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений [Ребецкий, 2003; Rebetsky, Polets, 2018].

Алгоритм МСА предусматривает плавающий размер окна усреднения по латерали (широты и долготы) вблизи узла сетки расчета. Он зависит от плотности распределения сейсмических событий и их магнитудного диапазона. В расчетах использованы только землетрясения с  $6.0 \ge M_w \ge 3.0$ . Минимальный радиус усреднения принимался 10 км, максимальный 50 км.

Расчеты напряжений проводились в узлах сетки с шагом  $0.2^{\circ}$  по широте и долготе, при этом выделялось 6 глубинных слоев расчета: 0-10, 10-20, 20-30, 30-40, 40-60, 60-100 км. Этим слоям отвечало 4137, 2361, 1730, 1248, 2652, 768 землетрясений указанного выше диапазона магнитуд. Результатам расчета присваивались координаты узлов с глубинами соответственно 5, 15, 25, 35, 50, 80 км, отвечающие серединам указанных слоев.

Принятый для расчета диапазон магнитуд землетрясений вместе с используемыми при создании начальной выборки правилами оценки достаточной близости события к узлу расчета позволяли говорить о том, что получаемые параметры напряжений отвечают в основном латеральному усреднению не более 15–30 км (в верхних слоях) при наибольшем усреднении 50–80 км, наблюдавшемся в большей части для глубинных слоев.

#### Первый этап реконструкции — параметры эллипсоида напряжений

Результаты тектонофизической реконструкции позволили установить, что оси максимального сжатия  $\sigma_3$  (рис. 2а) в большей части верхнего слоя (5 км) коры континентального склона вдоль о. Хонсю имеют субвертикальную (70°-85°) ориентацию. Подобная ориентация этих напряжений не существовала здесь до ЗТ. Есть два локальных участка в южной и в северной частях склона вблизи тальвега желоба, где оси этих напряжений в большей части полого (5°-20°) погружаются под океанскую кору. Здесь они сохранили ориентацию, имевшуюся до землетрясения в 10°-20° [Rebetsky, Polets, 2014; Rebetsky et al., 2016]. B остальных участках континентальной коры субгоризонтально и в основном субортогонально простиранию океанского желоба направлены оси максимального растяжения  $\sigma_1$  (рис. 3а). Практически везде оси промежуточного главного напряжения σ<sub>2</sub> субгоризонтальны и параллельны тальвегу океанского желоба, т.е. оси этих напряжений сохранили свою ориентацию такой же, что и до 3T [Rebetsky et al., 2016].

Полученные данные об углах погружения осей максимального и минимального сжатия после землетрясения Тохоку несколько отличаются от результатов работ [Hardebeck, 2012; Hasegava et al., 2011]. Так, Хардебек и Хасегава получили усредненный для всей области очага угол погружения максимального сжатия около 45°-50°, используя данные о решениях соответственно Global CMT (http://www/globalcmt.org) и сети NEID f-net (http://www.fnet.bosai.go.jp). Позднее А. Хасегава [Hasegava et al., 2012] получил более детальное распределение напряжений, из которого следовало, что для большей части очага угол погружения осей максимального сжатия лежит в интервале 70°-85°. Последние результаты лучше соответствуют нашим. Выполняя подобное сравнение, отметим, что в указанных работах в качестве осей максимального и минимального сжатия берутся среднестатистические значения осей Р и Т отдельных СМТ решений. Как это всегда отмечалось в работах Б.В. Кострова [Костров, 1975; Kostrov, Das, 1988], P и T – это главные оси снимаемых напряжений и поэтому их нельзя сопоставлять с главными осями тектонических напряжений, используя статистические подходы. В работах [Ребецкий, Алексеев, 2014; Vavryčuk, 2015] было показано, что в регионах, где сейсмические плоскости маловариабельны и близки к ориентации угла внутреннего трения (зоны субдукции), статистический метод оценки осей главных напряжений будет давать систематические ошибки в углах, близкие к половине угла внутреннего трения, т.е. около 15°.



**Рис. 2.** Проекция осей главного напряжения максимального сжатия  $\sigma_3$  на горизонтальную плоскость и геодинамические типы напряженного состояния для глубин: а -0-10 км, б -10-20 км, в -20-30 км, г -30-40 км, д -40-60 км, е -60-100 км.

1 — горизонтальное растяжение (синий), 2 — горизонтальное растяжение со сдвигом, 3 — горизонтальный сдвиг (желтый), 4 — горизонтальное сжатие со сдвигом, 5 — горизонтальное сжатие (красный), 6 — вертикальный сдвиг. Оси главных напряжений построены в направлении погружения: кружок показывает начало оси при угле падения более 15°, другой конец показывает направление погружения. Короткие оси отвечают большим углам погружения. Если кружок находится в середине оси, это означает, что угол погружения менее 15°. В нижнем левом углу розы-диаграммы показывают репрезентативность азимутов и углов погружения осей наибольшего сжатия. В правом нижнем углу диаграмма показывает количество областей земной коры при различных типах напряженного состояния.



**Рис. 3.** Проекция главных осей напряжений минимального сжатия  $\sigma_1$  на горизонтальную плоскость и коэффициент Лоде–Надаи  $\mu_{\sigma}$  для глубин: а – 0–10 км, б – 10–20 км, в – 20–30 км, г – 30–40 км, д – 40–60 км, е – 60–100 км. (см. подпись к рис. 2).

В нижнем левом и правом углах розы-диаграммы показывают репрезентативность азимутов и углов погружения осей напряжений наименьшего сжатия, а диаграмма показывает значения коэффициента Лоде-Надаи.

В силу высокой частоты сетки расчета (0.2°) существуют проблемы в изображении векторов. Поэтому при изображении осей напряжений мы произвели разрядку сетки расчета вдвое по широте и по долготе. Такую сетку мы будем именовать грид-сетка. При такой разрядке узлы новой сетки могли выходить за пределы сетки расчета, если их удаление не превышало 0.2°. В узле грид-сетки определялись параметры тензора напряжений на основе усреднения напряжений для нескольких самых близких узлов сетки расчета. В случае совпадения узла сетки расчета с узлом грид-сетки последнему присваивались расчетные значения. Скалярные параметры тензора напряжений изображних в узлах расчетной сетки.

Таким образом, в самом верхнем слое коры континентального склона в зоне очага 3Т практически везде имеет место режим горизонтального растяжения (см. рис. 2а). Лишь для двух выше отмеченных участков имеет место режим горизонтального сжатия. Это полностью отличает характер напряженного состояния афтершоковой стадии от того, что имело место до 3Т.

Оси главных напряжений в коре океанского склона, построенные в направлении погружения, в целом сохранили свое простирание и направление погружения, которое имелось до 3T [Rebetsky et al., 2016], т.е. субвертикально – ось сжатия и субгоризонтально и ортогонально тальвегу - ось растяжения. Большее число данных о механизмах очагов землетрясений в афтершоковый период позволило получить лучшее покрытие коры океанского склона данными о напряженном состоянии. Частично это относится к Идзу-Бонинской зоне, в северной части которой к востоку от тальвега желоба имеет место горизонтальное растяжение. Режимы горизонтального сжатия, наблюдающиеся в океанском склоне вдоль южной части этого желоба, могут быть связаны с низкой плотностью эпицентров землетрясений и большим окном усреднения напряжений.

В небольшом числе точек наблюдается субгоризонтальная ориентация этих осей в направлении, параллельном тальвегу желоба (переход к Идзу-Бонинскому желобу и несколько точек в центральной части исследуемой области). Почти всегда такой ориентации осей отвечает геодинамический режим горизонтального сдвига. До 3T [Rebetsky et al., 2016] такая ориентация наблюдалась для оси промежуточного главного напряжения.

Оси главных напряжений минимального сжатия (см. рис. 3) в зонах горизонтального растяжения имеют более пологие углы погружения, чем это было до 3Т. Вне этой зоны углы погружения осей почти не изменяются. В центральной и северной частях очаговой области также сформировалась зона, где субгоризонтально ориентированные оси этого главного напряжения субпараллельны тальвегу желоба. На глубинах более 30 км эта зона исчезает.

На глубинах более 10 км данные о напряжениях представлены в основном в коре континентального склона, причем они имеют тенденцию на севере выходить за пределы очага ЗТ. Особенно это проявляется на глубинах более 40 км. На глубине 15 км (см. рис. 2б) северо-восточный участок с субгоризонтальной ориентацией оси максимального сжатия резко расширяется, соответственно, области горизонтального растяжения в коре континентального склона начинают сжиматься. Далее с глубиной (см. рис. 2в, г) наблюдается дальнейшие разрастание областей горизонтального сжатия, особенно в северо-восточной части коры континентального склона. Еще более резкие изменения происходят на глубине более 40-45 км. Ниже этой глубины в коре континентального склона практически везде имеет место пологое ( $25^{\circ}-30^{\circ}$ ) погружение  $\sigma_3$  под океанскую литосферу (см. рис. 2д, е), а σ<sub>1</sub> (см. рис. 3д, е) более круто погружаются под субконтинентальную литосферу. Здесь в основном режим горизонтального сжатия.

Так же, как в самом верхнем слое расчета, в глубинных слоях наблюдаются точки расчета субгоризонтальной и субпараллельной тальвегу желоба ориентацией осей максимального сжатия. Причем здесь число таких точек существенно больше и они на глубинах 20–40 км концентрируются в центральной части очага 3T вблизи его восточной границы. На глубине 60–100 км в коре юго-восточной части о. Хонсю погружение оси максимального сжатия изменяется на 180°. Поскольку угол погружения их здесь близок к 20°–25°, то это означает, что напряжение сжатия направлено вдоль погружающейся океанской плиты.

Относительно небольшое число землетрясений, произошедших на глубинах 10–20 км к востоку от эпицентра ЗТ коре океанского склона, дают режим горизонтального растяжения с ориентацией оси напряжения растяжения, ортогональной тальвегу. На больших глубинах здесь наблюдается режим горизонтального сдвига.

Некоторые изменения произошли и с видом тензора напряжений, который характеризуется значениями коэффициента Лоде—Надаи. До ЗТ его значения в зоне очага изменялись от сочетания чистого сдвига со сжатием до сочетания чистого сдвига с растяжением. После землетрясения в достаточно большом числе доменов реконструкции появились определения, отвечающие тензору вблизи одноосного сжатия и одноосного растяжения (см. рис. 3).

В океанской коре к западу от Идзу-Бонинского желоба сохраняется ориентация осей сжатия и геодинамический режим напряженного состояния, существовавший до ЗТ. Также сохранилась ориентация осей сжатия на участке локальной сейсмической активности Филиппинской плиты и для коры центральной и западной части о. Хонсю. При этом в коре восточного побережья острова есть небольшая по площади область, где произошла смена типа геодинамического режима с горизонтального сжатия на горизонтальное растяжение. В других участках субконтинентальной коры острова геодинамический режим не изменился (см. рис. 2).

Данные об ориентации трех главных осей и о значении коэффициента Лоде—Надаи, которые в рамках МКА получаются после первого этапа его алгоритма, позволяют определить и относительные величины нормальных ( $\overline{\sigma}_{nn}$ ) и касательных ( $\overline{\sigma}_{nt}$ ) напряжений для любой плоскости:

$$\overline{\sigma}_{nn} = \left[ \left( 1 - \mu_{\sigma}/3 \right) \ell_{n1} \ell_{n1} + \frac{2}{3} \mu_{\sigma} \ell_{n2} \ell_{n2} - \left( 1 + \mu_{\sigma}/3 \right) \ell_{n3} \ell_{n3} \right], \quad (3)$$
  
rge  $\overline{\sigma}_{nn} = (\sigma_{nn} + p)/\tau,$ 

$$\overline{\sigma}_{nt} = \left[ \left( 1 - \mu_{\sigma}/3 \right) \ell_{n1} \ell_{t1} + \frac{2}{3} \mu_{\sigma} \ell_{n2} \ell_{t2} - \left( 1 + \mu_{\sigma}/3 \right) \ell_{n3} \ell_{t3} \right], \qquad (4)$$
  
rge  $\overline{\sigma}_{nt} = \sigma_{nt}/\tau.$ 

Здесь *р* и  $\tau$  – изотропное давление и максимальное касательное напряжение,  $\mu_{\sigma}$  – коэффициент Лоде–Надаи, определяющий вид эллипсоида напряжений, а  $\ell_{ni}$  и  $\ell_{ti}$  – соответственно направляющие косинусы вектора нормали **n** к плоскости и вектора **t** в этой плоскости с главными осями тензора напряжений (*i* = 1, 2, 3). Т.е. после первого этапа МКА, не зная полных напряжений  $\sigma_{nn}$ ,  $\sigma_{nt}$ , *p*,  $\tau$ , можно определить нормированные напряжения  $\overline{\sigma}_{nn}$  и  $\overline{\sigma}_{nt}$ .

Используя выражение (3) и полагая вектор **n** горизонтальным, можно рассчитать направления действия максимального  $S_H$  и минимального  $S_h$  сжатия в горизонтальном направлении (рис. 4). Также на основании (4) можно рассчитать направления касательных напряжений, действующих на горизонтальных плоскостях, нормали которых ориентированы вертикально вниз  $\tau_z$  (вектор **n** совпадает с осью на зенит). Для зон субдукции направление этих напряжений отражает характер взаимодействия коры и верхней мантии (рис. 5).

Параметры, представленные выражениями (3) и (4), очень важны для понимания геодинамики сейсмофокальной зоны. Обычно [Zoback, 1992; Гущенко и др., 1990] они представляются в виде ориентации осей максимального и минимального горизонтального сжатия, а также поддвиговых касательных напряжений на горизонтальных площадках. При этом величины этих напряжений остаются неопределенными из-за изменения значений максимальных касательных напряжений в разных узлах сетки расчета. Поэтому сравнивать их значения в разных точках области не представляется возможным. Далее мы покажем, что результаты работы алгоритма МКА на втором этапе метода позволяют решить эту проблему.

#### Нормированные величины напряжений — второй этап реконструкции

После второго этапа алгоритма МКА [Ребецкий, 2003, 2009], в рамках которого производится анализ каждой однородной выборки землетрясений на диаграмме Мора, в каждом узле сетки определяются нормированные значения эффективного давления  $p^*/\tau_f$  и максимальных касательных напряжений  $\tau/\tau_f$ . Эффективное давление  $p^*$ представляет собой разность тектонического давления и давления флюида в трещинно-поровом пространстве пород. На этом этапе расчета нормировка напряжений производится на неизвестное, но одинаковое значение прочности сцепления  $\tau_f$ . Т.е. здесь, так же как и в случае редуцированных напряжений (2) и (3), алгоритм метода позволяет определить отношения  $p^*/\tau_f$  и  $\tau/\tau_f$  без знания по отдельности значений  $p, \tau$  и  $\tau_f$ .

После получения данных о нормированных величинах эффективного давления и максимальных касательных напряжений можно сравнивать различные компоненты тензора напряжений, действующие в разных точках пространства.

На рис. 4, где показаны ориентации осей эффективного максимального  $S_{H}^*$ и минимального сжатия  $S_{h}^*$ , толщина линий отражает нормированное значение напряжения  $\tilde{S}_{j}^*$ , определяемого из выражения:

$$\tilde{S}_{j}^{*} = \left\langle \frac{S_{j}^{*}}{\tau_{f}} \right\rangle = -\left\langle \frac{p^{*}}{\tau_{f}} \right\rangle + \left[ \left(1 - \mu_{\sigma}/3\right) \ell_{j1}^{2} + \frac{2}{3} \mu_{\sigma} \ell_{j2}^{2} - \left(1 + \mu_{\sigma}/3\right) \ell_{j3}^{2} \right] \left\langle \frac{\tau}{\tau_{f}} \right\rangle, \quad (5)$$
$$i = H.h$$

которое можно получить из выражения (3) при соответствующих преобразованиях. В правой части выражений (5) в треугольных скобках – нормированные величины эффективного давления и максимальных касательных напряжений, полученные после второго этапа реконструкции напряжений, а  $\ell_{ji}$  – направляющие косинусы соответствующей оси горизонтального напряжения  $(S_j, j = H, h)$  с осями главных напряжений ( $\sigma_i$ , i = 1, 2, 3).

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 4 2021



**Рис. 4.** Направления максимального (красные линии)  $S_H$  и минимального (синие линии)  $S_h$  горизонтального сжатия и их нормализованные значения (толщина осей): а -0-10 км, б -10-20 км, в -20-30 км, г -30-40 км, д -40-60 км, е -60-100 км.

В нижнем левом и правом углах розы-диаграммы показывают репрезентативность азимутов  $S_H$  и  $S_h$  и диаграммы репрезентативности их нормированных значений.



**Рис. 5.** Направление поддвиговых касательных напряжений на подошве земной коры и их значения, нормированные на прочность сцепления (интенсивности оттенков серого цвета): a - 0 - 10 км, 6 - 10 - 20 км, B - 20 - 30 км, r - 30 - 40 км, a - 40 - 60 км, e - 60 - 100 км.

Внизу справа показана роза-диаграмма азимутов поддвиговых касательных напряжений, слева – диаграммы нормированных значений поддвиговых и максимальных касательных напряжений.

В очаговой области ЗТ в верхней части коры континентального склона (0–10 км) существуют большие площади, протягивающиеся вдоль тальвега желоба, где ориентация максимального сжатия субпараллельна тальвегу желоба. До ЗТ такое наблюдалось только в коре океанского склона, к западу от тальвега желоба [Rebetsky et al., 2016]. В результате землетрясения возникшее дополнительное растяжение в субширотном направлении изменило соотношение величин напряжений вдоль и нормально к тальвегу желоба.

Подобные изменения наблюдаются и для глубин 20—40 км, но проявляются они только вблизи эпицентральной зоны ЗТ. Для еще больших глубин такие искажения ориентации практически отсутствуют.

Теперь выполним сопоставление величин этих напряжений в разных участках исследуемого региона. В самом верхнем слое (0–10 км) большая часть континентального склона и коры о. Хонсю имеет пониженный уровень напряжений максимального и минимального горизонтального сжатия. Для южного участка коры континентального склона, там, где ориентация осей  $S_H$  ортогональна тальвегу желоба, наблюдается повышенный уровень этих напряжений.

На глубинах 10—40 км происходит постепенное стягивание зоны пониженного уровня напряжений в центральной части очага ЗТ за счет расширения периферийных зон повышенных напряжений. На глубине 40—60 км наблюдается практически повсеместное высокое значение горизонтальных напряжений. Но затем вновь на глубине 60—100 км происходит их снижение.

Для расчета величин поддвиговых касательных напряжений выражение (4) было преобразовано к виду:

$$\tilde{\tau}_{z} = \left\langle \frac{\sigma_{zt}}{\tau_{f}} \right\rangle = \left[ \left( 1 - \mu_{\sigma}/3 \right) \ell_{z1} \ell_{t1} + \frac{2}{3} \mu_{\sigma} \ell_{z2} \ell_{z2} - \left( 1 + \mu_{\sigma}/3 \right) \ell_{z3} \ell_{t3} \right] \left\langle \frac{\tau}{\tau_{f}} \right\rangle, \qquad (6)$$
$$i = H, h.$$

В коре континентального и океанского склонов ориентация поддвиговых касательных напряжений (см. рис. 5) в целом сохранилась такой же, какой была до 3T, т.е. эти напряжения ориентированы в запад—северо-западном направлении. Но в самом верхнем слое к западу от тальвега желоба уровень поддвиговых касательных напряжений понизился (если полагать, что величина прочности сцепления осталась неизменной) и их ориентация стала менее единообразная. В слоях от 10—60 км эти напряжения становятся более однонаправленными и их уровень повышается. Здесь вблизи широты, отвечающей эпицентру 3T, наблюдаются резкие искажения ориентации и величин поддвиговых касательных напряжений.

Таким образом, после сброса напряжений в очаге 3T, осуществленного путем растяжения субконтинентальной коры на восток [Preliminary GPS ..., 2011; Nishimura et al., 2011; Ozawa et al., 2011; Shestakov et al., 2012], сохранилось деформационное перекашивание коры в виде сдвига в вертикальной плоскости в направлении, ортогональном простиранию желоба. Отметим также, что ориентация поддвиговых касательных напряжений испытала определенные изменения в коре о. Хонсю и для его западной части, отвечающей Японскому морю, т.е. далеко за пределами очага 3T.

#### ОЦЕНКА УРОВНЯ ВНЕШНЕГО ВОЗДЕЙСТВИЯ В ОЧАГОВОЙ ОБЛАСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ

Реконструкция напряжений, выполненная выше, показала, что в большой части узлов сетки расчета континентального склона внутри очаговой области ЗТ произошло изменение геодинамического типа напряженного состояния с горизонтального сжатия на горизонтальное растяжение. При этом оси главных напряжений наибольшего и наименьшего сжатия, изменив свою ориентацию, как до, так и после ЗТ находятся вблизи вертикальной плоскости (рис. 6). Этот факт существенно ограничивает вариации величин напряжений и может быть использован для их оценки.

#### Оценка величин напряжений ЗТ в работах А. Хасегавы

Впервые закономерность, близкую к той, что была отмечена выше, была использована в работе [Hardebeck, Hauksson, 2001] в приложении к анализу напряженного состояния в коре района землетрясения Ландерс 1994 г., произошедшего на разломе Сан-Андреас. В работах [Hasegava et al., 2011; Hardebeck, 2012] по этой же схеме была сделана оценка величин максимальных касательных напряжений, действовавших до и после ЗТ в коре континентального склона. При этом в указанных работах посчитали возможным это осуществить точно так же, как это было выполнено в работе [Hardebeck, Hauksson, 2001].

Схема оценки напряжений А. Хардебек опирается на данные об изменении ориентации осей главных напряжений до и после землетрясения, полученные в результате инверсии напряжений, которая в обоих случаях оставалась субгоризонтальной, отвечающей геодинамическому режиму горизонтального сдвига. Это позволило получить формулу для расчета напряжений, действовавших до землетрясения при использовании в качестве дополнительных данных о величине сброшенных напряжений в очаге землетрясения Лан-



**Рис. 6.** Изменение ориентации главных осей напряжений в субконтинентальной коре: а – до 3T – состояние "0" с дополнительным нагружением в виде горизонтального растяжения Δσ<sub>xx</sub> и чистого сдвига вдоль сейсмогенной плоскости Δτ<sub>r</sub>, б – после 3T – состояние "1". z – ось на Зенит, r – нормаль к плоскости очага 3T (см. пояснения в тексте).

дерс. Алгоритм ее построения предполагал, что снятие напряжений чистого сдвига, вызванного косейсмическим смещением по системе разрывов в пустыне Махаве, сопряженных к разрывом Сан-Андреас, привело к изменению ориентации осей главных напряжений.

В работе [Наsegava et al., 2011] считалось, что главные напряжения наибольшего и наименьшего сжатия лежат не в горизонтальной плоскости (напряженное состояние на разломе Сан-Андреас), а в вертикальной плоскости, ортогональной оси океанского желоба (см. рис. 6). Косейсмическое смещение вдоль зоны субдукции приводит к сбросу напряжений, отвечающих состоянию чистого сдвига, которые и приводят к изменению ориентации главных напряжений наибольшего и наименьшего сжатия. При этом ось промежуточного главного напряжений до и после 3T остается ориентированной вдоль океанского желоба.

#### Критический анализ существующих представлений на изменение напряжений в очагах мегаземлетрясений зон субдукции

В работе [Наsegava et al., 2011] оценка величин напряжений выполнена для значений средних углов погружения осей максимального сжатия около  $25^{\circ}-30^{\circ}$  до 3Т (это совпадает с результатами реконструкции, выполненной в работах [Ребецкий, Полец, 2014; Rebetsky et al., 2016]) и 60° после 3Т. В следующей работе [Hasegava et al., 2012] при анализе каталога СМТ решений большего временного периода были получены существенно бо́льшие углы погружения главных осей наибольшего сжатия, около  $65^{\circ}-85^{\circ}$ . Таким образом, изменение ориентации осей главных напряжений может достигать  $50^{\circ}-60^{\circ}$ .

Простой анализ, произведенный на диаграмме Мора (рис. 7), показывает, что использование в качестве дополнительного напряженного состояния только чистого сдвига, связывающего начальное состояние (0), существовавшее до землетрясения, и конечное, возникшее после землетрясения (1), невозможно объяснить повороты осей главных напряжений более, чем на значение угла внутреннего трения ( $\alpha_f = \operatorname{arctg} k_f$ ), т.е. более  $30^\circ - 35^\circ$ .

Это связано с тем, что состояние чистого сдвига, добавляемое к начальному (форшоковому), не изменяет изотропное давление и нормальные напряжения на плоскости разрыва и вдоль него  $(\sigma_{rr}^0 = \sigma_{rr}^1, \sigma_{ss}^0 = \sigma_{ss}^1)$  и, следовательно, положение центров кругов Мора двух состояний ( $\sigma_o^0 = \sigma_o^1$ ). На рис. 7 отклонение от горизонта для напряжений наибольшего сжатия принято 25°, а для оси сейсмофокальной области 10°. Значение коэффициента внутреннего трения  $k_f = 0.6(\alpha_f = 31^\circ)$ . Напомним, что в параметрической области Мора углы между осями напряжений и нормалями плоскостей, отсчитываемые вдоль дуги круга Мора, удваиваются. При определении возможных изменений ориентации главных напряжений афтершокового напряженного состояния (1) рассматривались два характерных случая: А) на плоскости разрыва 3T касательные напряжения достигают предела минимального сопротивления трения (касание большим кругом Мора пунктирной линии), Б) сброс касательных напряжений до нуля (пунктирный большой круг Мора).

Поскольку положение центра больших кругов Мора обоих состояний (см. рис. 7) совпадает, то, как это следует из рис. 7, для варианта А отклонения осей главных напряжений  $\sigma_1^l$  и  $\sigma_3^l$  от их начального положения будет около 5° (на моровской области около 10°). Если коэффициент внутреннего трения увеличить до 1 ( $\alpha_f = 45^\circ$ ), то соответственно на угол около 14° может увеличиться отклонение осей напряжений состояния 1. В случае А состояния 1 (сплошной круг Мора) кулоновы напряжения в окрестности очага должны быть везде отрицательными или близкими к нулю (вблизи касания линии сухого трения большого круга Мора), т.е. уровень касательных напряжений на разноориентированных плоскостях не может преодолеть силу сухого трения. Это не соответствует реальным данным, показывающим высокую афтершоковую активность после сильных землетрясений.

Для варианта Б состояния 1 (пунктирный круг Мора) показывает, что при падении касательных напряжений на разрыве до нуля отклонения осей главных напряжений от начального состояния мо-



**Рис. 7.** Графический анализ вращения главных осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  двух (верхние индексы) напряженных состояний "0" и "1" (см. рис. 6) на диаграмме Мора по схеме анализа напряжений из работы [Hardebeck, Hauksson, 2001] и результатам инверсии напряжений по работе [Hassegava, 2011].

Здесь и далее отрицательные значения нормальных напряжений показаны направо, а коэффициент внутреннего трения ( $k_f = tg\alpha_f$ ), определяющий вместе с прочностью сцепления  $\tau_f$  предел хрупкой прочности (утолщенные сплошные прямые), совпадает с коэффициентом сопротивления статического трения. Показаны нормальные и касательные напряжения на плоскости разрыва – очаг ЗТ ( $\sigma_{rr}$ ,  $\sigma_{rs}$ ) и сопряженной с ним нодальной плоскости ( $\sigma_{ss}$ ,  $\sigma_{sr}$ ), а также величина сброса касательных напряжений в очаге ( $\Delta \tau_r$ ) для случая достижения в нем сопротивления скольжению, равному минимальному статическому трению (утолщенные пунктирные линии). Положение центров больших кругов Мора двух состояний ( $\sigma_o$ ) фиксировано. Длинным пунктиром показан большой круг Мора, отвечающий состоянию 1 в случае сброса касательных напряжений  $\sigma_{rs}$  до нуля (см. пояснения в тексте). Нормальные напряжения являются эффективными, т.е. учитывается флюидное давление, но звездочка в верхний индекс не ставилась, направо откладываются отрицательные значения нормальных напряжений.

жет быть большим. В случае рис. 7 даже немного большим, чем угол внутреннего трения  $\alpha_f \approx 31^\circ$ . При этом надо понимать, что в этом случае девиаторные напряжения в окрестности очага должны быть нулевыми (или очень малыми).

В этой работе [Hasegava et al., 2012] утверждалось, что было снято более 90–95% девиаторных напряжений. В работе [Hardebeck, 2012], посвященной оценке величин для целого ряда мегаземлетрясений переходных зон, подобного типа оценки были также поддержаны. Из этих утверждений следует, что в коре сейсмофокальной зоны в этом случае уровень упругой энергии формоизменения составит только около 1–2% от той, что была в коре сейсмофокальной области до 3Т. Однако тот факт, что в новом режиме напряженного состояния идет активный сейсмический процесс, говорит о достижении предела хрупкого разрушения в фактически новых условиях нагружения. Подобного анализа нет в схеме А. Хардебек. Это ставит под сомнение выполненные в этих работах оценки.

#### Модель и графический анализ на диаграмме Мора изменения напряжений в очаге землетрясения Тохоку

Реконструкция напряжений, представленная в предыдущем разделе, показала, что после ЗТ для большой части узлов сетки расчета континентального склона, находящихся внутри очаговой



**Рис. 8.** Прогнозирование изменения напряженного состояния на косейсмической стадии процесса по кругам Мора: а – возможные изменения уровня максимальных сдвиговых напряжений от начального состояния напряжений "0" до нового состояния напряжений "1". Ниже приведен пример изменения напряженного состояния, сопровождающегося переиндексацией главных напряжений; б – модель изменения напряженных состояний 0 и 1, учитывающая влияния чистого сдвига (сброс касательных напряжений  $\Delta \tau_r$  в очаге землетрясения) и горизонтального растяжения  $\Delta \sigma_{xx}$ . Соотношение ориентации главных осей напряжений с геометрией сейсмофокальной зоны отвечает результатам реконструкции напряжений, полученной в этой работе:  $\overline{\beta}^0 = 150^\circ$ ,  $\overline{\beta}^1 = 40^\circ$ ,  $\overline{\phi} = 20^\circ$ . Показаны точки со значениями напряжений на площадках, связанных с двумя системами координат *ROS* и *XOZ*. (см. подписи к рис. 7 и пояснение в тексте).

области, произошло изменение геодинамического типа напряженного состояния с горизонтального сжатия на горизонтальное растяжение. В таких узлах оси главных напряжений максимального и минимального сжатия в среднем имеют простирание субортогонально тальвегу желоба при погружении под океанскую и субконтинентальную плиту с углами около 70°-80° и 15°-25° от горизонта соответственно. До ЗТ простирание этих осей было такое же, а значение углов погружения 10°-30° и 70°-80°. Здесь надо отметить, что выдержанность указанного простирания главных осей в первую очередь относится к той из них, которая имеет пологое погружение. Для субвертикальной оси это правило менее выдержанное.

Таким образом, ориентация осей этих главных напряжений изменилась почти на 90°, оставаясь в вертикальной плоскости. В тектонофизике такие изменения называются переиндексацией главных напряжений, когда фактически положения осей каких-то двух главных напряжений меняются местами друг с другом [Осокина, 1987].

На рис. 8а на диаграмме Мора в инвариантах тензора напряжений показаны начальное 0 и новое конечное состояние 1 и пути возможного перехода (пунктирные линии по стрелке). Есть возможность смены состояний без отхода от предельного состоя-

ния. В этом случае должно одновременно происходить падение девиаторной и шаровой компонент тензора напряжений — среднего давления. В случае, когда имеет место только сброс касательных напряжений в очаге землетрясения, изменения давления не происходит и круг Мора не может смещаться вдоль горизонтальной оси (см. рис. 7).

Есть варианты, когда среда переходит в упругое состояние, а затем вновь доходит до критического. При этом может даже иметь место падение максимальных касательных напряжений до нуля. а затем некоторый их рост. Такая возможность проиллюстрирована на двух схемах внизу для горизонтально сжатого блока, который за счет дополнительного горизонтального растяжения сменяет индексы главных напряжений в вертикальном и горизонтальном направлениях. Здесь наблюдается именно та ситуация, которая имеет место в результате ЗТ. Поскольку при этом круг Мора нового состояния имеет меньший радиус и смещен влево по горизонтальной оси, то это означает, что кроме сброса касательных напряжений в очаге землетрясения должна еще измениться шаровая компонента тензора напряжений, т.е. понизится всестороннее давление.

Мы предполагаем, что именно этот второй вариант разгрузки реализовался в ходе ЗТ. В пользу него говорят громадные субгоризонтальные сме-
щения, реализованные в его очаге (максимальные значения около 50-60 м), а также данные о градиенте косейсмических перемещений в пунктах постоянных GPS-наблюдений на о. Хонсю [Shestakov et al., 2012], который составил около 3-4 м на 200 км. Анализ амплитуд смещений в очаге показывает, что в области выхода очага в осадочную призму желоба могли иметь место смещения порядка 5-15 м [Lay et al., 2011]. Такие смещения восточного фронта континентального склона способны обеспечить возникновение в нем достаточно большого дополнительного растяжения около 5 МПа. Столь большие растяжения могут являться следствием высокой скорости развития фронта косейсмического надвига вблизи поверхности [Ammon et al., 2011; Sato et al., 2011], возникшей из-за того, что очаг землетрясения вышел на поверхность морского дна океанского желоба. О важной роли горизонтального растяжения в постсейсмическом режиме очаговой области ЗТ отмечалось в работе [Kato et al., 2011].

## Оценка сброшенных напряжений Δτ и напряжений растяжения Δσ

В результате землетрясения произошло надвигание континентального склона на океанскую плиту на несколько метров [Yagi, Fuhacito, 2011; Lay et al., 2011]. Мы предлагаем взять за основу амплитуды косейсмических смещений  $\overline{U}_{fq} = 15$  м, полученные в работе [Lay et al., 2011]. Расчет дополнительных напряжений горизонтального растяжения, возникающих на сейсмической стадии, можно сделать, используя соотношение:

$$\Delta \sigma = E \frac{U_{fq}}{W_q} \cos \varphi, \qquad (7)$$

где  $\varphi = 10^{\circ}$  — угол наклона сейсмофокальной области от горизонта,  $W_q$  — ширина очага вдоль надвига (200 км), E — модуль упругости (75 ГПа) [Физические свойства ..., 1976]. Из выражения (7) находим  $\sigma_{rs}$  МПа (продольные напряжения растяжения положительны). Рассчитанное значение дополнительного горизонтального напряжения близко к значениям, которые можно получить из деформаций упругого горизонтального удлинения, рассчитанных в работе [Каto et al., 2011] для объяснения косейсмических изменений напряжения области ЗТ.

Величина сброшенных напряжений для 3Т может быть получена из данных о сейсмическом моменте  $M_o$  и излученной сейсмической энергии  $E_s$ 

$$\Delta \tau = 2\mu \frac{E_s}{M_o} \text{ при } \lg E_s = 4.4 + 1.5M_e,$$

$$M_o = 5.6 \times 10^{22} \text{ H} \cdot \text{m}.$$
(8)

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 4 2021

Здесь  $M_e = 8.7$  — магнитуда энергии сейсмического излучения (http://erathquake.usgs.gov Choy), а  $\mu$  — модуль сдвига. Полагая  $\mu = 30$  ГПа, получим величину сброшенных вдоль плоскости надвига касательных напряжений:  $\Delta \tau = 0.302$  МПа. В работе [Ide et al., 2011] значение энергии сейсмического излучения было оценено, как  $E_s = 9.1 \times 10^{17}$  H · м (http://www.isc.ac.uk), что согласно (7) определяет  $\Delta \tau = 0.98$  МПа.

В работе [Hasegava et al., 2011] для оценки напряжений использованы другие данные о величине сброшенных напряжений в 20 МПа, полученные на основе анализа GPS смещений [Iinuma et al., 2012]. В работе [Xie, Cai, 2018] оценка сброшенных напряжений в очаге, отвечавшая значению в 6.3 МПа, была получена на основе уточненной численной модели сейсмического излучения в очаге (не точечная модель очага) при использовании классического подхода расчета угловой частоты [Brune, 1970]. В работе [Brown et al., 2015] дается еще меньший уровень сброшенных напряжений в 2.3  $\pm$  1.3 МПа, который был рассчитан на основе перебора 40 моделей косейсмического скольжения и численного перехода к сброшенным напряжениям.

Численный расчет параметров форшокового и афтершокового напряженных состояний ЗТ. Для расчета величин напряжений нами была использована схема, предложенная в работе [Hardebeck, Hauksson, 2001] и дополненная возможностью учета влияния косейсмического горизонтального растяжения в континентальном склоне. Мы считаем, что такая модифицированная схема расчета более подходит для изучения изменений напряженного состояния переходных зон (зон субдукции), происходящих в результате мегаземлетрясений, очаги которых, как правило, выходят на морское дно.

Возможность использования схемы расчета по Хардебек определяется прежде всего тем, что при ЗТ главные напряжения наибольшего и наименьшего сжатия после землетрясения не изменили свою принадлежность к вертикальной плоскости, которая ортогональна простиранию зоны субдукции (см. рис. 6). Это позволяет использовать данную схему, несмотря на то, что геодинамический режим начального напряженного состояния отвечает горизонтальному сжатию [Hardebeck, 2012], а не горизонтальному сдвигу, как это было в работе [Hardebeck, Hauksson, 2001]. В этом случае оба исследуемых напряженных состояния отвечают плоской деформации вдоль простирания зоны субдукции.

В приложении А представлен вывод формул для расчета максимальных касательных напряжений для тензора начального ( $\tau^0$ ) и конечного ( $\tau^1$ ) состояний из характерных углов  $\alpha^0$ ,  $\beta^0$ ,  $\alpha^1$ ,  $\beta^1$ , (см. рис. 6) и дополнительной нагрузки  $\Delta \tau_r$ ,  $\Delta \sigma_{vr}$ .

Поскольку для  $\tau_r$  существовало несколько вариантов значений, то прежде чем выполнить подобный расчет, были выполнены предварительные исследования выражений (АЗ) и (А4). Оказалось, что условие  $\tau^1 > 0$ , накладывает ограничение на диапазон возможных значений  $\tau_r$ , из него следует, что  $\Delta \tau_r > -2.87$  МПа (отрицательные значения  $\tau_r$  отвечают сбросу напряжений для ЗТ в системе координат, см. рис. 6).

Полагая, в соответствии с представленными выше расчетами,  $\Delta \sigma_{xx} = 5.55$  МПа, а  $\Delta \tau_r = -1$  МПа из выражений (А3–А4), находим:  $\tau^0 = 2.9$  МПа,  $\tau^1 = 0.963$  МПа, а из (А6)  $\Delta p = -2.78$  МПа (давление сжатия положительно).

Примененный здесь подход позволяет произвести оценку некоторых усредненных напряжений, сглаживающих вариации истинных напряжений, проявляющиеся в отклонениях ориентации главных напряжений от принятых в расчете средних их положений.

Графический анализ результатов расчета величин напряжений. Результаты представленных выше расчетов проиллюстрированы на рис. 86 в виде графического анализа в моровской области. Построенные на рис. 86 радиусы кругов Мора двух состояний отвечают полученным значениям максимальных касательных напряжений, а расстояние между их центрами ( $\sigma_o^0$  и  $\sigma_o^1$ ) соответствует значению напряжения  $\Delta \sigma_{xx}$ .

При графическом построении полагается, что начальное состояние является предельным, т.е. круг Мора касается линий предела хрупкой прочности (в численном расчете этого утверждения нет). При этом так же, как в МКА, считалось, что углы наклона линии предела хрупкой прочности и минимального сопротивления сухого трения параллельны.

Следует отметить, что использование результатов численных расчетов в этом случае предполагает, что нормальные напряжения являются эффективными, т.е. они уменьшаются на величину флюидного давления, действующего в трещинном пространстве пород. Поскольку при этом  $\sigma_o^1 - \sigma_o^0 = \Delta \sigma_{xx}$ , то это означает, что это флюидное давление одинаковое для обоих состояний.

Далее для обоих состояний от точки, определяющей главное напряжение  $\sigma_1^i$ , откладываются углы  $\overline{\beta}^i = 2\beta^i$  и  $\overline{\phi} = 2\phi$  (в пространстве Мора углы удваиваются) и на круге Мора находятся точки, характеризующие напряженные состояния на

двух ортогональных плоскостях, нормалями к которым являются оси X и Z, а также R и S.

Из графического анализа видно, что напряженное состояние 1 существенно смещено налево в диапазон меньшего уровня всестороннего давления. Оно не является предельным, т.е. не касается линии хрупкой прочности как состояние 0. Но при этом линия минимального сопротивления сухого трения (пунктир, см. рис. 8б) отсекает от круга Мора достаточно широкий сектор. Для такого сектора вариации ориентации нормалей к разрывам, которые будут способны активизироваться, не меньше, чем для состояния 0. Таким образом, в состоянии 1 существующие в массиве разноориентированные дефекты прочности могут активизироваться и реализоваться в сейсмических подвижках в виде афтершоковых землетрясений (эта возможность отсутствует в модели состояния по А. Хардебек, см. рис. 7).

Сброс касательных напряжений  $\Delta \tau_r$  в очаге и дополнительное растяжение  $\Delta \sigma_{xx}$  влияет не только на ориентацию и величины главных напряжений состояния 1, но и определяет изменение напряжений в системе координат *XOZ* и *ROS*. В силу этого  $|\sigma_{xx}^0 - \sigma_{xx}^1| > \Delta \sigma_{xx}$  и  $|\sigma_{rs}^0 - \sigma_{rs}^1| > \Delta \tau_r$ . Сильно изменились нормальные напряжения  $\sigma_{xx}$  и  $\sigma_{ss}$  за счет смещения круга Мора нового напряженного состояния, что существенно отличает его от расчета по схеме А. Хардебек (см. рис. 7).

Результаты численных расчетов не позволяют нам определить полные величины напряжений, т.к. мы не знаем значения изотропного давления начального состояния p<sup>0</sup>, действующего в твердом скелете горной породы. Но сделанные выше дополнительные предположения по использованию графики рис. 8б позволяют оценить эффективное изотропное давление  $p^{*_0} = p^0 - p_{fl} (p_{fl} - p_{fl})$ флюидное давление в трещинно-поровом пространстве). Для этого нужно задать значение прочности сцепления  $\tau_f$ . В работах [Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, 2009] выполнялась оценка этого параметра прочности по результатам тектонофизических инверсий напряжений для Суматро-Андаманского 2004 г. (3.5 МПа), Токачи-Оки 2003 г. (1.4-1.8 МПа) и Симуширского 2006 г. (1.0–1.2 МПа) землетрясений. Используя

нормальных напряжений. На рис. 8б ось ординат ( $\tau_n$ ) может быть проведена слева от малого круга Мора. Таким образом, значение прочности сцепления будет меньшим, чем при проведении оси ординат внутри малого круга Мора. В последнем случае главное напряжение  $\sigma_1^l > 0$ , т.е. оно растягивающее. Мы пред-

диапазон возможных изменений  $\tau_f$ , можно опре-

делить начало системы отсчета для эффективных

полагаем, что растягивающие напряжения в коре в масштабе усреднения в десятки километров на глубинах в первые десятки километров существовать не могут. Поэтому ось ординат была проведена через точку, отвечающую напряженному состоянию главного напряжения  $\sigma_1^l$ . Это означает, что данное напряжение равно нулю. В этом случае прочность сцепления  $\tau_f$ , определяемая пересечением оси ординат и линии хрупкой прочности, будет равна 1.06 МПа. Это значение отвечает нижней границе выше представленных оценок  $\tau_f$ . Поскольку возможны и другие варианты проведения оси ординат на рис. 8б (например, левее точки  $\sigma_1^l$ ), она показана длинным пунктиром.

Используя данные о величинах  $\tau^0$ ,  $\tau^1$  и  $\Delta p$ , представленные выше, численно или графически на рис. 86, находим, что  $\sigma_1^{*1} = 0$  МПа,  $\sigma_3^{*1} = 1.93$  МПа,  $\sigma_1^{*0} = 3.62$  МПа,  $\sigma_3^{*0} = 9.42$  МПа, а  $p^{*1} = 0.966$  МПа,  $p^{*0} = 6.52$  МПа.

Таким образом, разработанная нами модификация схемы расчета А. Хардебек [Hardebeck, Hauksson, 2001] позволяет объяснить большие повороты осей главных напряжений в результате мегаземлетрясений, согласующиеся с законом прочности хрупкого разрушения.

# ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные нами данные о напряженном состоянии верхних слоев континентального склона в пределах очага ЗТ являются уникальными по детальности. Они дают возможность сравнить трехмерную (3D) картину напряженного состояния с результатами работы [Rebetsky et al., 2016], в которой также была получена 3D картина напряженного состоянии, но уже до ЗТ (рис. 9). Наибольшие изменения напряженного состояния захватили верхний слой до 20 км, для которого наблюдались наибольшие амплитуды смещений в очаге. Здесь скорость распространения фронта разрыва ускоренно возрастала от 1.5 до 2.5 км/с, что создало аномально высокий уровень сил инерции. Вероятно, именно эти силы привели к повышенным амплитудам смещения в очаге и создали дополнительные напряжения горизонтального растяжения. С глубиной эти силы снижаются и их роль в формировании нового напряженного состояния уменьшается. Здесь основной эффект изменений связан со сброшенными касательными напряжениями в очаге и поэтому разворот осей главных напряжений был умеренным  $(10^{\circ} - 15^{\circ}).$ 

Рассчитанные величины напряжений дали существенно меньшие значения (до 3T < 10 МПа, после 3T < 2 МПа), чем это было установлено в работе [Hasegava et al., 2011]. Они опираются на оценки величины сброшенных касательных напряжений в 1 МПа, полученные из сейсмологических данных. Сейсмический эффект ЗТ связан не с уровнем девиаторных напряжений, действовавших в коре, а с большим объемом пород, участвовавших в высвобождении упругой энергии. Наши оценки величин напряжений, в противоположность результатам работы [Hardebeck, 2011], показывают, что уровень девиаторных напряжений упал достаточно сильно (около 65%), но не столь катастрофически (на 90-95%), как это оценивалось в работах [Hasegava et al., 2012; Hardebeck, 2012]. При этом достаточно сильно на величину около 85% понизился уровень касательных напряжений, действовавших вдоль сейсмофокальной плоскости. Это объясняет определенную смену ориентации разрывов, формирующих после ЗТ тип механизмов очагов землетрясений.

Столь сильное падение уровня касательных напряжений, действующих вдоль оси сейсмофокальной области, объясняет смену типа землетрясений, возникающих на афтершоковой стадии в той части очага, где произошла кардинальная смена геодинамического типа напряженного состояния. Здесь угол погружения реализованных нодальных плоскостей имеет достаточно большие углы погружения (в среднем около 45°) при сохраняющемся простирании вдоль простирания сейсмофокальной области. Это внутриплитовые землетрясения с механизмом очагов в виде сброса, связанные с релаксацией напряжений горизонтального растяжения, возникших в коре континентального склона островной дуги. На рис. 10 [Tajima et al., 2013] показаны фактические данные о приповерхностной структуре этого склона вблизи океанского желоба, где явно выделяются внутриплитовые сбросы, выходящие на морское дно.

В коре о. Хонсю и к северо-востоку от очага ЗТ для этого глубинного диапазона мы не находим значимых изменений напряженного состояния в сравнении с форшоковой стадией (см. рис. 9). Однако такие изменения присутствуют к югу от очага ЗТ, в коре океанского склона Идзу-Бонинского желоба. Здесь до землетрясения во всех узлах, где удалось рассчитать напряжения, ориентация осей максимального горизонтального сжатия была параллельна тальвегу желоба [Rebetsky et al., 2016]. После ЗТ для самого южного участка Идзу-Бонинского желоба множество определений напряжений к востоку от тальвега дают ортогональную ему ориентацию оси максимального горизонтального сжатия. Это говорит о том, что здесь имеет место эффект бульдозера, когда надвигающийся на океанскую литосферу континентальный клин создает перед собой горизонтальное сжатие. Такой результат можно связывать с пере-



**Рис. 9.** Проекции осей главного напряжения максимального сжатия  $\sigma_3$  на горизонтальную плоскость в коре японской зоны субдукции до 3T для глубин: а -0-20 км, б -10-30 км, в -20-40 км, г -30-50 км, д -50-70 км, е -70-90 км (см. подпись к рис. 2).

41



**Рис. 10.** Сейсмическая структура и наблюдаемая деформация фронтального клина вблизи очага 3T для вертикального профиля вкрест океанского желоба по результатам прямых наблюдений и измерений с помощью кабельных манометров морского дна [Tsuji et al., 2011] (представлено с упрощениями по рисунку из работы [Tajima et al., 2013]).

распределением субширотного сжатия на юг Идзу-Бонинского желоба, которое произошло после 3Т.

Из результатов реконструкции следует, что континентальная кора, сдвинувшись после ЗТ на восток, не только не создала дополнительного сжатия (трение скольжения всегда меньше трения покоя) в широтном направлении в океанской литосфере, но и еще усилила имевшуюся до ЗТ закономерность в ориентации горизонтальных напряжений наименьшего и наибольшего сжатия (режим горизонтального растяжения). Это может быть только в том случае, если такое надвигание континентальной коры на восток привело к увеличению напряжений сжатия, действующих в вертикальном направлении. Таким образом имел место не эффект бульдозера, создающего перед собой сжатие, а эффект катка (ледокола), продавливающего вниз основание, на которое он накатил.

Сохранение в верхнем слое к востоку от тальвега желоба режима горизонтального растяжения при одновременном создании растяжения к западу в континентальном склоне очень похоже на механизм накатывания субконтинента на океанскую плиту. Во всяком случае, механизм "пуш" – давления со стороны океанского хребта – следует отвергнуть, т.к. он не может объяснить горизонтальное растяжение к востоку от тальвега желоба, распространяющееся до глубин 30-40 км [Rebetsky et al., 2016]. Механизм накатывания континента на океанскую плиту объясняет возможность существования стагнант блоков в глубине верхней мантии [Murakami et al., 2004] и подразумевает возможность резкой смены напряженного состояния в континентальном склоне при аномально высоких скоростях разгрузки.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты тектонофизической инверсии напряжений для афтершоковой стадии ЗТ позволили установить кардинальные изменения геодинамического типа напряженного состояния в верхних слоях коры вблизи основного участка очага. Полученные данные о величинах напряжений свидетельствуют о невысоком уровне девиаторных напряжений на форшоковой стадии ЗТ, что объясняет возможность переиндексации осей главных напряжений максимального и минимального сжатия после землетрясения.

Предложена модификация схемы расчета А. Хардебек [Hardebeck, Hauksson, 2001] величин напряжений, действовавших в коре до и после землетрясения, ориентированная на особенности развития сейсмогенного разрыва в зонах субдукции. Крупные и мегаземлетрясения в таких областях, как правило, приводят к выходу очага на поверхность и надвиганию континентального клина на океанскую литосферу. Поэтому в расчете следует учитывать не только вклад в изменение напряженного состояния от чистого сдвига, вызванного сбросом напряжений в очаге землетрясения, но и от субгоризонтального растяжения, возникающего в континентальной коре из-за ее надвигания на океанский склон желоба.

Результаты реконструкции природных напряжений, выполненной для зоны конвергенции плит в районе о. Хонсю до и после 3T [Rebetsky et al., 2016], показывают, что наиболее вероятным механизмом формирования деформаций является накатывание субконтинента — островной дуги на океанскую плиту. Такой механизм объясняет как формирование сжатия в коре континентального склона и растяжения в коре океанского склона за желобом в период стационарного воздействия, так и растяжение в континентальном склоне в момент динамического срыва контакта с океанской литосферой.

Уникальность 3T определяется высочайшей афтершоковой активностью, проявлявшейся в более чем трехлетний период, и драматически изменившимся режимом напряженного состояния больших участков континентального склона в верхней части коры. Это явление можно связывать с динамическим эффектом от действия инерционных сил в надвигавшейся на восток субконтинентальной литосфере. В верхних ее слоях была пройдена точка равновесного состояния (вертикальное и горизонтальные сжатие близко к друг другу), отвечающего упругому поведению пород, и было достигнуто новое критическое состояние, но уже для геодинамического режима горизонтального растяжения. Явление смены геодинамического режима верхних слоев континентального склона говорит о том, что до и после ЗТ уровень девиаторных напряжений в коре континентального склона небольшой.

Как показал мониторинг напряженного состояния, верхние слои континентального склона (0-20 км) с изменившимся геодинамическим типом напряженного состояния практически не уменьшают свою площадь за последние несколько лет. Можно было бы ожидать, что силы, двигающие плиты, за почти семилетний период создадут здесь дополнительное сжатие, что должно было бы привести к постепенному исчезновению сейсмичности в этих областях (переход в упругое состояние). Это не происходит. С определенной осторожностью можно утверждать, что возникшее после ЗТ в коре континентального склона новое геолинамическое состояние булет действовать достаточно долго. Если в ближайшие несколько лет не произойдет ускорение процесса релаксации нового напряженного состояния коры континентального склона вдоль о. Хонсю, то сделанные выше оценки могут рассматриваться как достаточно достоверные.

Следует обратить внимание на регионы, сопредельные с областью очага ТЗ: с юга – Идзу-Бонинская зона; с севера – зона вдоль северной части о. Хонсю. Здесь в целом сохранился режим напряженного состояния, действовавший до 2011 г. Исследование особенностей напряженного состояния этих участков сейсмофокальной области позволит понять, какой режим разгрузки выберет для них природа: множество относительно слабых землетрясений, асейсмическое скольжение или сильное землетрясение.

### Приложение А

В системе координат, связанной с осями главных напряжений  $\sigma_k^1$  (k = 1, 3), конечное – афтершоковое напряженное состояние 1 можно представить в виде суммы напряжений от состояния 0, характеризующего форшоковую стадию 3T, чистого сдвига ( $\Delta \tau_r$  – сброшенные касательные напряжения в очаге 3T) за счет косейсмического смещения по надвигу зоны субдукции и горизонтального растяжения ( $\Delta \sigma_{xx}$ ):

$$\sigma_{1}^{l} = \left[-p^{0} + \tau^{0} \cos 2\theta\right]_{0} + \left[\Delta\sigma_{xx} \cos^{2}\beta^{1}\right]_{xz} + \left[0.5\Delta\tau_{r} \sin 2\alpha^{1}\right]_{rs},$$

$$\sigma_{3}^{l} = \left[-p^{0} - \tau^{0} \cos 2\theta\right]_{0} + \left[\Delta\sigma_{xx} \sin^{2}\beta^{1}\right]_{xz} + \left[-0.5\Delta\tau_{r} \sin 2\alpha^{1}\right]_{rs},$$

$$\sigma_{13}^{l} = \left[\tau^{0} \sin 2\theta\right]_{0} + \left[-0.5\Delta\sigma_{xx} \sin 2\beta^{1}\right]_{xz} + \left[\Delta\tau_{r} \cos 2\alpha^{1}\right]_{rs},$$
(A1)

где  $\sigma_1^0 = -p^0 + \tau^0$ ,  $\sigma_3^0 = -p^0 - \tau^0$ , а  $p^0$  и  $\tau^0$  – соответственно изотропное давление в плоскости рис. 6 и максимальное касательное напряжение для начального состояния 0. Согласно рис. 6 углы  $\beta^i$  определяют погружение оси минимального сжатия  $\sigma_1^i$  и отсчитываются от горизонта, при этом  $\alpha^i = \beta^i - \varphi$ , i = 0, 1, а  $\theta = \beta^0 - \beta^1 -$ угол между осями главных напряжений  $\sigma_1^i$  двух состояний. Для зоны 3Т  $\beta^0 = 75^\circ$ ,  $\beta^1 = 20^\circ$ ,  $\varphi = 10^\circ$ ,  $\theta = 55^\circ$ . Следует обратить внимание, что в системе координат, принятой на рис. 6, сбросу касательных напряжений в очаге 3Т отвечает  $\Delta \tau_r < 0$ .

В выражениях (A1) квадратная скобка с соответствующим нижним индексом определит вклад в нормальные и касательные напряжения:

1) начального напряженного состояния (индекс 0);

2) горизонтального растяжения в системе координат *XOZ* (индекс *xz*);

3) чистого сдвига в системе координат *ROS* (индекс *rs*).

В (A1) первые два выражения определяют величину главных напряжений для состояния 1

$$\sigma_1^l = -p^l + \tau^l, \ \ \sigma_3^l = -p^l - \tau^l,$$
 (A2)

где  $p^1$  и  $\tau^1$  — соответственно изотропное давление в плоскости рис. 8 и максимальное касательное напряжение для состояния 1.

Третье выражение в (A1) определяет величину касательного напряжения на плоскости действия главных напряжений  $\sigma_1^l$  и  $\sigma_3^l$ , которое по определению главных напряжений должно быть равно нулю. Отсюда получаем первое выражение для расчета максимального касательного напряжения  $\tau^0$ :

$$\tau^{0} = \left(0.5\Delta\sigma_{xx}\sin 2\beta^{1} - \Delta\tau_{r}\cos 2\alpha^{1}\right)/\sin 2\theta. \quad (A3)$$

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 4 2021

Если теперь, используя (A1), записать разницу двух первых выражений, то получим второе выра-

жение для определения  $\tau^1$ :

$$\sigma_{1}^{i} - \sigma_{3}^{i} = 2\tau^{i} = 2\tau^{0}\cos 2\theta + + \Delta\sigma_{xx}\cos 2\beta^{i} + \Delta\tau_{r}\sin 2\alpha^{i}.$$
(A4)

Сумма первых двух выражений в (A1) позволяет получить взаимосвязь изменения среднего давления в вертикальной плоскости

$$\sigma_1^{l} + \sigma_3^{l} = -2p^{l} = -2p^{0} + \Delta\sigma_{xx}.$$
 (A5)

Отсюда находим изменение среднего давления в вертикальной плоскости при переходе от начального к афтершоковому напряженному состоянию

$$\Delta p = -0.5\Delta\sigma_{xx}.\tag{A6}$$

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 12-04-331229, № 13-05-00892 и президентского гранта РФ МК 1904.2013.5, а также Госзадания ИФЗ РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954. № 3. С. 390-410.

*Гущенко О.И.* Кинематический метод определения параметров напряжений и характеристика их связей с тектоническими движениями по разрывам разных структурных уровней / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ РАН, 1981. 21 с.

*Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А.* Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части средиземноморского подвижного пояса // Докл. АН СССР. Сер. геофиз. 1990. Т. 312. № 4. С. 830-835.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.

*Надаи А*. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969. Т. 2. 863 с.

Осокина Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987а. С. 120–135.

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН. 1999. Т. 365. № 3. С. 392–395.

*Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28. № 5. С. 70–84.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН. 2003. Т. 400. № 3. С. 237–241

Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. Вып. 1. С. 257–290.

Сим Л.А. Неотектонические напряжения Восточноевропейской платформы и структур обрамления / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 1996. 41 с. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) // Справочник геофизика. М.: Недра, 1976. 527 с.

Ammon C.J., Lay T., Kanamori H., Cleveland M. A rupture model of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake // Earth Planet. and Space. 2011. V. 63. P. 693–696. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geophys. Res. 1984. V. 89(B7). P. 5835–5848.

*Carey-Gailhardis E., Mercier J.L.* A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseismic and microseismicity of Southern Peru // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 82. P. 165–179.

*Chiba K., Iio Y., Fukahata Y.* Detailed stress fields in the focal region of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake—Implication for the distribution of moment release // Earth Planet. Space. 2012. V. 64. P. 1157–1165.

*Gephart J.W., Forsyth D.W.* An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // J. Geophys. Res. 1984. V. 89(B11). P. 9305–9320.

*Hardebeck J.* Coseismic and postseismic stress rotations due to great subduction zone earthquakes // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. L21313.

*Hardebeck J.L., Hauksson E.* Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // J. Geophys. Res. 2001. V. 106(B10). P. 21859–21882.

Hasegawa A., Yoshida K., Okada T. Nearly complete stress drop in the 2011  $M_w$  9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake // Earth Planet. Space. 2011. V. 63. P. 703–711. Hasegawa A., Yoshida K., Asano Y., Okada T., Iinuma T., Ito Y. Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 355. P. 231–243. Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.-L., Zoback M.D. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // Tectonophysics. 2018. V. 744. P. 484–498.

*Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfe D., Müller B.* Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008 // Tectonophysics. 2010. V. 482. P. 3–15.

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.1007.1023

*Hirose F., Miyaoka K., Hayashimoto N., Yamazaki T., Na-kamura M.* Outline of the 2011 off the Pacific coast of To-hoku Earthquake ( $M_w$  9.0) – Seismicity: foreshocks, main-shock, aftershocks, and induced activity // Lett. Earth Planet. Space. 2011. V. 63. P. 513–518.

Ide S., Baltay A., Beroza G.C. Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011  $M_w$  9.0 Tohoku-Oki Earthquake // Science. 2011. V. 332(6036). P. 1426– 1429.

https://doi.org/10.1126/science.1207020

*linuma T., Hino R., Kido M., Inazu D., Osada Y. Ito Y., Ohzono M., Tsushima H., Suzuki S., Fujimoto H., Miura S.* Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M 9.0) refined by means of seafloor geodetic data // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B07409. https://doi.org/10.1029/2012JB009186

Kato A., Obara K., Igarashi T., Tsuruoka H., Nakagawa S., Hirata N. Propagation of slow slip leading up to the 2011  $M_w$  9.0 Tohoku-Oki earthquake // Science. 2012. V. 335. P. 705–708.

*Knopoff L.* Energy release in earthquakes // Geophys. J. MNRAS. 1958. № 1. P. 44–52.

Kostrov B.V., Das Sh. Principles of Earthquake Source Mechanics. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1988. 256 p.

Lay T., Ammon C.J., Kanamori H., Xue L., Kim M.J. Possible large near-trench slip during the 2011  $M_w$  9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake // Lett. Earth Planet. Space. 2011. V. 63. P. 687–692.

*Murakami M., Hirose K., Kawamura K., Sata K., Ohishi Y.* Postperovskite phase transition in MgSiO<sub>3</sub> // Science. 2004. V. 304. P. 855–858.

*Nishimura T., Munekane H., Yarai H.* The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake and its aftershocks observed by GEONET // Earth Planet. Space. 2011. V. 63(7). P. 631–636.

*Ozawa S., Nishimura T., Suito H., Kobayashi T., Tobita M., Imakiire T.* Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake // Nature. 2011. V. 475. P. 373–376.

https://doi.org/10.1038/nature10227

Preliminary GPS coseismic displacement data for March 11, 2011. *M* 9 Japanese earthquake provided by the ARIA team at JPL and Caltech. 2011. ftp://sideshow.jpl. na-sa.gov/pub/usrs/ARIA2011.

*Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu.* The state of stresses of the lithosphere in Japan before the catastrophic Tohoku earthquake of 11 March 2011 // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5(1). P. 469–506.

https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0137

*Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu.* The method of cataclastic analysis of discontinuous displacements. Moment Tensor Solutions – A Useful Tool for Seismotectonics / Ed. Sebastiano D'Amico. Springer. Cham. 2018. P. 111–162.

https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9\_6

*Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K.* The state of stress in the Earth's crust along the northwestern flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011 // Tectonophysics. 2016. V. 685. P. 60–76. *Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E.* Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bull. Soc. Geol. Fr. 2013. V. 184(4–5). P. 335–346.

Sato M., Ishikawa T., Ujihara N., Yoshida S., Fujita M., Mochizuki M., Asada A. Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake // Science. 2011. V. 332. Iss. 6036. P. 1395–1395.

https://doi.org/10.1126/science.1207401

Shestakov N.V., Takahashi H., Ohzono M., Prytkov A.S., Bykov V.G., Gerasimenko M.D., Luneva M.N., Gerasimov G.N., Kolomiets A.G., Bormotov V.A., Vasilenko N.F., Baek J., Park Pil-Ho, Serov M.A. Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations // Tectonophysics. 2012. V. 524–525. P. 76–86.

*Tajima F., Mori J., Kennett B.L.N.* A review of the 2011 Tohoku-Oki earthquake ( $M_w$  9.0): Large-scale rupture across heterogeneous plate coupling // Tectonophysics. 2013. V. 586. P. 15–34.

*Tsuji T., Ito Y., Kido M., Osada Y., Fujimoto H., Ashi J., Kinoshita M., Matsuoka T.* Potential tsunamigenic faults of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake // Earth Planet. Space. 2011. V. 63. P. 831–834.

https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.028

Toda S., Lin J., Stein R.S. Using the 2011  $M_w$  9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure // Earth Planet. Space. 2011. V. 63. P. 725–730.

*Vavryčuk V.* Earthquake Mechanisms and Stress Field. Encyclopedia of Earthquake Engineering. 2015.

https://doi.org/10.1007/978-3-642-36197-5\_295-1

*Yagi Y., Fukahata Y.* Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki earthquake and absolute elastic strain release // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L19307.

*Zobak M.L.* First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The Word stress map project // J. Geophys. Res. 1992. V. 97(B8). P. 11703–11728.

# Stress State in the Aftershock Area of the Tohoku Earthquake 11.03.2011

Yu. L. Rebetsky<sup>1, \*</sup> and A. Yu. Polets<sup>2, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Schmidt Institute of Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia

<sup>2</sup>Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Nauki str., 1B, Yuzhno-Sakhalinsk, 693022 Russia

\*e-mail: reb@ifz.ru

\*\*e-mail: polec84@mail.ru

The paper presents a detailed reconstruction of the stress state in the crust of the Japanese seismofocal region, which occurred after the Tohoku earthquake on March 11, 2011. The stress state parameters are determined based on the method of cataclastic analysis of discontinuous displacements, which is based on the selection of a homogeneous sample of earthquake source mechanisms in the vicinity of the calculation point. The criteria for creating a sample use the provisions of the theory of plasticity, which are extended to deformations that develop in a fractured medium. The stress reconstruction used data on the mechanisms of earthquake foci from the NIED f-net catalog for the observation period up to June 1, 2018. The analysis of the regularity of the spatial distribution of stresses performed in the crust for six deep levels showed significant changes in the stress state in the aftershock region of the Tohoku earthquake in the upper layers of the lithosphere of the continental slope (0-30 km). The stress state of horizontal stretching that occurred immediately after the earthquake is currently most widely represented in the uppermost layer of the crust (0-10 km). With depth, the representativeness of this stress state decreases. Estimates of stress values based on the model of horizontal stretching together with net shear showed that in the upper layer of the crust, the change in the type of geodynamic regime was accompanied by a large change in the level of shear stresses acting along the axis of the seismofocal region (a decrease of about 90%), and an above-average decrease (about 65%) in the level of maximum shear stresses. These results are explained by a greater contribution to the change in the stress state of quasi-homogeneous horizontal stretching than the pure shift caused by the release of shear stresses in the Tohoku earthquake center.

Keywords: earthquakes, subduction, principal stress axes, stress magnitudes, cohesion strength

УДК 553.078.2

# СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ КОНКРЕЦИЙ ЮЖНО-КАМБАЛЬНОГО ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ (КАМЧАТКА)

© 2021 г. С. Н. Рычагов<sup>*a*, \*</sup>, Е. И. Сандимирова<sup>*a*</sup>, М. С. Чернов<sup>*b*, \*\*</sup>, О. В. Кравченко<sup>*a*</sup>, Е. В. Карташева <sup>*a*</sup>

<sup>а</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульв. Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия <sup>b</sup>Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119234 Россия

> \*e-mail: rychsn@kscnet.ru \*\*e-mail: chernov@geol.msu.ru Поступила в редакцию 20.10.2020 г. После доработки 24.12.2020 г. Принята к публикации 23.03.2021 г.

В основании толщи гидротермальных глин Южно-Камбального Центрального термального поля, расположенного в южной части вулканического хребта Камбальный (Камчатка), образуются карбонатные конкреции. Конкреции имеют сложный химический и минеральный составы: помимо арагонита, слагающего основу каждого слоя, установлены оксиды железа и кремния, сульфаты кальция и бария, сульфиды железа и других металлов, карбонаты железа и марганца, кремнисто-железомарганцевые образования, соединения азота, фосфаты кальция и редких металлов. Конкреции характеризуются разнообразными текстурами и структурами, указывающими на многостадийный характер образования минеральных агрегатов. Предполагается, что их формирование обусловлено разгрузкой глубинных щелочных металлоносных растворов в зоне аргиллизации горных пород Южно-Камбального Центрального термального поля.

*Ключевые слова:* карбонатные конкреции, минеральные агрегаты, гидротермальные системы, термальные поля, кислая среда, толща гидротермальных глин, щелочные металлоносные растворы **DOI:** 10.31857/S0203030621040052

# введение

Под конкрециями (concretio — стяжение, сгущение) понимаются минеральные тела, образующиеся вследствие концентрации вещества вокруг обломков породы, органических остатков, других "затравок" и последовательного роста слоев (зон) от центра к периферии минерального агрегата. Конкреции резко отличаются от вмещающей среды составом и свойствами и поэтому легко выделяются при разрушении горных пород, часто образуя залежи полезных ископаемых россыпного типа [Геологический словарь ..., 1973].

Конкреции имеют различные: 1) происхождение (диагенетическое, эпигенетическое, метаморфическое, метасоматическое, осадочно-гидротермальное, гидротермальное); 2) состав (карбонатный, кремневый, фосфоритовый, баритовый, сидеритовый, железо-марганцевый и др.); 3) структуру (простую, сложную, плотную однородную, слоистую); 4) форму (шаровидную, уплощенную, линзовидную, столбовидную, коническую и т. д.) [Атлас ..., 1988, 1969; Батурин, 1996; Ветошкина, 2006; Горбунова, 1958; Данилов, 1971; Железомарганцевые ..., 1986; Салтыков, 2008; Скиба, 1963; Слетов, 1977; Dietzel, 2000; Froelich et al., 1982]. Все это свидетельствует о широком распространении конкреций, являющихся индикаторами условий образования, изменения и разрушения горных пород, осадков и даже почв.

В последние десятилетия особое внимание уделяется железо-марганцевым конкрециям осадочно-гидротермального происхождения, как правило, обогащенным многими металлами, в связи с возможностью их использования в качестве полиметаллического полезного ископаемого [Железо-марганцевые ..., 1989; Колесник, Астахова, 2018; Колесник, Колесник, 2013; Краснов, 1995; Страхов, 1974]. Минеральные стяжения собственно гидротермального типа не имеют столь большого практического значения и, вероятно, поэтому менее изучены [Гранина и др., 2010; Manceau et al., 2007]. Однако они могут нести богатейшую информацию о составе и условиях разгрузки металлоносных растворов, стадий-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального (рудного) района Южной Камчатки. Составлена на основании обобщения материалов научных исследований и государственных геологических съемок масштаба 1 : 200000. На врезке обозначено положение района исследования. 1 – лавопирокластические отложения фундамента ( $N_{al}$ , алнейская свита); 2 – вулканогенно-осадочные отложения ( $Q_{I-II}$ , паужетская свита); 3 – игнимбриты ( $Q_{II}$ ); 4 – магматический комплекс Кошелевского вулканического массива: дациандезиты—андезибазальты западной части ( $\alpha \zeta - \alpha \beta Q_I$ ), дациты—базальты центральной части ( $\zeta - \beta Q_{III}$ ), андезибазальты восточной части ( $\alpha - \beta Q_{IV}$ ); 5 – лаво-экструзивный комплекс пород (верхняя часть разреза) от дацитов до базальтов Камбального вулканического хребта ( $\zeta - \beta Q_{III}$ ); 6 – пемзовые отложения дацитов—риолитов ( $\zeta Q_{IV}$ ); 7 – субвулканические и экструзивные тела среднего и основного состава ( $\alpha N_2$ ,  $\beta N_2$ ); 8 – то же, контрастного состава, от базальтов до дацитов ( $\beta Q_{III}$ ,  $\zeta - \beta Q_{III}$ ,  $\zeta Q_{IV}$ ); 9 – поля вторичных кварцитов (a) и аргиллизитов (b) в районе (1 – Первые Горячие Ключи (Пионерлагерь), 2 – Вторые Горячие Ключи (Паужетская гидротермальная система), 3 – Северо-Камбальная, 4 – Центрально-Камбальная, 5 – Южно-Камбальная (выделена квадратом как объект исследования, 8 данной рабоге), 6 – Верхне-Кошелевская, 7 – Нижне-Кошелевская).

ности минералообразования и эволюции геотермальной системы в целом [Рычагов и др., 20206].

Настоящая статья посвящена характеристике карбонатных конкреций Южно-Камбального Центрального термального поля. Впервые они были описаны как "псевдошаровые агрегаты арагонита" [Карпов, 1970]. Другие публикации об этих минеральных образованиях отсутствуют, несмотря на продолжение разноплановых научных исследований на термальных полях Камбального вулканического хребта [Белоусов и др., 1976; Огородова, 1974; Структура ..., 1993]. Наш интерес к ним обусловлен следующими причинами: 1) конкреции не являются мономинеральными и имеют сложный химический состав; 2) они образуются в основании толщи гидротермальных глин на наиболее горячем участке термального поля и могут служить индикатором локализованной разгрузки щелочного металлоносного раствора, по аналогии с Восточно-Паужетским термальным полем [Рычагов и др., 20176]; 3) вследствие разнообразия структурных и текстурных особенностей конкреции привлекают внимание как коллекционный материал.

## КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮЖНО-КАМБАЛЬНОГО ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ

Термальное поле расположено в южной части вулканического хребта Камбальный, который представляет собой резургентное тектоно-магматическое поднятие в структуре Паужетской вулкано-тектонической депрессии четвертичного возраста [Долгоживущий ..., 1980; Структура ..., 1993] (рис. 1). С юга хребет замыкает действующий вулкан Камбальный базальтового состава (расположенный за нижней границей, см. рис. 1), последнее извержение которого произошло в марте-апреле 2017 г. [Гирина и др., 2017; Рычагов и др., 2017а]. Вулканический хребет сложен отдельными стратовулканами, экструзиями и субвулканическими телами плиоцен-плейстоценового возраста от дациандезитового до базальтового состава [Белоусов, 1978]. Преобладают андезиты, как правило, в значительной степени гидротермально измененные [Фролова и др., 2020]. Изменениям не подвержены только базальты позднечетвертичного возраста.

Вулканический хребет Камбальный характеризуется активной геотермальной деятельностью

[Нехорошев, 1959; Структура ..., 1993; Сугробов, 1979]. Вдоль осевой части хребта на протяжении 18–20 км располагаются три группы термальных полей: Северо-, Центрально- и Южно-Камбальная [Белоусов и др., 1976]. Каждая группа, вероятно, представляет собой крупную современную гидротермальную систему. Предполагается, что "отдельные" гидротермальные системы хребта Камбальный могут иметь гидродинамическую связь и единое тепловое и водное питание [Рычагов и др., 2017а, 2020а].

Особый интерес представляет собой группа Южно-Камбальных термальных полей, расположенных наиболее близко, в 7-8 км, от действующего вулкана. В этой части хребта выделяется сложный вулкан Термальный [Нехорошев, 1959] или Северный Камбальный [Сывороткин, 1993] средне-позднеплейстоценового возраста дациандезитового-андезибазальтового состава. Строение вулкана хорошо описано в цитируемых выше работах А.С. Нехорошева, В.И. Белоусова и В.Л. Сывороткина. На приведенной нами схематической геологической карте этот вулкан расположен в поле нерасчлененных пород (от дацитов до базальтов) Камбального вулканического хребта (знак 5, см. рис. 1). Группа Южно-Камбальных термоаномалий включает 3 термальных поля: Дальнее. Центральное и Ближнее. Объектом наших исследований является Центральное.

Южно-Камбальное Центральное термальное поле (ЮКЦ) приурочено к кольцевой морфоструктуре диаметром  $\geq 1$  км (рис. 2), по-видимому, представляющей собой эродированный кратер одного из конусов вулкана Термальный (Северный Камбальный). По периферии морфоструктуры протягиваются останцы лав андезибазальтов слабо гидротермально измененных. Термальное поле размером ~600 × 600 м слагает центральную часть постройки. Вследствие активной эрозии, в т.ч. за счет влияния на рельеф геотермальных процессов, поверхность поля расчленена на радиально-концентрическую систему ложбин (долин ручьев) и возвышенностей (хребтиков). Наиболее активная геотермальная деятельность сосредоточена на площади примерно 150 × 250 м. Термопроявления представлены кипящими водными и грязеводными котлами, пульсирующими источниками, парогазовыми струями и парящими грунтами. Грунты сложены гидротермальными глинами. Температура источников и грунтов на дневной поверхности ≤98-100°С. В отличие от многих других термоаномалий Паужетско-Камбально-Кошелевского района ЮКЦ характеризуется проявлением контрастных физико-химических условий в зоне разгрузки парогидротерм: pH вод колеблется от 2.8-3.5 до 7.5-8.0 единиц, Eh - от +410 до -200. Минерализация достигает 4 г/л, что также не типично для поверхностных разгрузок термальных вод района (обычно общая соленость ниже 0.8–1.5 г/л). В крупных котлах, насыщенных углекислым и серосодержащими газами, и в пульсирующих источниках центральной части поля преобладают щелочные гидрокарбонатносульфатные аммониевые (кальций-аммониевые) воды. В то же время, источники с нейтральными и щелочными растворами перемежаются с кислыми.

Породы, слагающие термальное поле, полностью аргиллизированы. Толща гидротермальных глин имеет мощность более 4 м и классическое зональное строение: выделяются зоны серно- и углекислотного выщелачивания [Рычагов и др., 2020а]. Верхний горизонт сернокислотного вышелачивания представлен каолинит-алунитовыми глинами с примесью опала, пирита, оксидов Fe и Ti, сульфатов Ca, Fe и др. металлов. Нижний горизонт углекислотного выщелачивания сложен, в основном, минералами группы смектита (монтмориллонитом) и включает сульфиды, сульфаты и карбонаты ряда металлов [Огородова, 1974]. Мощность горизонтов и слоев глин резко меняется на различных участках термального поля. В кровле зоны углекислотного выщелачивания вскрыт горизонт пластичных глин мощностью от 70 до 130 см, который может служить водоупором и тепловым экраном, по аналогии с Восточно-Паужетским термальным полем [Рычагов и др., 20176]. На основании проходки трех двухметровых скважин в гидротермальных глинах ЮКЦ обнаружены: оксиды Si, Fe и Ti, сульфаты Са, Ва, К и Аl, карбонаты Са, Fe и Mn, сульфиды Fe, Hg, As и Sb [Огородова, 1974]. Как показали наши исследования, минеральный состав отложений на термальном поле еще более разнообразный.

Обобщение геофизических, общих геологических, минералогических и гидрогеохимических данных позволяет предполагать, что на Южно-Камбальном Центральном термальном поле разгружается поток восходящих минерализованных, насыщенных углекислым и серосодержащими газами, термальных вод щелочного типа [Рычагов и др., 2020а, 2020б; Структура ..., 1993; Феофилактов и др., 2020]. Но эти гидротермы образуют локальные выходы на фоне широкого распространения кислой среды. Известно, что парогазовые струи и конденсатные воды сольфатарных термальных полей характеризуются большим количеством растворенной углекислоты и сероводорода [Кононов, 1983; Пампура, 1985]. Кроме того, на поверхности и в верхних горизонтах толши гидротермальных глин широко распространены микроорганизмы (водородные, тионовые, серные и железобактерии), активно окисляющие соединения серы и катализирующие образование сульфат-иона и серной кислоты [Заварзин, 1964; Заварзин, Карпов, 1982]. На основании этих исследований была отмечена роль сульфатных



Рис. 2. Южно-Камбальное Центральное термальное поле. На заднем плане — вулкан Камбальный. Фото с севера на юг.

поровых растворов в формировании зоны сернокислотного выщелачивания в толще гидротермальных глин и трансформации монтмориллонита в смектит-каолинитовые аргиллизиты при просачивании растворов в нижнюю углекислотную зону [Ерощев-Шак, 1992]. Таким образом, разгрузка щелочных гидротерм на площади ЮКЦ является неординарным явлением и представляет интерес с различных позиций, в т.ч. минералообразования в контрастных физико-химических условиях.

# МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика исследований конкреций включала следующее: 1) отбор образцов и распиловка их на пластины (всего отобрано более 30 образцов, изучено 15); 2) детальное описание строения с помощью общего минералогического анализа; 3) послойное изучение химического состава на рентгенофлуоресцентном спектрометре "S4 PIONEER"; 4) определение химического и минерального составов слоев на основании микрозондовых исследований с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA 3, оснащенного энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) X-MAX 80; 5) определение химического и минерального составов слоев на основании микрозондовых исследований с помощью растрового электронного микроскопа LEO 1450VP, оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCA 300. Исследования выполнены в ИВиС ДВО РАН и на Геологическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Конкреции слагают валуны округлой или уплощенной формы, размером от 15–20 до >50–70 см, и вымываются ручьями из-под основания термального хребта (рис. 3). Преобладают агрегаты, близкие к шаровидной форме.

Термальный хребтик имеет форму клина размером от 5 до 20 м в поперечном сечении и 50 м по удлинению, сложен гидротермальными глинами и активно разрушается (разваливается на блоки, оползает) за счет воздействия кипящих котлов и парогазовых струй. Установить коренное залегание конкреций даже с помощью проходки сква-



**Рис. 3.** Местоположение и общий вид карбонатных конкреций ЮКЦ. а – общий вид основной зоны разгрузки парогидротерм и термальный хребет (А), к которому приурочено образование конкреций; б, в – агрегаты конкреций, вымывающиеся из аргиллизитов с обеих сторон хребта; г – конкреция, отмытая от гидротермальной глины, размер в поперечнике 30–40 см.

жины и шурфа не удалось вследствие сложного строения хребтика (в частности, наличия скрытых грязеводных котлов, крупных пустот и открытых трещин в толще глин), высоких температур и загазованности. Мы полагаем, что конкреции образуют определенный горизонт (крупную линзу или зону) в основании толщи глин на данном участке ЮКЦ. На других участках термального поля конкреции не обнаружены.

Конкреции характеризуются разнообразными текстурами и структурами (рис. 4). Преобладает концентрически-зональное строение (см. рис. 4а, б). В ядре конкреций расположены обломки андезитов, чаще всего полностью измененные в кварцсмектит-хлоритовый агрегат с включением большого количества кристаллов пирита и оксидов железа (см. рис. 4в). Центральная часть конкреций, как правило, характеризуется крустификационными, колломорфно-полосчатыми и глобулярными структурами, черно-серым цветом (см. рис. 4г, д). Размер слоев колеблется от десятков микрон до 3–5 см. Светлые полосы сложены, в основном, "чистым" карбонатом кальция, темные — карбонатами Са и Мп с примесью других минералов (см. рис. 4е–з). Образуются также конкреции небольшого размера простого строения: слабо измененные обломки андезита обрастают двумя—тремя полосами карбоната (см. рис. 4и), по-видимому, такие конкреции можно отнести к наиболее молодым образованиям.

Детальные исследования выполнены по двум крупным конкрециям. Первая конкреция ЮКЦ-Ж2/19 (рис. 5) представляла большой интерес в связи с тем, что ее слои легко отделялись друг от друга, что позволило изучить и внутреннее строение, и поверхности слоев. Основа каждого слоя представлена кальциевым карбонатом арагонитом (рентгеноструктурные исследования нами не производились, но выполнены ранее [Карпов, 1970]). Помимо арагонита, все слои включают микрозоны и отдельные чешуи, корки, почковидные и шаровидные натеки сложного минерального состава. Выделяются гипс, барит, карбонаты марганца, пирит и марказит, кремни-



Рис. 4. Основные типы текстур и структур карбонатных конкреций ЮКЦ. Пояснения даны в тексте.

сто-железистые и железо-марганцевые агрегаты, гидроокислы железа, соединения азота (вероятнее всего – минералы, включающие аммоний), и др. (табл. 1). Элементный состав слоев конкреции также разнообразный (табл. 2). Повышенным содержанием большинства компонентов и низким значением кальция выделяется слой 1а. Для остальных слоев на фоне преобладания Са характерны относительно высокие значение Si, Mn, Mg, Р и S, что свидетельствует о наличии в карбонатной основе других минеральных компонентов, отмеченных в табл. 1. Высокие значения потерь при прокаливании свидетельствуют о наличии помимо серы других летучих соединений. На поверхности слоев распространены пленки фосфатов (преобладает F-фосфат кальция), углубления рельефа выполнены гипсом, кремнисто-железистыми и кремнисто-железо-марганцевыми агрегатами, смектитом в ассоциации с гипсом и карбонатом (рис. 6). Обращает на себя внимание постоянное присутствие фосфатов – в основном, в виде пленок-прожилков между зонами роста карбоната. Кристаллы арагонита имеют пористое

строение и обнаруживают следы выщелачивания на сколах.

Детальные микрозондовые исследования позволили выявить значительную неоднородность строения и состава прослоев карбоната кальция (рис. 7). Прослои карбоната имеют сложный химический состав (присутствуют Si, Fe, Al, Mn, Mg, Р и др.) вследствие образования линз, пленок и т.п. форм выделения других минералов (см. рис. 7а, б). Основная масса, представленная хорошо раскристаллизованным карбонатом Са, включает микрочастицы смектитов, кремнисто-железистых и железо-марганцевых образований (см. рис. 7в). Фрагменты микрослоев сложены агрегатами округлых частиц карбонат-фосфат-кремнистоалюмосиликатного состава (см. рис. 7г). Отдельные глобули такого же состава выполняют поры в карбонатной основе (см. рис. 7д). Гипс, по-видимому, часто образуется на завершающих стадиях формирования слоев (см. рис. 7е). Также к поздним стадиям приурочено отложение солей Cl, Na и К, покрывающих поверхность кристаллов карбоната в виде пленок-наростов и образующих нитевидные агрегаты между зернами (см. рис. 73).



Рис. 5. Конкреция ЮКЦ-Ж2/19.

а — общий вид; б — образец, полученный за счет распиловки конкреции в поперечном сечении; в — образец для проведения исследований (вертикальный размер пластины = 12—13 см) и номера слоев (см. табл. 1).

Хорошо раскристаллизованный карбонат выполняет поры в основной криптокристаллической массе (см. рис. 7ж, и).

Представляет большой интерес рельеф поверхности внешнего, девятого слоя (рис. 8): чешуи кремнисто-карбонатного состава образуют "скульптуру песчаных дюн" [Лебедев, 1965]. Л.М. Лебедев, выполнивший ряд фундаментальных исследований в области образования минералов из коллоидных соединений различного состава, определил, что "скульптуры песчаных дюн" характеризуют процесс растекания гелеобразного вещества по наклонной поверхности с обособлением отдельных структурных элементов в форме "оплывин", чешуй. Каждый такой фрагмент поверхности имеет зональное микростроение, отражающее стадийность раскристаллизации геля. На основании изучения "скульптур песчаных дюн" карбонатных конкреций Г.А. Карпов предполагал возможность реконструкции направления течения и положения источника термальных вод в структуре Южно-Камбального Центрального термального поля [Карпов, 1970]. Несомненно, на данном участке термального поля происходит локализованная разгрузка восходящего потока гидротермальных растворов, что подтверждается и геоэлектрическими исследованиями на ЮКЦ [Феофилактов и др., 2020]. Но, к сожалению, ре-

| <b>Taominga 1.</b> Olineanne choeb n miniepandiidin coetab konkpegnin lotk <u>i</u> <i>m</i> <sup>2</sup> /1 | Таблица 1. | Описание слоев и | минеральный состав | конкреции ЮКЦ-Ж2/19 |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|------------------|--------------------|---------------------|
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|------------------|--------------------|---------------------|

| № слоя,<br>мощность (мм)             | Описание слоя<br>(от внутренней части к периферии конкреции)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | Основные минералы                                                                                             |
|--------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1<br>Кристаллы раз-<br>мером до 7 мм | Кристаллы гипса. На поверхности кристаллов: цеолит-смектито-<br>вые и пирит-марказитовые агрегаты, губчатые корочки размером<br>около 50 × 50 мкм, состоящие из сульфидов Fe и Hg (пирита и<br>киновари?) и мелких (до 30 мкм) кристаллов барита                                                                                                                                                                                                                                                                                 | Пирит, марказит,<br>киноварь (?), цеолиты (?),<br>смектит, гипс, барит                                        |
| <b>1a,</b><br>3–5                    | Кремнисто-железистый слой, на котором растут кристаллы гипса<br>слоя № 1. Слой с четкими границами                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | Кремнисто-железистые<br>охры                                                                                  |
| <b>2,</b><br>4–5                     | Слой с четкими границами. Основа слоя — микрозернистый рых-<br>лый агрегат кремнисто-карбонатного состава. Железо-марганце-<br>вые (сидерит-родохрозит?) почковидные агрегаты лучисто-<br>шестоватого строения с фосфатом Са. Белые тонкие чешуи крем-<br>нисто-фосфатного и кремнисто-сульфатного состава (сульфаты и<br>фторсодержащие фосфаты кальция) + азотистые соединения                                                                                                                                                 | Пирит, марказит, лимонит,<br>Fe—Mn образования, фос-<br>фаты Ca, арагонит, суль-<br>фаты Ca, соединения азота |
| <b>3,</b><br>20–45                   | Слой выделен условно. Пачка перемежающихся микрослоев кар-<br>бонатного состава (1 мкм—3 мм). Широкие слои сложены вееро-<br>образными кристаллами арагонита, для которых характерно<br>пористое строение. Рассеянная вкрапленность пирита в ассоциа-<br>ции с баритом. Среди кристаллов арагонита — Mn—Fe карбонат,<br>ассоциирующий с сульфатами Са                                                                                                                                                                            | Пирит, опал,<br>F-фосфаты Ca, арагонит,<br>сидерит, сульфаты Ca,<br>барит, соединения азота                   |
| <b>4,</b> 20–35                      | Также слой с условными границами. Пачка перемежающихся микрослоев (1 мкм –2 мм) карбонатного состава различной окраски – от светло-серой до черной. Более светлые и широкие слои сложены шестоватыми кристаллами арагонита. Преобладают темные слои, сложенные массивным или микрозернистым арагонитом. Зерна пирита группируются между кристаллами арагонита. Слой пористый (до 20% от объема), поры заполняются арагонитом, пиритом, баритом                                                                                   | Состав аналогичный слою<br>№ 3                                                                                |
| 5a,<br>4                             | Основа слоя карбонатная. Верхняя поверхность слоя — карбонат-<br>ного состава с выделением корок, в составе которых отмечаются<br>N, F, P, S, Mn, Fe, Al, Si. В порах — кристаллы барита. Встреча-<br>ются пирит-марказитовые натечные образования с кремнеземом.<br>Гидроокислы железа и соединения других элементов окраши-<br>вают слой в светло-коричневый и серо-зеленый цвета                                                                                                                                              | Пирит, марказит, гидро-<br>окислы Fe, арагонит, барит,<br>соединения азота                                    |
| 56,<br>7                             | Основа слоя — кремнисто-карбонатная микрозернистая. Корич-<br>невые шелковистые корочки на поверхности сложены фторсо-<br>держащими фосфатами Са. Фтор отмечается и в составе<br>основной карбонатной массы. На сколах образца — чередование<br>карбонатных слоев с фосфатными корками. Присутствуют азоти-<br>стые соединения аморфного вида, марганец-железистые охры,<br>кристаллы барита. Из существенных примесей в карбонатной<br>основе и в фосфатных корках отмечаются N, F, Cl, P, S, Na, Mg,<br>Mn, Fe, Al, Si, Sr, Ba | Минеральный состав анало-<br>гичен слою 5а                                                                    |
| <b>6</b> ,<br>2                      | Основа слоя — кремнисто-карбонатная микрозернистая. Неодно-<br>родности сложены арагонитом игольчатого облика, скоплениями<br>кристаллов гипса, корками F-фосфатов Ca, почковидными агре-<br>гатами карбоната Mn — вероятно, родохрозита. Во время микрозон-<br>довых исследований происходит сильная дегазация вещества слоя<br>вследствие наличия большого количества летучих соединений                                                                                                                                       | Лимонит, F-фосфаты Ca,<br>арагонит,<br>родохрозит (?),<br>гипс, барит                                         |

#### Таблица 1. Окончание

| № слоя,<br>мощность (мм) | Описание слоя<br>(от внутренней части к периферии конкреции)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | Основные минералы                                                                                   |
|--------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 7,<br>2                  | Корка серовато-белого цвета. Сложена агрегатом пластинчатого гипса, игольчатого арагонита и пластинками кремнезема. На поверхности корки — почковидные губчатые отложения (50—250 мкм): смесь кремнисто-фосфатного и кремнисто-карбонатного состава с азотистыми соединениями и существенным содержанием Fe и Mn                                                                                          | Пирит, марказит, опал, ара-<br>гонит,<br>Fe—Mn карбонаты (сиде-<br>рит-родохрозит?), гипс,<br>барит |
| <b>8</b> ,<br>3          | Рыхлый, охристый слой. Кремнисто-карбонатная микрозернистая основа с охрами лимонита. Редкие вкрапления пирита и дендриты гидроокислов железа. Рассеянная вкрапленность барита (до 25 мкм) и скопления пластинчатых кристаллов гипса (?), а также корочки фосфатов Са с примесью азотистых соединений                                                                                                     | Пирит, лимонит,<br>F-фосфаты Ca, арагонит,<br>гипс (?),<br>барит, соединения азота                  |
| <b>9</b> ,<br>7–9        | Слой с крупными натечными чешуями. Основа — кремнисто-<br>карбонатная, микрозернистая, слоистая. Серовато-белые отло-<br>жения — кристаллы гипса в ассоциации с арагонитом. Поверхно-<br>сти с шелковистым блеском — корки фосфатов Са. На<br>поверхности арагонита и на фосфатных корках — шаровидные,<br>почковидные, лучисто-шестоватые агрегаты родохрозита; боль-<br>шое количество скоплений барита | Лимонит,<br>фосфаты Ca, арагонит,<br>родохрозит,<br>гипс, барит                                     |

Примечание. Качественные и количественные определения выполнены Е.И. Сандимировой с помощью СЭМ VEGA 3, оснащенного энергодисперсионным спектрометром X–MAX 80 с фирменным программным обеспечением AZtec в ИВиС ДВО РАН под методическим руководством В.М. Чубарова. Исследовались рельефные поверхности образцов без напыления (слои 1, 2, 5а, 56, 6–9) и аншлифы с углеродным напылением (слои 3 и 4). Для всех образцов характерна сильная дегазация под лучом микрозонда, что свидетельствует о большом количестве летучих соединений в составе конкреции. Одновременно, с этим связано и наличие вопросов, обозначенных в таблице, к точной диагностике минеральных фаз.

| № слоя | Si    | Ti    | Al    | Fe   | Mn   | Ca   | Mg    | Na    | K     | Р     | ппп   | Sum   | S    |
|--------|-------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| 1a     | 2.4   | 0.594 | 0.607 | 43.8 | 0.2  | 19.3 | 5.06  | 0.01  | 0.069 | 0.533 | 17.8  | 90.37 | 21.0 |
| 2      | 0.52  | 0.021 | 0.154 | 2.66 | 0.27 | 57.1 | 0.71  | 0.133 | 0.024 | 0.083 | 39.53 | 101.2 | 2.64 |
| 3      | 0.25  | 0.015 | 0.111 | 0.28 | 0.12 | 55.4 | 0.38  | 0.142 | 0.024 | 0.141 | 42.72 | 99.58 | 2.51 |
| 4      | 0.173 | 0.011 | 0.085 | 0.34 | 0.1  | 54.2 | 0.321 | 0.144 | 0.025 | 0.138 | 42.71 | 98.25 | 3.01 |
| 5a     | 0.179 | 0.01  | 0.06  | 0.72 | 0.31 | 55.1 | 0.191 | 0.138 | 0.023 | 0.124 | 42.7  | 99.56 | 2.64 |
| 5б     | 0.74  | 0.013 | 0.083 | 0.81 | 0.33 | 52.7 | 0.202 | 0.138 | 0.024 | 0.127 | 43.39 | 98.56 | 1.62 |
| 6      | 0.255 | 0.015 | 0.068 | 0.4  | 0.35 | 54.0 | 0.2   | 0.142 | 0.024 | 0.113 | 43.49 | 99.06 | 1.62 |
| 7      | 0.449 | 0.011 | 0.064 | 1.34 | 0.16 | 54.1 | 0.194 | 0.144 | 0.024 | 0.081 | 43.26 | 99.83 | 2.7  |
| 8      | 0.397 | 0.022 | 0.139 | 0.89 | 0.26 | 55.3 | 0.228 | 0.141 | 0.024 | 0.113 | 43.22 | 100.7 | 2.3  |
| 9      | 0.29  | 0.011 | 0.092 | 0.49 | 0.36 | 55.7 | 0.229 | 0.147 | 0.024 | 0.113 | 43.03 | 100.5 | 2.37 |

Таблица 2. Химический состав слоев конкреции ЮКЦ-Ж2/19, вес. %

Примечание. Данные получены в Аналитическом Центре ИВиС ДВО РАН на рентгенофлуоресцентном спектрометре "S4 PI-ONEER". Аналитики: А.А. Кузьмина, Н.И. Чеброва, В.М. Рагулина. Пересчет на элементный состав выполнен Е.В. Карташевой.

конструировать направление течения термальных вод можно только в случае обнаружения конкреций в коренном залегании, что для данного участка термального поля практически исключено.

С целью изучения строения, химического и минерального составов второй конкреции ЮКЦ-Ж6/19 выделено 7 слоев (рис. 9). Слои достаточно хорошо отличаются цветом (от светло-серого до черно-серого) и четкостью границ. Внутренняя зона представлена ядром карбонатного, кремнисто-карбонатного состава (№ 1, см. рис. 9) и фрагментами полностью аргиллизированной породы (№ 2). Между ними выделяются мелкие линзы кремнисто-карбонатного состава с крупными (до



**Рис. 6.** Строение фрагментов слоев конкреций по данным исследований на СЭМ VEGA 3, оснащенного энергодисперсионным спектрометром X-MAX 80 (ИВиС ДВО РАН, оператор Е.И. Сандимирова). а – основная масса карбонатного слоя, состоящая из сноповидных, радиально-лучистых и спутанно-волокнистых агрегатов кристаллов арагонита; б – пористое внутреннее строение кристаллов арагонита в поперечном сечении; в – фосфатные пленки (светлое поле в центре снимка) на карбонатной основе; г – пленки-прожилки фосфатов, образующиеся между слоями карбоната (полированный шлиф); д – кремнисто-железистые образования комковатой формы, с фосфатами, среди кристаллов арагонита; е – сложное образование, состоящее из смеси карбонатов Mn и Ca (землистая масса), с примесью соединений азота, фтора, кремния и серы (ажурные структуры по периферии зерна); ж – карбонат Mn (родохрозит ?) с примесью N, F, P, S, Ca и др. элементов, выполняющий пространство между кристаллами арагонита; з – кремнисто-железо-марганцевое почковидное образование в основной массе арагонита; и – железо-марганцевое почковидное образование (глобуль) на карбонатьо-кремнисто-железистой поверхности.

2–3 мм) кристаллами пирита и, вероятно, других сульфидов (№ 1–2, см. рис. 9). Остальные слои образуют концентрически-зональную структуру конкреции. Согласно электронно-микроскопическим исследованиям, основу каждого слоя (№ 3–6) составляет карбонат кальция (вероятнее

всего, арагонит). Но в тонких пленках-прожилках между микрослоями, в порах и в промежутках между игольчатыми кристаллами карбоната кальция образуются другие минералы: родохрозит, фосфат кальция, барит, пирит, сульфаты кальция. Темную окраску слоям придают микропри-



**Рис. 7.** Микростроение прослоев карбонатной конкреции по данным исследований на РЭМ LEO 1450VP, оснащенного ЭДС INCA 300 (Геологический факультет МГУ, оператор М.С. Чернов). Пояснения даны в тексте.



Рис. 8. Структура поверхности 9-го слоя конкреции ЮКЦ-Ж2/19: "скульптура песчаных дюн", по [Лебедев, 1965].

меси Mn, Fe, P и тонкорассеянный пирит. Интерес представляет изменение элементного состава слоев (табл. 3, рис. 10). Слои №№ 1 и 1–2 помимо Са содержат Si, Fe, Mn, P и S в количестве до 1– 10 вес. %. Слой № 2 выделяется преобладанием в его составе кремния над кальцием и высокими значениями железа. Этот "слой" представляет собой аргиллизированный андезит, полностью превращенный в агрегат следующего состава: смектит + хлорит + карбонат кальция + + опал (халцедон?) + пирит (с включениями сфалерита) + + фосфаты кальция. Последующие 4 слоя имеют ровный химический состав с преобладанием Са. Относительно высокие концентрации серы объясняются присутствием в этих слоях пирита, развитого вдоль кристаллов арагонита и между его слоями. Пирит также ассоциирует с кремнистожелезо-марганцевыми выделениями. Вероятно



Рис. 9. Конкреция ЮКЦ-Ж6/19 в поперечном сечении. Номера слоев соответствуют таковым в табл. 3.

присутствие фосфатов. Эти данные свидетельствуют об интенсивном высаживании многих компонентов на первых стадиях формирования конкреций и относительно стабильных условиях минералообразования на заключительных этапах.

# ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ КОНКРЕЦИЙ

Таким образом, формирование конкреций происходит вследствие внедрения насыщенных углекислотой и серосодержащими газами субщелочных минерализованных термальных вод гидрокарбонатного состава в открытые полости в основании толщи гидротермальных глин (рис. 11). Поступление растворов сопровождается их вскипанием (дегазацией) и, как следствие, осаждением

карбонатного, силикатного и железистого гелей на обломках пород. Обломки пород чаще всего являются центрами роста конкреций. Вследствие раскристаллизации гелей образуются колломорфнополосчатые, крустификационные, глобулярные и т.п. структуры кремнисто-карбонатного вещества. Резкое изменение температуры и пересыщение раствора относительно многих компонентов состава приводит к следующему: 1) росту радиально-лучистых агрегатов кристаллов арагонита; 2) выпадению соединений Fe, Mn, Ba, P, редких металлов и формированию микрослоев криптокристаллического арагонита с фосфатами Са, Ү, Се и др. элементов, сульфатами Са и Ва, сульфидами Fe, Cu и Zn, карбонатами Ca, Fe и Mn, Si-Fe-Mn образованиями. Вследствие ощелачивания растворов происходит последовательное формирование крупных слоев арагонита в обста-

| Таблица 3. Химический состав слоев конкреции Ю | Щ-Же | 5/19, | Bec. 2 | % |
|------------------------------------------------|------|-------|--------|---|
|------------------------------------------------|------|-------|--------|---|

| № слоя | Si    | Ti    | Al    | Fe   | Mn   | Ca   | Mg    | Na    | K     | Р     | ппп   | Sum   | S    |
|--------|-------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| 1      | 1.57  | 0.095 | 0.674 | 2.39 | 1.35 | 54.9 | 0.603 | 0.204 | 0.048 | 0.395 | 36.97 | 99.2  | 5.84 |
| 1-2    | 0.792 | 0.03  | 0.281 | 9.8  | 0.64 | 59.2 | 0.438 | 0.015 | 0.029 | 0.216 | 28.58 | 100.0 | 4.63 |
| 2      | 21.8  | 0.773 | 7.6   | 12.4 | 0.29 | 19.1 | 3.47  | 0.038 | 0.021 | 0.244 | 19.15 | 85.2  | 6.19 |
| 3      | 0.874 | 0.032 | 0.185 | 0.14 | 0.17 | 54.9 | 0.548 | 0.14  | 0.028 | 0.1   | 42.03 | 99.15 | 1.1  |
| 4      | 0.073 | 0.028 | 0.185 | 0.2  | 0.01 | 56.3 | 0.402 | 0.144 | 0.03  | 0.097 | 42.66 | 100.1 | 1.48 |
| 5      | 0.698 | 0.031 | 0.196 | 0.14 | 0.05 | 56.1 | 0.351 | 0.138 | 0.028 | 0.075 | 42.35 | 100.2 | 1.16 |
| 6      | 0.878 | 0.031 | 0.192 | 0.11 | 0.14 | 55.9 | 0.556 | 0.142 | 0.026 | 0.085 | 42.91 | 101.0 | 1.03 |

Примечание. Данные получены в Аналитическом Центре ИВиС ДВО РАН на рентгенофлуоресцентном спектрометре "S4 PIONEER". Аналитики: А.А. Кузьмина, Н.И. Чеброва, В.М. Рагулина. Пересчет на элементный состав выполнен Е.В. Карташевой.



**Рис. 10.** Распределение основных компонентов состава слоев конкреции ЮКЦ-Ж6/19 по данным рентгенофлуоресцентного анализа на "S4 PIONEER" в ИВиС ДВО РАН.

новке относительно спокойного роста (в крупных полостях). На каждой стадии минералообразования, обусловленной изменением физико-химических параметров и динамики поступающих растворов, наблюдается высаживание Si, Fe, Mn, S, P и др. химических элементов с образованием карбонатов, сульфатов, сульфидов, фосфатов, кремнисто-железистых, железо-марганцевых, азотистых и др. соединений. Устойчивая повторяемость такого характера минералообразования во многих конкрециях говорит не о разовом заполнении открытых полостей раствором, а о пульсирующем многократном поступлении раствора с высокой минерализацией. При этом минерализация не снижается в течение всего времени формирования конкреций. Данное обстоятельство, в свою очередь, свидетельствует о наличии на некоторой глубине под Южно-Камбальным Центральным термальным полем источника ряда металлов (щелочных, цветных, редких), а также фосфора и азота. Азот и фосфор, вероятнее всего, имеют неорганическое происхождение, как отмечалось нами выше, и транспортируются к дневной поверхности в составе вулканических (геотермальных) газов или газо-водных флюидов.

В процессе формирования карбонатных конкреций на Южно-Камбальном Центральном термальном поле прослеживается аналогия с образованием минеральных рудных ассоциаций в виде жил и зон в основании толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля [Рычагов и др., 2017б]. В этой работе отмечена последовательная смена минеральных ассоциаций (сверху вниз по разрезу): фосфатно-алюмосиликатно-сульфидная — кремнисто-карбонатносульфидная — цеолит-карбонатно-сульфидная. Соответственно, менялись физико-химические условия их образования — от слабокислых к нейтральным и щелочным. Таким образом, мы предполагаем, что создание щелочных условий в зоне разгрузки парогидротерм Восточно-Паужетского и Южно-Камбального термальных полей обусловлено влиянием глубинного металлоносного флюида.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Южно-Камбальном Центральном термальном поле в зоне разгрузки щелочных термальных вод образуются карбонатные конкреции. Они были установлены ранее и охарактеризованы как "псевдошаровые агрегаты арагонита" [Карпов, 1970]. Наши исследования показали, что эти агрегаты не являются мономинеральными, описано изменение состава и структуры конкреций, предложена геолого-геохимическая модель, объясняющая причины формирования сложного химического и минерального составов этих образований.

Конкреции приурочены к одному из наиболее активных геотермальных хребтиков в центральной части поля и, видимо, слагают горизонт (крупную линзу, зону или т.п. структуру) в основании толщи гидротермальных глин. Коренное залегание конкреций не установлено вследствие наличия в толще глин этого участка термального поля большого количества парогазовых струй и скрытых грязеводных котлов, образующих крупные полости и открытые трещины в основании



**Рис. 11.** Модель формирования карбонатных конкреций Южно-Камбального Центрального термального поля. I–III – стадии минералообразования.

1 – поступление растворов в открытые полости; 2 – вскипание перегретого раствора; 3 – первая стадия минералообразования (I): формирование колломорфно-полосчатых, почковидных, глобулярных и т.п. структур, а также рудных минералов; 4 – вторая стадия (II): образование крупных зон арагонитового состава и других минеральных фаз в промежутках между кристаллами карбоната и отдельными зонами роста; 5 – третья стадия (III): формирование мелких и тонких слоев арагонита, фосфатов, кремнисто-железистых, кремнисто-железо-марганцевых и др. минеральных образований.

толщи. Все это определило высокую загазованность, повышенные температуры и неустойчивость грунта в районе хребтика, что не позволило вскрыть основание толщи глин горными выработками.

Конкреции имеют сложный химический и минеральный составы и концентрически зональное строение. Помимо арагонита, слагающего основу каждой зоны, установлены оксиды Fe и Si, сульфаты Ca и Ba, сульфиды Fe и других металлов, карбонаты Fe и Mn, Si–Fe–Mn образования, а также соединения азота, фосфаты кальция и редких металлов. Все отмеченные минеральные образования слагают тонкие слои, микрозоны, отдельные чешуи, почковидные и шаровидные натеки на поверхности слоев арагонита.

Карбонатные конкреции характеризуются разнообразными текстурами и структурами: на фоне общего для всех шаровидных агрегатов концентрически зонального строения выделяются колломорфно-полосчатые, глобулярные, крустификационные, слоистые, массивные и радиальнолучистые структуры. Разнообразие, определенная последовательность и повторяемость структур свидетельствуют в пользу многостадийного пульсационного характера образования конкреций. Более детальное объяснение условий и механизма формирования конкреций предложено в предыдущем разделе статьи.

Таким образом, карбонатные конкреции Южно-Камбального Центрального термального поля образуются вследствие внедрения щелочных металлоносных растворов в открытые полости в основании толщи гидротермальных глин, последующего вскипания, охлаждения и пересыщения растворов относительно основных компонентов состава — гидрокарбоната, ортокремниевой (коллоидной и растворенной) кислоты, сульфата и аммония. Мы полагаем, что источник ряда металлов (щелочных, цветных, редких), а также фосфора и азота, может располагаться в недрах Южно-Камбального Центрального термального поля.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи глубоко признательны своим коллегам по Южнокамчатско-Курильской экспедиции, а также сотрудникам Аналитического Центра ИВиС ДВО РАН и Геологического факультета МГУ за практическую помощь при выполнении научных исследований. Исследования проведены с использованием оборудования, полученного в рамках реализации Программы развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00102).

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас конкреций // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Л.: Недра, 1988. Т. 340. 323 с.

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы / Под ред. А.В. Хабакова. М.: Наука, 1969. 707 с.

*Батурин Г.Н.* Фосфориты на подводных горах // Природа. 1996. № 8. С. 3–13.

*Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей. М.: Наука, 1978. 176 с.

Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугробова Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23–57.

Ветошкина О.С. Сидеритовые биоморфозы в юрских отложениях Нижневычегодской впадины севера Русской плиты // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 5. С. 663–667.

Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. С. 351-352.

Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нуждаев А.А. Извержение вулкана Камбальный в 2017 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 2. С. 263–267.

Горбунова Л.И. Карбонатные и фосфатные конкреции нижнемеловых отложений северо-восточного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 1958. Т. ХХХІІІ. № 5. С. 123–141.

*Гранина Л.З., Мац В.Д., Федорин М.А.* Железомарганцевые образования в регионе озера Байкал // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 835–848.

Данилов И.Д. Карбонатные конкреции в плейстоцене Субарктики // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1971. № 5. С. 84–94.

Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.

*Ерощев-Шак В.А.* Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 136 с.

Железо-марганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. 223 с.

Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. 340 с.

Заварзин Г.А. Хемосинтез и аноргоксидация // Успехи микробиологии. Вып. 1 (отдельный оттиск). М.: Наука, 1964. С. 30–60.

Заварзин Г.А., Карпов Г.А. Роль бактериальных факторов в современном минералообразовании кальдеры Узон // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 1. С. 244–247.

Карпов Г.А. Псевдошаровые агрегаты арагонита на современном термальном поле Камбального хребта (Камчатка) // Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970. С. 157–165. Колесник О.Н., Колесник А.Н. Особенности химического и минерального состава железо-марганцевых конкреций Чукотского моря // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 7. С. 853–866.

Колесник О.Н., Астахова Н.В. Зерна цветных и благородных металлов в железомарганцевых образованиях и магматических породах подводных возвышенностей Японского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 80–88.

*Краснов С.Г.* Крупные сульфидные залежи в океане // Природа. 1995. № 2. С. 3–14.

*Лебедев Л.М.* Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965. 312 с.

*Нехорошев А.С.* Гидротермальная деятельность района хребта Камбального на Южной Камчатке // Бюлл. вулканол. станций. 1959. № 28. С. 23–32.

*Огородова А.С.* Особенности гидротермального процесса в зоне кислотного выщелачивания // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 173–184.

Пампура В.Д. Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1985. 153 с.

Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.

Рычагов С.Н., Кравченко О.В., Нуждаев А.А. и др. Южно-Камбальное Центральное термальное поле: структурное положение, гидрогеохимические и литологические характеристики // Материалы XXIII научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30–31 марта 2020 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020а. С. 198–201.

Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Карташева Е.В. Карбонатные конкреции Южно-Камбального Центрального термального поля (Южная Камчатка) // Материалы XXIII научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30–31 марта 2020 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020б. С. 202–205.

Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Сергеева А.В., Нуждаев И.А. Состав пепла вулкана Камбальный (извержение 2017 г.) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017а. № 4. Вып. 36. С. 13–27.

Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С. Минеральные ассоциации основания толщи глин как индикаторы флюидного режима Паужетской гидротермальной системы (Камчатка) // Тихоокеан. геология. 20176. Т. 36. № 6. С. 90–106.

*Салтыков В.Ф.* Карбонатные конкреции в среднеюрском разрезе Нижнего Поволжья // Изв. Саратовского университета. Сер. Науки о Земле. 2008. Вып. 1. С. 64–75.

Скиба Н.С. Целестиновые конкреции верхнемеловых отложений Ферганы // Записки Киргиз. отделения ВМО. 1963. Вып. 4. С. 69–94.

*Слетов В.А.* Морфология кремнистых тел в карбонатных породах Подмосковья и их генезис // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1977. Вып. 26. С. 112–119.

*Страхов Н.М.* Локализация рудных стяжений Fe и Mn в Тихом океане и ее генетический смысл // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 5. С. 3–17.

Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.

Сугробов В.М. Геотермальные ресурсы Камчатки, классификация и прогнозная оценка // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979. С. 26–35.

Сывороткин В.Л. Современный вулканизм Южной Камчатки и гидротермальный процесс // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 19–38.

Феофилактов С.О., Нуждаев И.А., Денисов Д.К. Строение зоны разгрузки парогидротерм Южно-Камбального Центрального термального поля по геофизическим данным (Южная Камчатка) // Материалы XXIII научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30–31 марта 2020 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 227–230.

Фролова Ю.В., Рычагов С.Н., Чернов М.С. и др. Инженерно-геологические аспекты изменения вулканогенных пород в зоне кислотного выщелачивания Южно-Камбальных термальных полей (Южная Камчатка) // Инженерная геология. 2020. Т. 15. № 1. С. 36–51.

*Dietzel M.* Dissolution of silicates and the stability of polysilicic acid // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 3275–3281.

Froelich P.N., Bender M.L., Luedtke N.A. et al. The marine phosphorus cycle // Amer. J. Sci. 1982. V. 282.  $N_{\rm P}$  4. P. 474–511.

*Manceau A., Kersten M., Marcus M.A. et al.* Ba and Ni speciation in a nodule of binary Mn oxide phase composition from Lake Baikal // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 1967–1981.

# Structure and Formation of Carbonate Concretions of the Southern Kambalny Central Thermal Field (Kamchatka)

S. N. Rychagov<sup>1, \*</sup>, E. I. Sandimirova<sup>1</sup>, M. S. Chernov<sup>2, \*\*</sup>, O. V. Kravchenko<sup>1</sup>, and E. V. Kartasheva<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119234 Russia \*e-mail: rychsn@kscnet.ru

\*\*e-mail: chernov@geol.msu.ru

In the basis of thickness of hydrothermal clays of the Southern Kambalny Central thermal field located in the southern part of volcanic Ridge Kambalny (Kamchatka) carbonate concretions are formed. Concretions have complex chemical and mineral structures: besides the aragonite composing a basis of each layer, oxides of iron and silicon, sulfates of calcium and barium, sulfides of iron and other metals, carbonates of iron and manganese, siliceous and ferromanganese formation, compounds of nitrogen, phosphates of calcium and rare metals are established. Concretions are characterized by the various textures and structures indicating to the multistage nature of formation of mineral units. It is supposed that their formation is caused by unloading of deep alkaline metal-bearing solutions in a zone of an argiilization of rocks of the Southern Kambalny Central thermal field.

*Keywords:* carbonate concretions, mineral units, hydrothermal systems, thermal fields, acidic environment, thickness of hydrothermal clays, alkaline metal-bearing solutions

УДК 550.834:550.838.2:551.214.6(571.645)

# ВУЛКАНИЧЕСКИЙ МАССИВ РАЙКОКЕ (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

© 2021 г. Ю. И. Блох<sup>*a*, \*</sup>, В. И. Бондаренко<sup>*b*</sup>, А. С. Долгаль<sup>*c*</sup>, П. Н. Новикова<sup>*c*</sup>, В. В. Петрова<sup>*d*</sup>, О. В. Пилипенко<sup>*e*</sup>, В. А. Рашидов<sup>*a*, *f*, \*\*, А. А. Трусов<sup>*g*</sup></sup>

<sup>а</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

<sup>b</sup>Костромской государственный университет им. Н.А. Некрасова, ул. 1 Мая, 16, Кострома, 156961 Россия

<sup>с</sup>Горный институт УрО РАН, ул. Сибирская, 78а, Пермь, 614007 Россия

<sup>d</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

<sup>е</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

<sup>f</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,

просп. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

<sup>в</sup>АО "ГНПП Аэрогеофизика", Походный проезд, 19, Москва, 125373 Россия

\*e-mail: yuri\_blokh@mail.ru \*\*e-mail: rashidva@kscnet.ru Поступила в редакцию 30.07.2020 г. После доработки 30.09.2020 г. Принята к публикации 11.12.2020 г.

Изучен наземно-подводный вулканический массив Райкоке в северной части Центральных Курил, состоящий из острова-вулкана Райкоке и четвертичного подводного вулкана 3.18. Извержение вулкана в июне 2019 г. нанесло значительный урон флоре и фауне о. Райкоке, в очередной раз изменив его облик, а в его кратере появилось озеро. Остров-вулкан Райкоке сложен умеренно-калиевыми породами средней щелочности толеитовой серии от базальтов до андезитов, которые являются типичными островодужными лавами. Впервые опубликованы данные о составе шести отобранных на нем образцов. Подводный вулкан 3.18 на глубине ~800 м сливается основанием с островом-вулканом Райкоке. Привершинная часть, расположенная на глубинах 260–230 м, имеет несколько пиков, а в северо-восточной и юго-восточной частях подножия выявлены экструзии. Вулкан 3.18 сложен андезитами и андезибазальтами. Андезибазальты принадлежат к лавам умеренно-калиевой серии нормального по щелочности ряда. Выполненные исследования позволили предположить, что подводный вулкан 3.18 образовался во время геомагнитной инверсии. В его постройке выделены подводный вулкан и периферические магматические очаги.

*Ключевые слова:* вулканический массив Райкоке, подводный вулкан 3.18, Центральные Курилы **DOI:** 10.31857/S0203030621030020

#### **ВВЕДЕНИЕ**

22 июня 2019 г. после длительного периода покоя произошло извержение острова-вулкана Райкоке, расположенного в северной части Центральных Курил [Гирина и др., 2019; Гребенников и др., 2020; Дегтерев, Чибисова, 2019; Рашидов и др., 2019; Фирстов и др., 2020; Чибисова и др., 2019; Hedelt et al., 2019; Hyman, Pavolonis, 2020; Muser et al., 2020; Ugolnikov, Maslov, 2019; и др.], которое вызвало значительный интерес как у нас в стране, так и за рубежом. Несмотря на достаточно длительную историю изучения вулкана Райкоке, до появления работы [Рашидов и др., 2019] никто не акцентировал внимание на том, что этот островвулкан и расположенный к северо-западу от него четвертичный подводный вулкан 3.18 [Бондаренко и др., 2004; Брусиловский и др., 2004; Подводный вулканизм ..., 1992] представляют собой единый наземно-подводный вулканический массив северо-западного простирания размером 15 × 21 км (по изобате 1200 м). Расстояние между вершинами вулканов — ~7 км, седловина расположена на глубине ~800 м.

Авторы настоящей работы, в течение многих лет занимающиеся изучением таких вулканических массивов в пределах Курильской островной дуги (КОД) [Блох и др., 2006а, 20066; Бондаренко, Рашидов, 2003а, 20036, 2018], критически проанализировав доступные литературные источники и свои оригинальные данные, решили получить более реалистичную картину о строении этого вулканического массива, который предлагают назвать "массив Райкоке" (рис. 1), и характере его вулканической деятельности.

## ОСТРОВ-ВУЛКАН РАЙКОКЕ

Остров-вулкан Райкоке (Столповой, Раукоке, Райкоку, Ракхохкко, Шококи, Raikoke, Raikoke Jima, Raikoke-jima Raikoke-shima Raikoke-to, Raikoke-tō) высотой 551 м и размером на уровне моря 2–2.5 км является самым северным островом Центральных Курил. По классификации [Федорченко и др., 1989; Федорченко, Шилов, 1971] он относится к простым крупным конусам, а глубина до сейсмофокальной зоны под ним – 152 км [Абдурахманов и др., 1981; Федорченко и др., 1989; Федорченко, Шилов, 1971]. В работе [Атлас ..., 2009] опубликована датировка возраста Райкоке –  $Q_{IV}$  vг<sub>2</sub>, но непонятно, к какому извержению вулкана она относится.

До извержения 2019 г. на вершине вулкана имелся сдвоенный кратер диаметром ~700 м и глубиной до 200 м, восточный борт которого был выше, чем западный [Горшков, 1957, 1958, 1967; Левин и др., 2010]. На гребне кратера были распространены пеплы, туфы и отдельные вулканические бомбы. Для ~54.5% площади о. Райкоке были характерны ландшафты стратовулканических конусов с пирокластическим материалом, а в прибрежной полосе до высоты 150 м наблюдались ландшафты абразионно-денудационных уступов со штормовыми валами и валунно-галечным пляжем [Ганзей, 2010].

Подводные склоны Райкоке фиксируются до глубин 750 м на юге, 1000 м на востоке и севере, 800 м на северо-западе, 1500 м на западе и 1000— 1500 на юго-западе. Таким образом, максимальная высота Райкоке достигает 2000 м, а ее оценки, приведенные в работах [Горшков, 1967; Левин и др., 2010; Трухин, 2008], являются завышенными. В работе [Апродов, 1982] указано, что Райкоке поднимается с глубин 2000 м, а его вершина — остров диаметром 3 км.

На профиле непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), пересекающем основание подводного склона о. Райкоке, выделены две амплитудно-скоростные аномалии и газовые столбы [Ломтев, 2014].

Первое описание острова было сделано сотником Иваном Черным, посетившим его в 1769 г. [Полонский, 1871], который называл его "11-й Ракхокко". Детальный анализ дальнейших описаний о. Райкоке проведен в работах [Горшков, 1954; Красникова, 2018], и мы не будем на нем останавливаться, отметив лишь, что описание острова приводится и капитаном Генри Джеймсом Сноу, неоднократно посещавшим Курилы в середине XIX в. [Сноу, 1902], в котором сказано, что кратер имел глубину 100–200 футов. Извержение 1924 г. существенно углубило кратер Рай-коке [Горшков, 1958].

Стратовулкан Райкоке извергался в XVIII– XXI вв. [Атлас ..., 2006; Горшков, 1954, 1957, 1958, 1967; Гущенко, 1979; Рашидов и др., 2019; Рудич, 1978; Сноу, 1902; Sapper, 1927; Simkin, Siebert, 1994; Тапаkadate, 1925; и др.]. Пароксизмальные извержения относились к плинианскому типу, а между ними были большие временные перерывы.

Даты извержения в XVIII в. у различных авторов разнятся. Тщательный анализ имевшихся сообщений об извержениях вулкана Райкоке выполнил Г.С. Горшков [1954]. По его мнению, в период 1750-1760 гг. на острове-вулкане произошло сильное извержение, а сообщение об извержениях 1777 и 1780 гг. является ошибочным. Утверждение Г.С. Горшкова об отсутствии извержения в 1780 г., на наш взгляд, является спорным, так как в работе Г.Дж. Сноу [1902], которую он цитирует, указано извержение 1780 г., а по данным [Полонский, 1871; Соловьев, 1945] в этом году из недр Райкоке слышался глухой рокот. В следующей работе Г.С. Горшков [1957] пишет уже о том, что в 1760-ые гг. на вулкане Райкоке произошло сильное извержение.

Извержение 1778 г. было катастрофическим [Федорченко и др., 1989]. Индекс вулканической эксплозивности (Volcanic Explosivity Index (VEI)) извержений вулкана Райкоке 1778, 1924 и 2019 гг. равен 4 [Дегтерев, Чибисова, 2019; Фирстов и др., 2020; McMinn, 2012; Newhall, Self, 1982 и др.].

12-13 июня 2009 г., после активной фазы извержения вулкана Пик Сарычева на о. Матуа, отмечалась парогазовая активность Райкоке, что отчетливо видно на рисунке в работе [Рыбин, Чибисова, 2011]. Это также отчетливо видно и на рисунке в работе [McGimsey et al., 2014], B которой указана ошибочная дата проявления парогазовой активности – 12–13 июня 2009 г. Парогазовый шлейф от вулкана Райкоке, возможно с примесью пепла, простирался на 180 км в юговосточном направлении [McGimsey et al., 2014], а не в северо-восточном направлении, как сказано в работе [Рыбин, Чибисова, 2011: Рыбин и др., 2010]. Однако позднее [Левин и др., 2010., стр. 153] сообщение о парогазовой активности вулкана Райкоке "26 июля 2009 г.", приведенное в работе [Рыбин и др., 2010], признали ошибочным, хотя в работе [Рыбин и др., 2010, с. 70] приведены даты "12-13 июля".

Проведенный критический анализ сообщений об активности вулкана Райкоке в 2009 г. говорит о том, что парогазовый шлейф на приведенных спутниковых снимках в работах [Рыбин, Чибисова, 2011; McGimsey et al., 2014] виден отчетливо, и отрицать этот факт, не объясняя возможных причин его природы, нельзя.





**Рис. 1.** Схема расположения подводных вулканов северной части КОД. 1 – островершинные вулканы; 2 – плосковершинные вулканы, 3 – изобаты; 4 – прогиб Атласова; 5 – Курильская глубоководная котловина. Местоположение массива Райкоке оконтурено прямоугольником.



**Рис. 2.** Фумарольная деятельность 30.06.2019 г. (https://gbank.gsj.jp/vsidb/image/Raikoke/aster/190630\_099/p\_fc\_vnir.png) (a) и образовавшееся озеро 7.07.2020 г. (https://gbank.gsj.jp/vsidb/image/Raikoke/aster/200707\_102/p\_fc\_vnir.png) (б) в кратере острова-вулкана Райкоке. Спутниковые снимки ASTER.

22 июня 2019 г. остров-вулкан Райкоке, молчавший с 1924 г., начал извергаться. Эруптивная колонна поднималась на высоту 9.5—12.5 км над кратером вулкана. Пепловый шлейф распространялся, преимущественно, на восток—северо-восток от вулкана. 23 июня при ширине 750—800 км его протяженность составляла более 2000 км [Рашидов и др., 2019].

Рано утром 23 июня яхта "Викинг" в двух милях от юго-западного берега о. Райкоке попала под сильный пеплопад [Рашидов и др., 2019], а ее экипаж, по сообщению В.Н. Бурканова, при подходе к берегу наблюдал "кипящую воду" и пар. Это извержение нанесло значительный урон флоре и фауне Райкоке и в очередной раз изменило его облик (https://eugene.kaspersky.ru/2019/09/19/rajkoke-ostrov-neprostoj-sudby/).

На спутниковом снимке ASTER 30 июня 2019 г. в кратере вулкана Райкоке наблюдалась мощная фумарольная деятельность (рис. 2a). 13 июля 2019 г., при анализе спутникового снимка Sentinel-2, в кратере Райкоке, в котором отмечалась фумарольная деятельность, было обнаружено озеро площадью ~90000 м<sup>2</sup> [Мельников и др., 2020], а 7 июля 2020 г. это озеро наблюдалось на спутниковом снимке ASTER (см. рис. 26).

16 сентября 2019 г. на видеоклипах, предоставленных капитаном яхты "Викинг" А.А. Борисовым, отчетливо видна мощная паро-газовая деятельность в прибрежной полосе на северном берегу о. Райкоке (рис. 3) и в кратере вулкана.

В работе [Tanakadate, 1925] приводятся данные о том, что в 15 февраля 1924 г. сильное извержение Райкоке сопровождалось двумя подводными извержениями, произошедшими в 12 милях от него в районе о. Топорковый (Базио-ива), расположенного рядом с о. Матуа, и указаны координаты этого извержения: 48°20' с.ш. и 155° в.д. В этом сообшении наблюдаются явные несоответствия, так как реальные координаты о. Топорковый: 48°4.5' с.ш. 153°17.3' в.д. На это несоответствие было указано еще в работах Г.С. Горшкова [1957, 1958], который считал, что пункт извержения указан точно, а в координаты о. Топорковый вкралась ошибка, основанная на неточной карте или опечатке. Вместе с тем, в работах [Горшков, 1957; Горшков и др., 1964] без всякого обоснования написано, что подводное извержение произошло на глубине 150 м, а в работе [Гущенко, 1979] сделано еще и предположение о том, что изливались базальты, и даже указаны координаты извержения: 48°4.5' с.ш. и 153°20' в.д.

До настоящего времени никто не обратил внимание на то, что широта, указанная в работе [Tanakadate, 1925], совпадает с широтой подводного вулкана 3.18, координаты которого 48°20' с.ш. и 153°10' в.д. [Подводный вулканизм ..., 1992], и логичнее предположить, что ошибка вкралась в определение долготы подводного извержения 1924 г., которое, если и происходило, то, скорее всего, в районе этого подводного вулкана.

На основании сообщения Х. Танакадате [Тапакаdate, 1925] Г.С. Горшковым [1958, 1967] был сделан вывод, что это единственное достоверное подводное извержение в КОД. На наш взгляд, этот вывод является ошибочным, так как кроме несоответствия места проявления подводной вулканической деятельности и его координат, никакой достоверной информации об извержении нет. По нашему мнению, единственным достоверным подводным извержением в пределах КОД, происходившим на глазах людей, является извержение на подводном склоне острова-



Рис. 3. Парогазовая деятельность на северном берегу о. Райкоке 16.09.2019 г. Фотокадры из видеоклипа А.А. Борисова.

вулкана Алаид в 1933–1934 гг. [Tanakadate, 1934а, 1934b], когда образовался уникальный побочный вулкан Такетоми [Рашидов, 2013а, 2013б].

Несмотря на длительную историю изучения острова-вулкана Райкоке, сведения о составе слагающих его пород малочисленны.

Силикатные анализы двух базальтов приведены в работе [Богоявленская и др., 1966], а средние

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 4 2021

данные из 13 анализов для пород, отобранных на островах Райкоке, Расшуа, Матуа, Ушишир и Кетой, в работе [Мархинин, 1967].

Содержания SiO<sub>2</sub> для двух образцов базальтов и Rb<sub>2</sub>O, Li<sub>2</sub>O, Sr и Sc представлены в работе [Абдурахманов и др., 1981], а содержание SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO, MgO, K<sub>2</sub>O и соотношение K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O – в работе [Мархинин, Стратула, 1971]. По данным, представленным в работах [Мархинин, 1965; Мархинин, Стратула, 1965], лавы Райкоке представлены плотными базальтами, во вкрапленниках которых встречены оливин, пироксен, авгит и плагиоклаз, относящийся к лабрадору (*An* 67). Среди темноцветных минералов во вкрапленниках наиболее распространен моноклинный пироксен. По данным [Апродов, 1982] Райкоке сложен авгитовыми базальтами.

В работе [Федорченко и др., 1989] приведен химический анализ базальта, отобранного в лавовом потоке на восточном берегу о. Райкоке, и содержание в нем рассеянных элементов.

Распределение бериллия и фтора в породах острова-вулкана Райкоке приводится в работе [Петров и др., 1982].

Содержание редких и радиоактивных элементов в породах, слагающих остров-вулкан Райкоке, приводится в работах [Леонова, Удальцова, 1970, 1971, 1974; Пузанков и др., 1991], а редкоземельных — в работах [Антонов и др., 1987; Подводный вулканизм ..., 1992]. Необходимо отметить, что в работе [Антонов и др., 1987] при описании содержания Yb допущена опечатка: содержание составляет 3.08 г/т (табл. 1), а не 3.68 г/т.

Концентрация золота в лавах острова-вулкана Райкоке изменяется в диапазоне 1.5—3 г/т при среднем значении 2.07 г/т [Антонов, 2001].

В работе [Подводный вулканизм ..., 1992] приведены средние химический и микроэлементный составы для 8 образцов базальтов и трех образцов андезибазальтов. В цитируемой публикации представлен и анализ одного образца андезита (см. табл. 1).

В вулканитах Райкоке, впервые для Курильских островов, обнаружены оливин-плагиоклазамфиболовые включения [Левин и др., 2010].

На острове-вулкане Райкоке 17 сентября 1970 г. и 10 июля 1981 г. 9 образцов были отобраны камчатскими исследователями (см. табл. 1), но анализы 6-ти из них до настоящего времени не были опубликованы.

Образец B11-556 был передан для исследования иностранным коллегам. Данные анализов этого образца, выполненных в отечественных (см. табл. 1) и иностранных лабораториях, не совпадают. В работе [Tomascak et al., 2002] содержание SiO<sub>2</sub> = 55.7%, MgO = 3.41%, K<sub>2</sub>O = 1.32%, a Li = 11 ppm; в работе [Dreyer et al., 2010] содержание SiO<sub>2</sub> = 55.7%, Be = 0.75 ppm, B = 13.6 ppm, a Nd = 95 ppm; в работе [Ishikawa, Tera, 1997] содержание SiO<sub>2</sub> = 55.67%, B = 17.4 ppm, Nb = 2.14 ppm. Соотношение Be/B в работе [Dreyer et al., 2010] = 18.2, а в [Tomascak et al., 2002] = 19.6. Изотопные отношения для образца B11-556 <sup>10</sup>Be/<sup>9</sup>Be = 12.4, a <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.513037 [Dreyer et al., 2010].

Обобщив все доступные материалы по составу пород, слагающих остров-вулкан Райкоке [Апродов, 1982; Богоявленская и др., 1966; Гущенко, 1979; Мартынов и др., 2015; Подводный вулканизм ..., 1992; Федорченко и др., 1989; Горшков, 1967; Леонова, Удальцова, 1970, 1971, 1974; Мархинин, 1965; Мархинин Стратула, 1965; Dreyer et al., 2010; Ishikawa, Tera, 1997; Tomascak et al., 2002], можно сказать, что он сложен умеренно-калиевыми породами средней щелочности толеитовой серии от базальтов до андезитов. По микроэлементным отношениям (высокое Th/Yb, Ba/Yb, низкие Ta/Yb, Ti/V) эти породы можно рассматривать как типичные островодужные лавы, образовавшиеся в результате плавления надсубдукционной ультраосновной мантии, метасоматически переработанной как низко-, так и высокотемпературным сублукционным компонентом. Расчетные данные указывают на температуру плавления 1506°С и давление 2.57 ГПа [Мартынов и др., 2015].

# ПОДВОДНЫЙ ВУЛКАН 3.18

Подводный вулкан 3.18 был исследован в нескольких рейсах научно-исследовательского суда (НИС) "Вулканолог" в 1981–1982 гг. [Блох и др., 2020а; Бондаренко и др., 2004; Брусиловский и др., 2004; Подводный вулканизм ..., 1992]. Он располагается на пересечении двух тектонических линий: субмеридиональной, проходящей параллельно прогибу пролива Крузенштерна, и линии, имеющей азимут 115°.

Подводный вулкан был изучен по апробированной эффективной технологии количественной интерпретации материалов гидромагнитной съемки (ГМС) в комплексе с эхолотным промером, НСП, а также анализом петромагнитных свойств и химического состава драгированных горных пород, которая позволила проводить интерпретацию непосредственно по исходным данным, не прибегая к процедуре их предварительного восстановления в узлах регулярной сети [Блох и др., 2020б].

Превышение вулкана 3.18 над дном Охотского моря — 2200—2300 м, а размер основания по изобате 1200 м — 6 × 7.5 км. Привершинная часть, расположенная на глубинах 260—230 м, имеет несколько пиков, а отмеченная минимальная глубина равна 216 м. На глубине ~800 м вулкан сливается основанием с островом-вулканом Райкоке. Крутизна склонов вулкана 3.18, увеличиваясь от подножия к вершине, изменяется от 16.7° до 24°. Объем вулканической постройки ~150 км<sup>3</sup>. В верхней части вулкан имеет довольно правильную конусовидную форму (рис. 4—6а). В северовосточной и юго-восточной частях подножия выявлены экструзии высотой ~100 м с очень крутыми и неровными склонами (см. рис. 4).

| № п/п             | 1       | 2       | 3       | 4              | 5        | 6       | 7      | 8      | 9      |
|-------------------|---------|---------|---------|----------------|----------|---------|--------|--------|--------|
| Обр. №            | B11-559 | B11-560 | B11-563 | ФБ-93          | B11-556  | B11-561 | ФБ-83  | ФБ-82  | ФБ-87  |
|                   |         |         | С       | одержание      | в мас. % |         |        |        |        |
| SiO <sub>2</sub>  | 51.12   | 51.76   | 52.48   | 52.55          | 52.57    | 52.62   | 53.40  | 54.16  | 59.54  |
| TiO <sub>2</sub>  | 0.71    | 0.85    | 0.84    | 0.74           | 0.60     | 0.72    | 0.81   | 0.75   | 0.78   |
| $Al_2O_3$         | 17.20   | 17.73   | 17.30   | 18.71          | 20.53    | 17.75   | 19.14  | 18.74  | 16.80  |
| $Fe_2O_3$         | 2.67    | 9.93    | 4.75    | 9.23           | 2.49     | 1.96    | 2.87   | 8.78   | 2.85   |
| FeO               | 7.40    | 5.12    | 5.12    | 4.76           | 5.04     | 5.84    | 5.40   | 4.76   | 5.26   |
| MnO               | 0.18    | 0.17    | 0.19    | 0.17           | 0.16     | 0.18    | 0.20   | 0.17   | 0.17   |
| MgO               | 5.81    | 5.10    | 5.77    | 4.58           | 3.67     | 6.85    | 4.04   | 3.89   | 3.06   |
| CaO               | 9.56    | 10.17   | 10.64   | 10.10          | 9.08     | 9.52    | 8.90   | 8.86   | 6.64   |
| Na <sub>2</sub> O | 2.70    | 3.16    | 2.61    | 3.06           | 3.60     | 2.74    | 3.56   | 3.52   | 3.29   |
| K <sub>2</sub> O  | 1.20    | 1.17    | 0.88    | 1.04           | 1.35     | 1.26    | 1.49   | 1.23   | 1.28   |
| $P_2O_5$          | 0.21    | 0.19    | 0.17    | 0.15           | 0.22     | 0.27    | 0.10   | 0.18   | 0.15   |
| 2 ч 5             | 0.75    | 0.04    | 0.02    | 0.16           | 0.43     | 00.1    | 0.53   | 0.00   | 0.44   |
| Сумма             | 99.51   | 100.22  | 100.55  | 100.19         | 99.74    | 99.70   | 100.44 | 100.32 | 100.24 |
|                   |         |         | (       | і<br>Содержани | е в ррт  |         |        |        |        |
| Na                | 2.54    | 2.12    | 2.36    | 2.34           | 2.84     | 2.68    | 2.32   | 2.58   | _      |
| Κ                 | 1.16    | 1.02    | 1.10    | 0.88           | 1.21     | 0.88    | 0.95   | 1.00   | —      |
| Rb                | 24      | 17      | 26      | 17             | 24       | 19      | 19     | 19.4   | _      |
| Li                | 6       | 6       | 5       | 7.7            | 7        | 7       | 7      | 9.4    | _      |
| Ba                | 280     | 315     | 230     | 250            | 390      | 320     | 300    | 310    | 330    |
| Sr                | 480     | 555     | 500     | 515            | 600      | 540     | 600    | 620    | 600    |
| V                 | 495     | 550     | 560     | _              | 395      | 580     | 300    | _      | —      |
| Cr                | 82      | 59      | 65      | —              | 28       | 71      | 83     | -      | —      |
| Co                | 38      | 34      | 34      | —              | 25       | 34      | 26     | _      | —      |
| Ni                | 18      | 21      | 38      | —              | 19       | 37      | 21     | —      | _      |
| Cu                | 155     | 100     | 104     | —              | 114      | 107     | 110    | —      | —      |
| Zn                | 102     | 85      | 89      | —              | 83       | 90      | 85     | —      | —      |
| W                 | 0.45    | —       | —       | —              | 0.48     | 0.33    | -      | —      | —      |
| Be                | 0.75    | -       | _       | 0.75           | 0.80     | —       | 0.65   | 0.80   | 0.55   |
| В                 | 17      | —       | _       | —              | 35       | -       | —      | —      | —      |
| F                 | 380     | _       | —       | 380            | 250      | —       | 600    | 480    | 420    |
| U                 | —       | 1.5     | _       | —              | 1.04     | -       | _      | -      | —      |
| Th                | -       | 2.4     | _       | —              | 2.8      | -       | _      | _      | _      |
| Nb                | 3.7     | —       | _       | _              | _        | 2.2     | _      | _      | _      |
| Zr                | 110     | _       | _       | _              | _        | 105     | _      | _      | —      |
| HI                | 2.7     | _       | —       | _              | —        | 3.5     | _      | _      | _      |
| La                | 9.06    | —       | _       | _              | _        | -       | _      | _      | _      |
| Ce<br>Sm          | 21.28   | _       | —       | _              | —        | _       | —      | _      | —      |
| SM<br>Eu          | 5.5/    | _       | —       | _              | —        | _       | —      | _      | —      |
| Eu<br>Th          | 1.21    | _       | —       | _              | —        | _       | —      | _      | —      |
| 10<br>Vh          | 0.50    | _       | —       | _              | _        | _       | _      | _      | _      |
| 10<br>I 11        | 0.22    | _       | _       |                | _        |         | _      |        | _      |
| டய                | 0.25    | . —     | _       |                | _        | _       | _      | . —    |        |

Таблица 1. Силикатный (мас. %), редкоэлементный (ppm) и редкоземельный (ppm) составы пород, слагающих остров-вулкан Райкоке

Примечание. Анализ 9 и редкоземельные элементы анализа 1 — из работы [Подводный вулканизм ..., 1992]. Остальные анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР и в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО АН СССР. Образцы В11-559, В11-560, В11-563, В11-556, В11-561 отобраны на пляже южного берега о. Райкоке и на его южном склоне, а образцы ФБ-93, ФБ-83, ФБ-82, ФБ-97 — на его восточном склоне.

68



**Рис. 4.** Фрагменты совмещенных профилей НСП и эхолотного промера, пересекающих подводный вулкан 3.18. Местоположение профилей приведено на рис. 6.



**Рис. 5.** Батиметрическая карта подводного вулкана 3.18. 1 – промерные профили.



Рис. 6. Подводный вулкан 3.18.

а – батиметрия; б – аномальное магнитное поле ∆Та; в – пространственное распределение эффективной намагниченности Јэф; г – пространственное распределение эффективной намагниченности Јэф, изображенное на поверхности вулкана. Цифрами обозначены профили, приведенные на рис. 4 и рис. 11.

Необходимо отметить, что в работе [Новейший ..., 2005] допущена опечатка при указании полной высоты вулкана 3.18.

Судя по всему, часть профиля НСП, проходящего через постройку подводного вулкана 3.18, представлена в работах [Ломтев, Патрикеев, 2015а, 20156].

17 апреля 1982 г. с рыболовецкого сейнера "Славск" колхоза Рыбак Приморского края сообщили по радиотелефону на борт НИС "Вулканолог" о том, что в точке с координатами 48°20.2′ с.ш. и 153°09.2′ в.д. сейнер в течение трех минут попал в зону "кипящей воды", имевшей в свете прожекторов беловатый цвет, характерный для участков подводной вулканической деятельности. Указанное место четко совпало с местоположением подводного вулкана 3.18.

Через 57 ч после получения сообщения НИС "Вулканолог" вышло в указанную точку и выполнило геофизическо-гидрохимическую съемку по системе взаимопересекающихся галсов. Никаких значимых изменений в рельефе по отношению к имеющейся информации, геохимических аномалий и присутствие фумарольной активности обнаружено не было.

Судя по данным НСП (см. рис. 4), конус вулкана 3.18, преимущественно, лавовый. Рыхлые отложения на склонах практически отсутствуют и лишь у подножия появляется маломощный шлейф "акустически мутных" отложений. Мощность их незначительна, менее 0.1 с в масштабе удвоенного времени распространения сигнала. Вероятнее всего, шлейф сложен рыхлыми вулканогенными отложениями или переотложенными продуктами разрушения вершины вулкана, а уплощенная вершина вулкана сформировалась во время позднеплейстоценового понижения уровня моря, т.е. возраст вулкана доголоценовый. В то же время практически полное отсутствие осадочных отложений у его подножия свидетельствует об относительно молодом возрасте вулкана. Возможно, он сформировался во время последнего оледенения или незадолго до него.

Уплощенная вершина вулкана в настоящее время находится на глубинах 260–230 м, что более чем на 100 м превышает величину понижения уровня моря в позднем плейстоцене. Возможно, это может говорить о значительном погружении дна моря в голоцене в данном районе. Средняя скорость этого погружения в голоцене должна была превышать 10 мм/год.

При драгировании привершинной части вулкана в интервале 270-220 м были подняты свежие и измененные двупироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты, пироксен-амфиболовые андезиты и вулканические туфы, туфогравелиты и туфобрекчии. Туфогенные породы соответствуют прикратерным фациям [Подводный вулканизм ..., 1992]. Андезиты и андезибазальты характеризуют лавовые потоки, слагающие более глубинные зоны вулкана. Среди них наибольшим распространением пользуются порфировые пироксен-плагиоклазовые андезибазальты (рис. 7а). Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз (~60%) трещиноватый, зональный, газонасыщенный по зонам роста. Пироксен (~25%) того же размера, редко изменен. Оливин полностью изменен, определяется по форме реликтов кристаллов. Отношение вкрапленники/основная масса = 1/2.

Структура основной массы офитовая. Микролиты плагиоклаза преобладают над микролитами пироксена и рудного минерала. Не исключены микролиты роговой обманки. Все микролиты примерно одного размера и образуют спутано-волокнистый агрегат. Свободного стекла практически нет. Общее количество рудных образований около 10%. Первичный рудный минерал, главным образом в виде микролитов, присутствует в основной массе. Крупные выделения рудного минерала замещают оливин и образуют каймы вокруг пироксена. Редко наблюдаются включения первичного рудного минерала в плагиоклаз.

Реже встречаются роговообманково-плагиоклазовые андезибазальты с подчиненным количеством пироксена и магнетита (см. рис. 7б). Порода порфировая, слабо сцементированная. Во вкрапленниках: плагиоклаз (~60%) – зональный, насыщенный газовыми включениями и рудной пылью, размер от 0.2 до 1 мм редко до 1.5 мм; роговая обманка (~25%) – свежая, редко отмечается краевая рудная оторочка, наблюдаются рудные включения, размер кристаллов амфибола до 1 мм; пироксен (~10%) – свежий, но сильно трещиноватый, содержит рудные и плагиоклазовые включения. Рудный минерал (~5%) имеет хорошо оформленные не измененные кристаллы размером до 0.5 мм. Отношение вкрапленники/основная масса составляет 1/4. Структура основной массы близка к микродолеритовой. Основная масса насыщена рудной пылью. В минимальном количестве присутствует свободное стекло.

Редко встречаются андезибазальты, которые можно рассматривать как долериты двупироксен-плагиоклазовые с небольшим количеством оливина и единичными кристаллами роговой обманки (см. рис. 7в). Порода практически полностью раскристаллизованная, среднекристаллическая, относительно равномернозернистая, структура близка к долеритам. Отношение: крупнокристаллическая часть/интерстиционное заполнение примерно 10/1. Интерстиции между кристаллами иногда заполнены мелкокристаллической основной массой, состоящей из пироксена, плагиоклаза, рудного минерала и очень небольшого количества вулканического стекла. Количественно в породе преобладает плагиоклаз – 55–60%; моноклинный пироксен – 35%; рудный минерал – 5%, ромбический пироксен, оливин и амфибол в сумме – менее 1%, очень мало не раскристализованного стекла. Размер кристаллов пироксена и плагиоклаза – от 0.2 до 2 мм, оливина – 0.5–1 мм, амфибола – до 1 мм. Оливин часто разложен, содержит большое количество включений рудного материала, частично замещен слоистым силикатом. Оливин и моноклинный пироксен - наиболее ранние по времени кристаллизации. Моноклинный пироксен не изменен. Плагиоклаз сдвойникован, трещиноват, иногда зонален, загрязнен газово-жидкими включениями. Роговая обманка не изменена. Рудный минерал сосредоточен в массе, заполняющей интерстиции, а его максимальный размер ~0.4 мм.



Рис. 7. Породы, слагающие подводный вулкан 3.18.

а – андезибазальт пироксен-плагиоклазовый (образец В11-110/6); б – андезибазальт роговообманково-плагиоклазовый (образец В11-110/8); в – андезибазальт двупироксен-плагиоклазовый с оливином (образец В11-110/1). Оптический микроскоп, шлиф: слева – съемка без анализатора, справа – съемка с анализатором. Ол – оливин, Пир мон – монклинный пироксен, Пир ромб – ромбический пироксен, Амф – амфибол, Пл – плагиоклаз, Тмт – титаномагнетит.

Очевидно, что описанные породы и составляющие их минеральные ассоциации принадлежат к разным структурным единицам в строении вулкана. Представляется, что порфировые пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые андезибазальты характеризуют лавовые потоки, а равномернозернистые двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты могут представлять дайковые тела. Ассоциации основного плагиоклаза и пироксена в присутствии оливина указывают на достаточно глубокие очаги как источники формирования лав этого состава. Ассоциация роговых обманок, плагиоклаза и пироксена более низкотемпературная, возможно, она кристаллизовалась в промежуточном очаге в приповерх-

ностных условиях. Близкая к равномернозернистой, почти лишенная основной массы, структура долеритов позволяет сделать вывод о том, что порода кристаллизовалась в процессе становления силла, дайки или, возможно, в центральной части крупного лавового потока. При этом присутствие зональных плагиоклазов и пироксенов (рис. 8) свидетельствует о том, что условия кристаллизации этих минералов неоднократно изменялись, причем как в прямую, так и в обратную сторону (например, отдельный кристалл плагиоклаза имеет следующую смену слоев кольцевой зональности от центра кристалла к краю –  $An87 \rightarrow$  $\rightarrow An76 \rightarrow An80 \rightarrow An86 \rightarrow An68 \rightarrow An71 \rightarrow An83 \rightarrow$  $\rightarrow An76 \rightarrow An59$ ) (см. рис. 8a).



**Рис. 8.** Зональный плагиоклаз (а) и включение плагиоклаза в кристалл пироксена (б) в образце B11-110/8, драгированном на подводном вулкане 3.18. *Ап* – анортит. Остальные обозначения см. рис. 7.

Неоднородность вулканитов отражается и в составе титаномагнетита (табл. 2). Максимальное содержание железа и минимальное — титана наблюдается в титаномагнетитах из долеритов, минимальные количества железа и максимальные титана встречены в одном из потоков роговообманковых лав. Содержание хрома и ванадия в титаномагнетитах из всех типов изучаемых пород примерно одинаково.

Андезибазальты принадлежат к лавам умеренно-калиевой серии нормального по щелочности ряда (табл. 3). Они характеризуются высокой глиноземистостью, умеренным содержанием Ba, Sr, Rb и низким — Ni и Cr [Подводный вулканизм ..., 1992].

Ввиду того, что при изучении вулкана Райкоке в литературных источниках не указаны горизонты отбора, камчатскими учеными были опробованы средние и нижние горизонты, а на подводном вулкане 3.18 драгирована только привершинная часть, трудно проанализировать высотное распространение пород, слагающих вулканический массив Райкоке. Имеющиеся данные позволяют предположить, что с высотой кислотность пород уменьшается.

Петромагнитные исследования образцов горных пород, отобранных на подводном вулкане 3.18 (по два дубля каждого образца), показали, что породы имеют относительно высокие значения естественной остаточной намагниченности Jn: у образца № В11-110/6 Jn ~ 5.3–5.6 А/м; у образца В11-110/8 Jn ~ 1–1.1 А/м и магнитной восприимчивости æ: (17.4–19) × 10<sup>-3</sup> ед. СИ и (26–28.3) × × 10<sup>-3</sup> ед. СИ соответственно (табл. 4). Фактор Кёнигсбергера изменяется в диапазоне от 1 до 8.1. Степень магнитной анизотропии пород достигает 7%.

Ступенчатое изотермическое намагничивание образцов в постоянном магнитном поле характерно для низкокоэрцитивных магнитных минералов. Об этом также свидетельствуют низкие величины коэрцитивной силы (Bc = 3.5-11 мTл) и остаточной коэрцитивной силы (Bcr = 9.5-21.8 мTл). Объемная концентрация ферромагнетика достигает 0.75%. В данной породе содержатся магнитные зерна различной доменной структуры: от однодоменных до многодоменных со средней степенью окисления (медианное магнитное поле изменяется от 26 до 46.4 мTл).

Проведенный термомагнитный анализ (ТМА) по температурной зависимости намагниченности насыщения в постоянном магнитном поле 0.8 Тл на вибромагнитометре (ОРИОН, Россия) на образце B11-110/6-1 показал, что кривые Ms(T) нагрева и охлаждения совпадают, обратимы и имеют перегиб в районе ~530°C (рис. 9).

По данным TMA, можно сделать вывод, что в образце имеют место устойчивые к нагревам зерна титаномагнетита с низким содержанием Ti (x = 0.07), по составу близкие к магнетиту. Возможно, что в этом образце окисление исходного титаномагнетита уже прошло в естественных условиях. Высокие значения естественной остаточной намагниченности обусловлены однодоменной и псевдооднодоменной структурой зерен.

ТМА по температурной зависимости Ms(T) показал, что для образца B11-110/8-1 кривая нагрева имеет точку перегиба в районе ~480°С (см. рис. 9). Кривая охлаждения проходит несколько выше, обратима и имеет перегиб в районе ~550°С.
| Порода                         |         | Андезибазальт                             |                             |       |                                    |       |       |  |
|--------------------------------|---------|-------------------------------------------|-----------------------------|-------|------------------------------------|-------|-------|--|
|                                |         | двупироксен-<br>плагиоклазовый с оливином | пироксен-<br>плагиоклазовый |       | роговообманково-<br>плагиоклазовый |       |       |  |
| Номер шлифа                    |         | B11-110/1                                 | B11-110/6                   |       | B11-110/8                          |       |       |  |
| Анализируемый участок шлифа    |         | 1                                         | 1                           | 2     | 1                                  | 2     | 3     |  |
| Количество анализов            |         | 11                                        | 7                           | 8     | 17                                 | 5     | 20    |  |
| $\Sigma FeO + Fe_2O_3$         | Среднее | 81.35                                     | 68.10                       | 67.67 | 74.27                              | 59.89 | 76.92 |  |
|                                | Макс.   | 85.47                                     | 76.07                       | 77.00 | 79.47                              | 63.46 | 79.99 |  |
|                                | Мин.    | 75.19                                     | 60.54                       | 56.24 | 65.25                              | 57.04 | 69.86 |  |
| TiO <sub>2</sub>               | Среднее | 2.68                                      | 11.44                       | 7.98  | 5.30                               | 27.56 | 6.09  |  |
|                                | Макс.   | 5.95                                      | 14.91                       | 9.06  | 8.24                               | 31.04 | 8.48  |  |
|                                | Мин.    | 0.90                                      | 9.84                        | 7.46  | 1.02                               | 21.08 | 4.64  |  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Среднее | 0.91                                      | 1.41                        | 1.86  | 0.81                               | 0.33  | 0.48  |  |
|                                | Макс.   | 2.66                                      | 3.61                        | 5.06  | 3.52                               | 0.85  | 3.65  |  |
|                                | Мин.    | 0.00                                      | 0.00                        | 0.15  | 0.00                               | 0.00  | 0.00  |  |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | Среднее | 0.77                                      | 0.76                        | 0.69  | 0.52                               | 0.52  | 0.54  |  |
|                                | Макс.   | 1.07                                      | 0.93                        | 7.46  | 0.74                               | 0.62  | 0.66  |  |
|                                | Мин.    | 0.53                                      | 0.54                        | 0.53  | 0.40                               | 0.43  | 0.32  |  |

Таблица 2. Рудные элементы в титаномагнетитах (мас. %)

В этом образце основным носителем намагниченности является титаномагнетит  $Fe_{(3-x)}Ti_xO_4$  с содержанием Ti ( $x \sim 0.14$ ). Рост намагниченности после прогрева до 700°С и дальнейшего охлаждения связан с протеканием гетерофазного разложения титаномагнетита на воздухе и образованием бедного по содержанию Ti титаномагнетита ( $x \sim 0.04$ ), близкого по составу к магнетиту, и ильменита.

Относительно низкие значения естественной остаточной намагниченности, несмотря на высокую концентрацию ферромагнитных зерен, обусловлены многодоменной структурой зерен. Судя по данным ГМС, основание вулкана 3.18 окаймлено отрицательной аномалией магнитного поля интенсивностью 300 нТл. К вершине постройки приурочена положительная локальная аномалия, в пределах которой отмечены две локальные аномалии с амплитудами более 200 и 300 нТл (см. рис. 6б). Таким образом, размах аномалии, соответствующей подводному вулкану, равен 600 нТл.

Аналитическое продолжение в верхнее полупространство показало, что поле затухает с высотой, изменяясь по своей морфологии. При пересчете на высоту 1000 м поле носит явно выраженный дипольный характер, обусловленный,



**Рис. 9.** Кривые температурной зависимости намагниченности насыщения образцов пород подводного вулкана 3.18 в постоянном магнитном поле 0.8 Тл. Стрелками обозначен цикл нагрев—охлаждение. а — B11-110/8-1; б — B11-110/6-1.

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 4 2021

вероятно, глубинными источниками [Бондаренко и др., 2003; Брусиловский и др., 2004].

С помощью программы ИГЛА установлено, что вектор эффективной намагниченности горных пород  $J_{3\phi}$  имеет склонение 93.2° и наклонение 27.6° и развернут относительно нормального магнитного поля Земли  $T_0$  на 71.2° (рис. 10), что свидетельствует о приуроченности времени образования подводного вулкана 3.18, как и других вулканов КОД [Блох и др., 2015], к периоду геомагнитных инверсий.

Для уточнения глубинного строения подводного вулкана 3.18 был проведен анализ особых точек функций, описывающих аномальные геомагнитные поля, с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР [Блох и др., 1993]. Эта система позволяет синтезировать результаты локализации особенностей в едином интерфейсе тремя независимыми и хорошо зарекомендовавшими себя на практике методами, разработанными под руководством В.Н. Страхова, В.М. Березкина и Г.А. Трошкова [Березкин, 1988; Страхов и др., 1977; Трошков, Грознова, 1981]. Метод Страхова базируется на аппроксимационном продолжении в нижнюю полуплоскость одного из элементов анализируемого поля. Нами для локализации применялось продолжение самого поля, экстраполяция вниз изолиний которого указывает на местоположение особенностей как точек пересечения изолиний. Метод Березкина основан на построении в нижней полуплоскости нормированной функции. Нами применялся нормированный модуль поля, экстремумы которого, в первую очередь максимумы, отмечают особые точки. Метод Трошкова локализует особенности путем анализа отношения производных в скользящих окнах, а с его помощью удобно определять тип особых точек. Точки первого типа – вершины многоугольников, второго – края тонких пластов, третьего – центры локальных масс. Синтез результатов позволяет оценить устойчивость проводимой локализации.

Выполненный анализ показал приуроченность основных особенностей функций, описывающих аномальные поля, к верхней кромке вулканических пород, а также позволил предположить наличие подводящих каналов субвертикального, северо-восточного и северо-западного направлений и периферических магматических очагов на глубинах 0.6 и 2.2–2.4 км (рис. 11).

Трехмерное моделирование вулканической постройки с помощью пакета структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D показало, что максимальная эффективная намагниченность подводного вулкана 3.18 составляет 1.8 А/м (см. рис. 6в, г). При этом среднеквадратическая погрешность подбора ано-

Таблица 3. Силикатный (мас. %), редкоэлементный (ррт) и редкоземельный (ррт) составы драгированных пород, слагающих подводный вулкан 3.18

| -                              | -         |            | •         |                 |  |  |  |  |
|--------------------------------|-----------|------------|-----------|-----------------|--|--|--|--|
| № п/п                          | 1         | 2          | 3         | 4               |  |  |  |  |
| Обр. №                         | B11-110/7 | B11-110/4  | B11-110/6 | B11-110/8       |  |  |  |  |
| Содержание в мас. %            |           |            |           |                 |  |  |  |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 53.74     | 55.88      | 56.59     | 57.77           |  |  |  |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.74      | 0.69       | 0.70      | 0.58            |  |  |  |  |
| $Al_2O_3$                      | 19.88     | 19.45      | 19.20     | 19.43           |  |  |  |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.50      | 4.50       | 2.32      | 2.20            |  |  |  |  |
| FeO                            | 2.51      | 2.39       | 3.25      | 3.55            |  |  |  |  |
| MnO                            | 0.16      | 0.18       | 0.12      | 0.22            |  |  |  |  |
| MgO                            | 3.72      | 4.18       | 3.29      | 2.47            |  |  |  |  |
| CaO                            | 9.28      | 8.07       | 8.66      | 8.22            |  |  |  |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.19      | 2.84       | 3.67      | 3.35            |  |  |  |  |
| K <sub>2</sub> O               | 1.41      | 1.41       | 1.18      | 1.23            |  |  |  |  |
| $P_2O_5$                       | 0.21      | 0.21       | 0.13      | 0.14            |  |  |  |  |
| п.п.п.                         | 0.11      | 0.70       | 0.53      | 0.43            |  |  |  |  |
| Сумма                          | 100.45    | 99.50      | 99.64     | 99.60           |  |  |  |  |
| S                              | _         | _          | 0.01      | 0.04            |  |  |  |  |
| ~                              | Сод       | сержание в | ppm       |                 |  |  |  |  |
| Sc                             | _         | _          | 17        | 16              |  |  |  |  |
| V                              | 500       | 535        | 171       | 166             |  |  |  |  |
| Cr                             | 40        | 38         | 82        | 13              |  |  |  |  |
| Co<br>N <sup>1</sup>           | 26        | 22         | 16        | 22              |  |  |  |  |
| N1<br>Cu                       | 13        | 33         | 4/        | 25              |  |  |  |  |
| Cu<br>Zu                       | 100       | 30         | 05        | 33<br>72        |  |  |  |  |
| Zn                             | 98        | 82         | 101       | /3              |  |  |  |  |
| Ga<br>Ac                       | —         | —          | 13        | $\frac{10}{20}$ |  |  |  |  |
| AS<br>Dh                       |           | -          | 2.0       | ~2.0            |  |  |  |  |
| NU<br>Sr                       | 590       | 570        | 21<br>578 | 23<br>101       |  |  |  |  |
| V                              | 590       | 570        | 19        | 17              |  |  |  |  |
| ı<br>7r                        |           | _          | 94        | 80              |  |  |  |  |
| Nh                             | _         | 2.2        | 26        | <15             |  |  |  |  |
| Mo                             | _         |            | 3.0       | <1.5            |  |  |  |  |
| Th                             | _         | _          | 3.0       | 2.4             |  |  |  |  |
| U                              | _         | _          | <2.0      | <2.0            |  |  |  |  |
| Pb                             | _         | _          | 10        | 8.6             |  |  |  |  |
| Ba                             | 290       | 410        | 449       | 388             |  |  |  |  |
| Li                             | 8         | 7          | _         | _               |  |  |  |  |
| W                              | 0.36      | 0.36       | _         | _               |  |  |  |  |
| Be                             | 0.70      | 0.50       | _         | _               |  |  |  |  |
| В                              | 26        | 20         | _         | _               |  |  |  |  |
| F                              | 380       | 100        | _         | —               |  |  |  |  |
| Hf                             | —         | 3.4        | —         | _               |  |  |  |  |
| La                             | —         | 13.76      | —         | —               |  |  |  |  |
| Ce                             | —         | 20.93      | —         | —               |  |  |  |  |
| Sm                             | —         | 3.54       | —         | —               |  |  |  |  |
| Eu                             | —         | 1.31       | -         | —               |  |  |  |  |
| Tb                             | —         | 0.15       | -         | —               |  |  |  |  |
| Yb                             | —         | 2.76       | -         | —               |  |  |  |  |
| Lu                             | - 1       | 0.23       | —         | —               |  |  |  |  |

Примечание. Анализы 1 и 2 – из работы [Подводный вулканизм ..., 1992], анализы 3 и 4 выполнены в химической лаборатории Геологического института РАН методом рентгенофазового анализа (зав. лабораторией С.М. Ляпунов).

| № п/п                  | 1           | 2           | 3           | 4           |
|------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Обр. №                 | B11-110/6-1 | B11-110/6-2 | B11-110/8-1 | B11-110/8-2 |
| Jn, А/м                | 5.58        | 5.30        | 1.04        | 1.12        |
| æ,10 <sup>-3</sup> СИ  | 17.40       | 19.00       | 26.00       | 28.34       |
| Qn                     | 8.06        | 7.01        | 1.01        | 0.99        |
| Ρ'                     | 1.030       | 1.028       | 1.073       | 1.074       |
| В <sub>0.5</sub> , мТл | 46.4        |             | 26.0        |             |
| Jrs, А/м               | 155.0       | 226.2       | 125.0       | 86.7        |
| Js, A/M                | 2800        |             | 3200        |             |
| Jrs/Js                 | 0.055       |             | 0.039       |             |
| Bcr, мТл               | 9.49        |             | 21.77       |             |
| Вс, мТл                | 11.0        |             | 3.5         |             |
| Bcr/Bc                 | 3.5         |             | 6.22        |             |
| Структура              | PSD, SD     |             | MD          |             |
| C, %                   | 0.64        |             | 0.75        |             |

**Таблица 4.** Петромагнитные характеристики драгированных образцов горных пород, слагающих подводный вулкан 3.18

Примечание. Jn – естественная остаточная намагниченность; æ – магнитная восприимчивость; Qn – фактор Кёнигсбергера, P' – степень анизотропии магнитной восприимчивости; Всг – остаточная коэрцитивная сила; B<sub>0.5</sub> – медианное поле; Вс – коэрцитивная сила; Jrs – остаточная намагниченность насыщения; Js – намагниченность насыщения; PSD – псевдооднодоменные зерна; SD – однодоменные зерна; MD – многодоменные зерна; С – объемная концентрация ферромагнетика.

мального магнитного поля после 43 итераций оказалась равной 24 нТл [Блох и др., 2020а].

Томографический анализ аномального магнитного поля подводного вулкана 3.18 (рис. 12) по первой производной вертикальной составляющей аномального магнитного поля  $(\partial \Delta T \alpha)/\partial z$  показал две положительные субвертикальные зоны, прослеживающиеся на значительную глубину (>2 км), и две зоны с меньшей амплитудой, наклонно примыкающие к субвертикальным зонам до глубины 500 м.

Максимально намагниченной для основных и боковых зон является привершинная часть, а с глубиной намагниченность снижается. Выявлен-



**Рис. 10.** Уточнение направления вектора эффективной намагниченности **J**<sub>эф</sub> подводного вулкана 3.18 с помощью программы ИГЛА.



Рис. 11. Изображение, синтезированное системой СИНГУЛЯР для локализации особых точек функции, описывающей аномальное магнитное поле ∆Та подводного вулкана 3.18, наложенное на рельеф дна. Местоположение профилей приведено на рис. 6.



**Рис. 12.** Томографический анализ аномального магнитного поля подводного вулкана 3.18. Изолинии аномального магнитного поля  $\Delta$ Ta (a), 3D-диаграмма, отражающая пространственное распределение квазинамагниченности горных пород, слагающих постройку подводного вулкана 3.18 (б), и ее вертикальные срезы (в).

ные области, скорее всего, являются подводящими каналами.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучен наземно-подводный вулканический массив Райкоке северо-западого простирания в северной части Центральных Курил, состоящий из острова-вулкана Райкоке и четвертичного подводного вулкана 3.18.

Критический анализ собственных оригинальных данных и доступных литературных источников позволил получить реалистичную информацию о строении этого вулканического массива и характере его вулканической деятельности.

Остров-вулкан Райкоке сложен умеренно-калиевыми породам средней щелочности толеитовой серии от базальтов до андезитов, которые можно рассматривать как типичные островодужные лавы. Драгированные в привершинной части подводного вулкана 3.18 андезиты и андезибазальты принадлежат к лавам умеренно-калиевой серии нормального по щелочности ряда. Впервые приведены силикатный и редкоэлементный составы 6-ти образцов горных пород, отобранных на о. Райкоке, и двух образцов, драгированных на подводном вулкане 3.18.

Отсутствие осадочных отложений у подножия вулкана 3.18 свидетельствует об относительно молодом возрасте этого вулкана, привершинная часть которого сложена как свежими, так и измененными андезитами и андезибазальтами. У подножия подводного вулкана 3.18 выявлены экструзии высотой ~100 м с очень крутыми и неровными склонами.

Построена детальная батиметрическая карта подводного вулкана 3.18 и изучены петромагнитные характеристики слагающих его горных пород.

Выполненные исследования позволили предположить, что подводный вулкан 3.18 образовался во время геомагнитной инверсии. В его постройке выделены подводящие каналы субвертикального, северо-восточного и северо-западного направлений, а также периферические магматические очаги.

Анализ имеющейся информации об активности вулкана Райкоке в 2009 и 2019 гг., наличии газовых столбов в основании подводного склона острова, а также сообщения о попадании судов в зоны "кипящей" воды в 1982 и 2019 гг. позволяет сделать вывод, что для вулканического массива Райкоке характерны редкие кратковременные проявления парогазовой активности.

Сделано предположение о том, что возможное подводное извержение 1924 г. если и происходило, то на подводном вулкане 3.18, а не вблизи о. Топорковый, как считали ранее.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00410-А и № 19-05-00654-А).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун, Пискунов Б.Н., Федорченко В.И. Соотношение содержания окиси калия и некоторых других литофильных элементов в лавах вулканов Курильских островов с глубиной до сейсмофокальной зоны // Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 55-77.

Антонов А.Ю. Геохимия Au, Ag, Ge, Ga в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 2. C. 62–75.

Антонов А.Ю. Волынец О.Н., Авдейко Г.П. и др. Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон / Отв. ред. акад. Л.В. Таусон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 36–55.

Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.

Атлас Курильских островов / Гл. ред. Н.Н. Комедчи-ков. М., Владивосток: ИПЦ "ДИК", 2009. 516 с.

Березкин В.М. Метод полного градиента при геофизической разведке. М.: Недра, 1988. 187 с.

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные исследования подводного вулкана 3.18 (Центральные Курилы) // Материалы 47-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова "Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей", Воронеж, 27-30 января 2020 г. Воронеж: Издательско-полиграфический центр "Научная книга", 2020а. С. 37-41.

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулканического массива Ратманова (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020б. № 2. С. 55–71.

https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-2-46-55-71

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006а. № 5. C. 17-26.

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Вулканический массив Алаид (Курильская островная дуга) // Материалы Международного симпозиума "Проблемы эксплозивного вулканизма" к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный, 25-30 марта 2006 г., Петропавловск-Камчатский / Отв. ред. чл.-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006б. С. 135-143.

Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе СИНГУЛЯР // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123-127.

Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. № 26. C. 5-10.

Богоявленская Г.Е., Родионова Р.И., Соловьева Н.А., Эрлих Э.Н. Силикатные анализы вулканических пород Курило-Камчатской вулканической зоны. Курильские острова // Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции / Под ред. Э.Н. Эрлиха. М.: Наука, 1966. С. 21-72.

Бондаренко В.И., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Подводный вулкан, расположенный к северо-западу от острова Райкоке // Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии "Вулканизм и геодинамика". Екатеринбург: Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого, 2003. С. 847-850.

Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003а. № 3. С. 35-51.

Бондаренко В.И., Рашидов В.А. О возможной подводной вулканической активности в районе островов Черные Братья (Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003б. № 2. С. 80-88.

Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Строение вулканического массива Ушишир (Центральные Курилы) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 1. С. 16-34.

Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Анализ магнитного поля трех позднекайнозойских подводных вулканов в северной части Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 2004. № 2. C. 73–83.

Ганзей К.С. Ландшафты и физико-географическое районирование Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2010. 214 с.

Гирина О.А., Лупян Е.А., Уваров И.А., Крамарева Л.С. Извержение вулкана Райкоке 21 июня 2019 года // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 3. С. 303-307. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-3-303-307

Горшков Г.С. Хронология извержений вулканов Курильской гряды (1713–1952 гг.) // Труды Лаборатории вулканологии. 1954. Вып. 8. С. 58–99.

Горшков Г.С. Каталог действующих вулканов СССР // Бюлл. вулканол. станций. 1957. № 25. С. 96-178.

Горшков Г.С. Лействующие вулканы Курильской островной дуги // Молодой вулканизм СССР // Труды Лаборатории вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 5-70.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.

Горшков Г.С., Мархинин Е.К., Родионова Р.И. и др. Описание вулканов Курильских островов // Геология СССР / Отв. ред. А.В. Сидоренко, Г.М. Власов, М.Б. Белова. М.: Недра, 1964. Т. 31. С. 581–604.

Гребенников В.С., Зубачев Д.С., Коршунов В.А. и др. Наблюдения стратосферного аэрозоля на лидарных станшиях РОСГИДРОМЕТА после извержения вулкана Райкоке в июне 2019 года // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 4. С. 272-276.

https://doi.org/10.15372/AOO20200405

Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. Каталог. М.: Наука, 1979. 475 с.

Дегтерев А.В., Чибисова М.В. Извержение вулкана Райкоке в июне 2019 г. (о. Райкоке, центральные Курильские острова) // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3. № 3. С. 304–309.

https://doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.304-309

Красникова О.А. Новое о картах из академического фонда Г.Ф. Миллера // Материалы XXXV Крашенинниковских чтений, посвященных 100-летию со дня рождения Б.П. Полевого, 190-летию Камчатской краевой научной библиотеки им. С.П. Крашенинникова "Знание беспредельно ...". Петропавловск-Камчат-ский: ККБУ "ККНБ им. С.П. Крашенинникова", 2018. C. 112-121.

Левин Б.В., Мелекесцев И.В., Рыбин А.В. и др. Экспедиция "Вулкан Пик Сарычева-2010" (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6. С. 151–158.

Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. U, Th, Li, Rb и Cs в вулканических породах Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1970. № 11. С. 1329–1334.

Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. Редкие элементы в вулканических породах Курильских островов // Материалы III Всесоюзного вулканологического совещания "Вулканизм и глубины Земли", 28–31 мая 1969 г. М.: Наука, 1971. С. 178–181.

*Леонова Л.Л., Удальцова Н.И.* Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской провинции. Новосибирск: Наука, 1974. 103 с.

Ломтев В.Л. К строению и газоносности кайнозойского чехла северного фланга Срединно-Курильского прогиба (по данным НСП) // Глубинная нефть. 2014. Т. 2. № 6. С. 953–968. http://www.deepoil.ru/e-journal/6-2014/

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новые черты строения подводных конических гор и холмов у подножия Охотской окраины Курильской дуги (по данным НСП) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015а. № 1. С. 32–45.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новое в строении подводных конических гор и холмов у подножия Охотской окраины Курильской дуги (по данным НСП) // Вулканология и сейсмология. 20156. № 2. С. 44–45.

Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Дегтерев А.В. и др. Геохимическая эволюция вулканизма о. Матуа (Центральные Курилы) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 1. С. 13–24.

*Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 255 с.

Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые новые данные о вулканизме Курильских островов // Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965. С. 11–28.

Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли // Материалы III Всесоюзного вулканологического совещания "Вулканизм и глубины Земли", 28–31 мая 1969 г. М.: Наука, 1971. С. 11–16.

Мельников Д.В., Ушаков С.В., Гирина О.А., Маневич А.Г. Формирование новых озер в Активной воронке Мутновского вулкана и кратере вулкана Райкоке // Материалы XXIII Региональной научной конференции "Вулканизм и связанные с ним процессы", посвященной Дню вулканолога / Под ред. А.Ю. Озерова. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 42–44. Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604 с. *Петров Л.Л., Волынец О.Н., Пампура В.Д., Пополитов Э.И.* Распределение бериллия и фтора в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1982. № 2. С. 12–21.

Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.

Полонский А. Курилы // Записки Императорского Русского географического общества по отделению этнографии. СПб.: Типография Майкова, 1871. Т. 4. 208 с. Пузанков Ю.М., Волынец О.Н., Авдейко Г.П. и др. Геохимия микроэлементов в четвертичных вулканитах Курильской гряды. Радиоактивные элементы // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. Новосибирск: Наука, 1991. С. 81–97.

*Рашидов В.А.* Побочный вулкан Такетоми (о. Атласова, Курильская островная дуга) // Геофизические процессы и биосфера. 2013а. № 1. С. 5–13.

Рашидов В.А. Уникальный побочный вулкан Такетоми. Россия, Курильская островная дуга, о. Атласова // Сборник научно-популярных статей — победителей конкурса РФФИ 2012 г. Вып. 16 / Под ред. чл.-корр. РАН В.А. Шахнова. М.: Молнет, 20136. С. 264–273.

Рашидов В.А., Гирина О.А., Озеров А.Ю., Павлов Н.Н. Извержение вулкана Райкоке (Курильские острова) в июне 2019 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 2. Вып. 42. С. 5–8.

https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-2-42-5-8

*Рудич К.Н.* Вдоль огненной гряды. М.: Наука, 1978. 127 с.

Рыбин А.В., Чибисова М.В. Эксплозивное извержение вулкана Пик Сарычева в июне 2009 г. // Вестник Сахалинского областного краеведческого музея. 2011. № 1(17). С. 280–302.

Рыбин А.В., Чибисова М.В. Коротеев И.Г. Проблемы мониторинга вулканической активности на Курильских островах // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 64–71.

*Сноу Г.Дж.* Курильская гряда // Записки Общества изучения Амурского края. Владивосток: Типография Н.В. Ремизова, 1902. Т. 8. Вып. 1. 119 с.

Соловьев А. Курильские острова. М.: Изд-во Главсев-морпути, 1945. 195 с.

Страхов В.Н., Григорьева О.М., Лапина М.И. Определение особых точек двумерных потенциальных полей // Прикладная геофизика. 1977. Вып. 85. С. 96–113.

*Трошков Г.А., Грознова А.А.* Математические методы интерпретации магнитных аномалий. Л.: Недра, 1981. 151 с.

*Трухин А.М.* Остров Райкоке и его обитатели // Природа. 2008. № 6. С. 33.

Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 237 с.

Федорченко В.И., Шилов В.Н. Некоторые особенности четвертичных вулканов Курильских островов и их связь с глубинными процессами // Материалы III Всесоюзного вулканологического совещания "Вулканизм и глубины Земли", 28–31 мая 1969 г. М.: Наука, 1971. С. 16–24.

Фирстов П.П., Попов О.Е, Лобачева М.А. и др. Волновые возмущения в атмосфере, сопровождавшие извержение вулкана Райкоке (Курильские острова) 21–22 июня 2019 г. // Геосистемы переходных зон. 2020. Т. 4. № 1. С. 71–81.

https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.071-081

Чибисова М.В., Рыбин А.В., Дегтерев А.В. Спутниковый мониторинг вулканической активности на Курильских островах // Труды Седьмой научно-технической конференции "Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России", 29 сентября–5 октября 2019 г. Петропавловск-Камчатский, 2019. http://emsd.ru/conf2019lib/pdf/mon/chibisova.pdf Dreyer B.M., Morris J.D., Gill J.B. Incorporation of Subducted Slab-derived Sediment and Fluid in Arc Magmas: B–Be–10Be–eNd Systematics of the Kurile Convergent Margin, Russia // J. Petrology. 2010. V. 51. № 8. Р. 1761– 1782.

https://doi.org/10.1093/petrology/egq038

*Hyman D.M., Pavolonis M.J.* Probabilistic retrieval of volcanic SO<sub>2</sub> layer height and cumulative mass loading using the Cross-track Infrared Sounder (CrIS) // Atmospheric Chemistry and Physic. 2020.

https://doi.org/10.5194/amt-2020-41

*Hedelt P, Efremenko D.S., Loyola D.G.* Sulfur dioxide layer height retrieval from Sentinel-5 Precursor/TROPOMI using FP\_ILM // Atmospheric Chemistry and Physic. 2019. https://doi.org/10.5194/amt-12-5503-2019

*Ishikawa T., Tera F.* Source, composition and distribution of the fluid in the Kurile mantle wedge: Constraints from across-arc variations of Br–Nb and B isotopes // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 152. Iss. 1–4. P. 123–138.

*McGimsey R.G., Neal Chr. A., Girina O.A. et al.* 2009 Volcanic Activity in Alaska, Kamchatka, and the Kurile Islands – Summary of Events and Response of the Alaska Volcano Observatory. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, 2014. 125 p.

*McMinn D.* 9/56 Year Cycle: Panics, Earthquakes, Hurricanes and Volcanoes // New Concepts in Global Tectonics Newsletter. 2012. № 64. P. 7–18.

Muser L.O., Hoshyaripour G.A., Bruckert J. et al. Particle Aging and Aerosol–Radiation Interaction Affect Volcanic Plume Dispersion: Evidence from Raikoke Eruption 2019 // Atmospheric Chemistry and Physic. 2020. https://doi.org/10.5194/acp-2020-370

Newhall C.A., Self S. The volcanic explosiviry index (VEI): an estimate of the explosive magnitude for historical volcanism // J. Geophys. Res. 1982. V. 87.  $\mathbb{N}$  C2. P. 1231–1238. Sapper K. Vulkankunde. Stuttgart: I. Engelhorns Nachf, 1927. 424 p.

*Simkin T., Siebert L.* Volcanoes of the World // Geosciences Press, Inc. Tusson, Arizona, 1994. 349 p.

*Tanakadate H*. The volcanic activity in Japan during 1914–1924 // Bull. Volcanol. 1925. V. 1. Iss. 3. P. 3–19.

*Tanakadate H.* Morphological Development of the Volcanic Islet Taketomi in the Kuriles // Proc. of the Imperial Academy. 1934a. V. 10. № 8. P. 494–497.

*Tanakadate H.* Volcanic activity in Japan during the period between June 1931 and June 1934 // Jpn. J. Astron. Geophys. 1934b. V. 12. № 1. P. 90.

*Tomascak P.B., Widom E., Benton L.D. et al.* The control of lithium budgets in island arcs // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 196. Iss. 3–4. P. 227–238.

https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00144-1

*Ugolnikov O.S., Maslov I.A.* Clouds and aerosol in stratosphere and mesosphere: polarization analysis and trends in the beginning of 21st Century "Physics of Auroral Phenomena", 2019 // Proc. XLII Annual Seminar, Apatity, 2019. P. 159–163.

https://doi.org/10.25702/KSC.2588-0039.2019.42.159-163

## The Raikoke Volcanic Massif (Kuril Island Arc)

Yu. I. Blokh<sup>1, \*</sup>, V. I. Bondarenko<sup>2</sup>, A. S. Dolgal<sup>3</sup>, P. N. Novikova<sup>3</sup>, V. V. Petrova<sup>4</sup>, O. V. Pilipenko<sup>5</sup>, V. A. Rashidov<sup>1, 6, \*\*</sup>, and A. A. Trusov<sup>7</sup>

<sup>1</sup>Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia

<sup>2</sup>Nekrasov State University, 1 Maya str., 16, Kostroma, 156961 Russia

<sup>3</sup>Mining Institute, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Sibirskaya str., 78a, Perm, 614007 Russia

<sup>4</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

<sup>5</sup>Shmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,

Bol'shaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia

<sup>6</sup>Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, prosp. 100-letiya Vladivostoka, Vladivostok, 690022 Russia

<sup>7</sup>JSC "GNPP "Aerogeofizika", Pokhodny proezd, 19, Moscow, 125373 Russia

\*e-mail: yuri\_blokh@mail.ru

\*\*e-mail: rashidva@kscnet.ru

The land-underwater volcanic massif Raikoke was studied. It is located in the northern part of the Central Kuriles, consisting of the island-volcano Raikoke and the quaternary submarine volcano 3.18. The volcano eruption in June 2019 suffered great losses to the Raikoke flora and fauna, once again changing its shape, and a lake appeared in the volcano crater. The Raikoke volcano island is composed of moderate potassium rocks of medium alkalinity of the tholeiite series from basalts to andesites, which are typical island arc lavas. For the first time data on the composition of 6 samples taken on it are published. Underwater volcano 3.18 at a depth of near 800 m merges with the base of island-volcano Raikoke. The ridge-top part, located at depths of 260–230 m, has several peaks; extrusions were revealed in the northeastern and southeastern foot parts. Volcano 3.18 is composed of andesite basalts and andesites. Andesite basalts belong to the moderate-potassium series of normal alkalinity lavas. The performed studies allowed us to assume that underwater volcano 3.18 was formed during the geomagnetic reversal. Supply channels and peripheral magma chambers were distinguished in its structure.

Keywords: Raikoke volcanic massif, underwater volcano 3.18, Central Kuriles