СОДЕРЖАНИЕ

Том 66, номер 2, 2021

Положение пород, слагающих рифтогенные и коллизионные осадочные последовательности, на различных палеогеодинамических диаграммах
А. В. Маслов, В. Н. Подковыров 99

Применение дисперсионного и регрессионного анализов для изучения взаимоотношений ряда компонентов верхнеплиоценовых отложений Индийского океана
К. В. Сыромятников, М. А. Левитан 114

Геохимические особенности магм крупнейшего голоценового извержения вулкана Хангар (Срединный хребет Камчатки) по данным изучения расплавных включений
М. Л. Толстых, В. Б. Наумов, М. М. Певзнер, А. Д. Бабанский, Н. Н. Кононкова 127

Изотопный состав кислорода в оливине и расплавах из кумулатов Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье, Россия)
А. А. Арискин, И. С. Фомин, Е. О. Дубинина, А. С. Авдеенко, Г. С. Николаев 145

Использование модифицированного метода материального баланса в комплексе с пиролизом для оценки нефтегенерационных свойств баженовской свиты (Западная Сибирь)
М. Ю. Зубков 161

Кинетико-термодинамическое моделирование кислотного дренажа объединенной технологической пробы с месторождения Павловское (архипелаг Новая Земля, о. Южный). Предварительная оценка
Е. В. Черкасова, М. В. Мироненко, Е. С. Сидкина 183

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Возрастной репер гранулитового метаморфизма в Ангаро-Канском блоке (Южно-Енисейский кряж) по результатам датирования циркона из постколлизионных даек гранит-аплита
П. С. Козлов, И. И. Лиханов, К. А. Савко 191

ГЕОХИМИЯ, 2021, том 66, № 2, с. 99–113

ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ РИФТОГЕННЫЕ И КОЛЛИЗИОННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ, НА РАЗЛИЧНЫХ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ДИАГРАММАХ

© 2021 г. А. В. Маслов[a, b, *], В. Н. Подковыров[c, **]

[a] *Институт геологии и геохимии им. Акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, ул. Акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия*

[b] *Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия*

[c] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия*

**e-mail: amas2004@mail.ru*

***e-mail: vpodk@mail.ru*

Поступила в редакцию 20.02.2019 г.
После доработки 25.02.2020 г.
Принята к публикации 27.02.2020 г.

В статье представлены результаты сравнения особенностей распределения на диаграммах SiO_2–K_2O/Na_2O, F1–F2 и DF1–DF2 полей состава синрифтовых и синколлизионных песчаников и тонкозернистых обломочных/глинистых пород различных структур и различного возраста. К синрифтовым осадочным последовательностям отнесены те, что выполняют внутриплитные рифты, рифты на дивергентных, консервативных и конвергентных границах плит, а также тройные их сочленения. Под синколлизионными образованиями понимаются породы предгорных и межгорных прогибов, выполненных как собственно молассовыми образованиями, флишем и шлиром, так и вулканогенной и нескладчатой (удаленной) молассой. Установлено, что распределение полей синрифтовых и синколлизионных песчаников на диаграмме SiO_2–K_2O/Na_2O показывает отсутствие принципиальной разницы между ними. Это же можно сказать и исходя из локализации их полей на диаграммах F1–F2 и DF1–DF2. Распределение полей синрифтовых и синколлизионных тонкозернистых обломочных/глинистых пород на перечисленных дискриминантных палеогеодинамических диаграммах также в существенной мере сходно. Это дает возможность считать, что перечисленные диаграммы не позволяют с существенной долей уверенности разграничивать синрифтовые и синколлизионные терригенные ассоциации. Соответственно полученные с их помощью выводы нельзя рассматривать как один из основных или единственный аргумент в пользу каких-либо однозначных суждений о геодинамической природе осадочных образований.

Ключевые слова: песчаники, глинистые породы, рифтогенные и коллизионные осадочные последовательности, дискриминантные палеогеодинамические диаграммы

DOI: 10.31857/S0016752521020059

ВВЕДЕНИЕ

Ранее нами уже было проанализировано положение полей синколлизионных (Маслов и др., 2013, 2015б), а также синрифтовых (Маслов и др., 2019) песчаников и глинистых пород на различных дискриминантных диаграммах, широко применяемых в настоящее время для установления палеогеодинамических обстановок формирования осадочных последовательностей разного возраста. К числу таких диаграмм относятся разработанные в начале 1980-х гг. и несколько позднее диаграммы K_2O/Na_2O–SiO_2/Al_2O_3 (Maynard et al., 1982), ($Fe_2O_3^*$[1] + MgO)–K_2O/Na_2O, ($Fe_2O_3^*$ + + MgO)–Al_2O_3/SiO_2 и им подобные (Bhatia, 1983), SiO_2–K_2O/Na_2O (Roser, Korsch, 1986), F1–F2 (Bhatia, Crook, 1986), (K_2O + Na_2O)–$SiO_2/20$–(TiO_2 + Fe_2O_3 + MgO) (Kroonenberg, 1994) и ряд других. Все они, как полагают многие, если не большинство авторов, дают возможность с той или иной “долей/процентами соответствия” отнести терригенные породы к образованиям нескольких палеогеодинамических обстановок: пассивных и активных континентальных окраин

[1] $Fe_2O_3^*$ – суммарное железо в виде Fe_2O_3.

(ПКО и АКО), океанических и континентальных вулканических дуг (ООД и КВД). Мы уже отмечали (Маслов и др., 2016 и др.), что в последующие годы не было предложено ни одной другой дискриминантной диаграммы для осадочных образований, а количество критических отзывов о диаграммах 1980–начала 1990-х гг. постепенно росло (Armstrong-Altrin, Verma, 2005; Ryan, Williams, 2007; Caracciolo et al., 2012 и др.).

В 2013 г. увидели свет новые дискриминантные диаграммы DF1–DF2 (Verma, Armstrong-Altrin, 2013) для терригенных пород с высоким (63–95 мас. %) и низким (35–63 мас. %) содержанием $(SiO_2)_{adj}$[2], их можно назвать соответственно "высоко-" и "низкокремнистая" диаграммы, на которых впервые выделена область составов, свойственных рифтогенным обстановкам. По данным предложивших эти диаграммы авторов, в случае "высококремнистой" диаграммы "проценты соответствия" для образцов из островодужных, рифтогенных и коллизионных обстановок варьируют в пределах 94–96, 79–85 и 83–88%. Для "низкокремнистой" диаграммы для тех же обстановок "проценты соответствия" равны ~90, 75–92 и 96–100%. В то же время вне внимания авторов остался состав комплексов пород-источников алюмосиликокластики, хотя очевидно, что осадочное выполнение рифтов, питающихся продуктами размыва разнообразных магматических пород, должно отличаться по валовому химическому составу от состава синрифтовых образований, сформированных за счет многократно рециклированных осадочных толщ.

Сопоставление дискриминантных палеогеодинамических диаграмм первого (середина 1980–начало 1990-х гг.) и второго (начало 2010-х гг.) поколений (Маслов и др., 2016) с использованием данных о валовом химическом составе терригенных пород разного возраста показало, что все диаграммы позволяют с определенной (и не всегда большой) долей условности разграничить породные ассоциации платформенных, рифтогенных, островодужных обстановок и пассивных континентальных окраин. Фигуративные точки составов пород коллизионных осадочных ассоциаций самостоятельные поля на них не образуют.

В настоящей работе приведены результаты сравнения особенностей распределения на диаграммах SiO_2–K_2O/Na_2O (Roser, Korsch, 1986), F1–F2[3] (Bhatia, Crook, 1986) и DF1–DF2[4] (Verma, Armstrong-Altrin, 2013), полей состава синрифтовых и синколлизионных песчаников и тонкозернистых обломочных/глинистых пород различных структур и различного возраста. Синрифтовые осадочные последовательности выполняют внутриплитные рифты, рифты на дивергентных, консервативных и конвергентных границах плит, а также тройные их сочленения (Sengör, 1995; Sengör, Natal'in, 2001 и др.). При этом рифты на дивергентных границах плит включают структуры, заложившиеся как в результате сводообразования, так и не связанные с ним. Рифты на консервативных границах плит объединяют структуры, сформированные в транстенсивных обстановках, пул-апарт бассейны и клинораздвиги. Рифты на конвергентных границах ассоциируют с зонами субдукции или с зонами континентальной коллизии. Первые включают рифты, связанные с вулканическими дугами. Вторые объединяют импактогены, структуры, образованные в интраконтинентальных поясах столкновения, и зоны деформаций, напоминающие поверхность паковых льдов. Под синколлизионными/синорогенными терригенными образованиями мы понимаем породы предгорных и межгорных прогибов, выполненных как собственно молассовыми образованиями, флишем и шлиром, так и вулканогенной и нескладчатой (удаленной) молассой (Маслов и др., 2013).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для достижения поставленной цели нами использованы сведения о валовом химическом со-

[2] $(SiO_2)_{adj}$ представляет содержание SiO_2, полученное после пересчета основных породообразующих оксидов на безводную основу.

[3] $F1 = 30.638TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_3^*/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382$; $F2 = 56.500TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_3^*/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$.

[4] Для терригенных пород с высоким (63–95 мас. %) содержанием $(SiO_2)_{adj}$ параметры DF1 и DF2 рассчитываются по формулам: $DF1 = -0.263\ln(TiO_2/SiO_2)_{adj} + 0.604\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj} - 1.725\ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)_{adj} + 0.660\ln(MnO/SiO_2)_{adj} + 2.191\ln(MgO/SiO_2)_{adj} + 0.144\ln(CaO/SiO_2)_{adj} - 1.304\ln(Na_2O/SiO_2)_{adj} + 0.054\ln(K_2O/SiO_2)_{adj} - 0.330\ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj} + 1.588$, $DF2 = -1.196\ln(TiO_2/SiO_2)_{adj} + 1.064\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj} + 0.303\ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)_{adj} + 0.436\ln(MnO/SiO_2)_{adj} + 0.838\ln(MgO/SiO_2)_{adj} - 0.407\ln(CaO/SiO_2)_{adj} + 1.021\ln(Na_2O/SiO_2)_{adj} - 1.706\ln(K_2O/SiO_2)_{adj} - 0.126\ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj} - 1.068$. Для терригенных пород с низким (35–63 мас. %) содержанием $(SiO_2)_{adj}$ значения DF1 и DF2 рассчитываются по формулам: $DF1 = 0.608\ln(TiO_2/SiO_2)_{adj} - 1.854\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj} + 0.299 \times \ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)_{adj} - 0.550\ln(MnO/SiO_2)_{adj} + 0.120 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj} + 0.194\ln(CaO/SiO_2)_{adj} - 1.510 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj} + 1.941\ln(K_2O/SiO_2)_{adj} + 0.003 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj} - 0.294$, а $DF2 = -0.554\ln(TiO_2/SiO_2)_{adj} - 0.995\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj} + 1.765\ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)_{adj} - 1.391 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj} - 1.034\ln(MgO/SiO_2)_{adj} + 0.225 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj} + 0.713\ln(Na_2O/SiO_2)_{adj} + 0.330 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj} + 0.637\ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj} - 3.631$.

ставе (основные породообразующие элементы) песчаников и тонкозернистых обломочных/глинистых пород, выполняющих 36 рифтогенных структур и слагающих 30 осадочных последовательностей, сформированных на коллизионном этапе.

К числу рассматривающихся в данной статье осадочных образований, выполняющих *рифтогенные структуры*[5], принадлежат (рис. 1а): 1) песчаники и глинистые породы[6] машакской свиты среднего рифея (юрматиния) западного склона Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий), Россия (Парначев и др., 1986 и др.); 2) метатерригенные породы аршинской серии верхнего протерозоя западного склона Южного Урала, Россия (Маслов и др., 2018); 3) песчаники и глинистые породы уйской серии верхнего рифея Учуро-Майского региона, юго-восточная Сибирь, Россия (Подковыров, 2001; Подковыров и др., 2002; Khudoley et al., 2001; Cullers, Podkovyrov, 2002); 4) песчаники и глинистые породы неопротерозойской чингасанской серии Енисейского кряжа, Россия (Ножкин и др., 2007, 2008; Лиханов, Ревердатто, 2015); 5) песчаники и глинистые породы мезопротерозойской надсерии Белт-Перселл (Belt-Pursell Supergroup), США (González-Álvarez, 2005); 6) песчаники и глинистые породы неопротерозойской серии Юинта Маунтин (Uinta Mountain Group), США (Condie et al., 2001); 7) песчаники и глинистые породы нижней части надсерии Виндхья/серии Семри (Vindhyan Supergroup/Semri Group), мезопротерозой/нижний рифей, Индия (Raza et al., 2002, 2010; Paikaray et al., 2008); 8) песчаники и глинистые породы палеопротерозойской формации Серпент (Serpent Formation) надсерии Гурон, Канада (Fedo et al., 1997); 9) песчаники и глинистые породы неогенового бассейна Йиянг (Jiyang Basin), Северный Китай (Cai et al., 2008, 2011); 10) песчаники меловой формации Омдурман (Omdurman Formation), Хартумский бассейн, Центральный Судан (Elzien et al., 2014); 11) силикокластические позднеплейстоценовые и голоценовые образования рифтового бассейна Окаванго (Okavango rift basin), Восточно-Африканская рифтовая зона, Ботсвана (Huntsman-Mapila et al., 2005); 12) песчаники пермской формации Малузина (Malužiná Formation), Словакия (Vdačný et al., 2013); 13) песчаники нижнемиоценовой формации Нухул (Nukhul Formation), рифт Суэцкого залива, Египет (Zaid, 2013); 14) песчаники мезо-неопротерозойской серии Банкси (Banxi Group), блок Янцзы, Китай (Deru et al., 2007); 15) песчаники и глинистые породы неопротерозойской формации Гамбл Брук (Gamble Brook Formation), Авалонский террейн, Канада (Murphy, 2002); 16) глинистые породы перми и триаса бассейна Сатпура (Satpura Basin), Индия (Ghosh, Sarkar, 2010); 17) псаммиты верхнемеловой формации Силлаккуди (Sillakkudi Formation), бассейн Кавери (Cauvery Basin), Индия (Bakkiaraj et al., 2010); 18) песчаники и глинистые породы мелового бассейна Доуала (Douala Basin) Юго-Восточного Камеруна (Ngueutchoua et al., 2017); 19) песчаники и глинистые породы неопротерозойской серии Верхний Оранжемунд (Upper Oranjemund Group), Намибия, Южная Африка (Basei et al., 2005); 20) песчаники и глинистые породы формации Нанмингшу (Nanmingshui Formation), нижний карбон Джунгара (Junggar), Китай (Tao et al., 2014); 21) песчаники формаций Мотур (Motur),Пачмархи (Pachmarhi), Денва (Denwa), Талчир (Talchir), Баракар (Barakar) и Биджори (Bijori), пермь–триас, бассейн Сатпура (Satpura Basin), Центральная Индия (Ghosh et al., 2012); 22) глинистые породы ордовикской (тремадок) формации Тину (Tinu Formation), Южная Мексика (Murphy et al., 2005); 23) песчаники и глинистые породы айской свиты нижнего рифея (бурзяния) Южного Урала, Россия (Маслов и др., 2013, 2019 и др.); 24) песчаники и глинистые породы прикамской свиты нижнего рифея (бурзяния), Волго-Уральская область, Россия (Маслов, Ишерская, 1998); 25) глинистые породы серий Асу Ривер и Кросс Ривер (Asu River и Cross River groups), Нижний трог Бенуэ, Нигерия (Adeigbe, Jimoh, 2013); 26) глинистые породы формаций Бир Магхара и Сафа (Bir Maghara и Safa formations), байос-бат, Северный Синай, Египет (Ghandour et al., 2003); 27) глинистые породы бассейна Конго (Congo Basin), нижний мел, Западная Африка (Harris, 2000); 28) глинистые породы основания разреза Японского моря, нижний миоцен, Япония (Ishiga et al., 1999); 29) глинистые породы бассейна Олите (Oliete Basin), альб, Испания (Lopez et al., 2005); 30) глинистые породы бассейна Кришна-Годавари (Krishna-Godovari Basin), плиоцен(?)-плейстоцен, Бенгальский залив, Индия (Mazumdar et al., 2015); 31) глинистые породы верхнего триаса-нижней юры, горы Пелоритани (Peloritani Mountains), Сицилия, Италия (Perri et al., 2011); 32) глинистые породы Фракийского бассейна (Thrace Basin), эоцен-олигоцен, Греция (Perri et al., 2015); 33) глинистые породы среднего триаса-верхней юры Внутренних Доменов (Internal Domaine) запада Центральной части Средиземноморья (Perri, Ohta, 2014); 34) глинистые породы формации Тадкешвар (Tadkeshwar Formation), нижний эоцен, бассейн Камбей (Cambay Basin), Индия (Pundaree et al., 2015); 35) глинистые породы Рифского сектора

[5] Мы не ставили перед собой задачу верификации авторских представлений о природе той или иной осадочной последовательности из приведенного списка, считая, что такой вопрос рассмотрен в цитируемых в данном абзаце работах. В то же время мы отдаем себе отчет в том, что могут быть и иные точки зрения.

[6] Анализы валового химического состава песчаников и глинистых пород различных рифтогенных структур приведены в (Маслов и др., 2019 и др.).

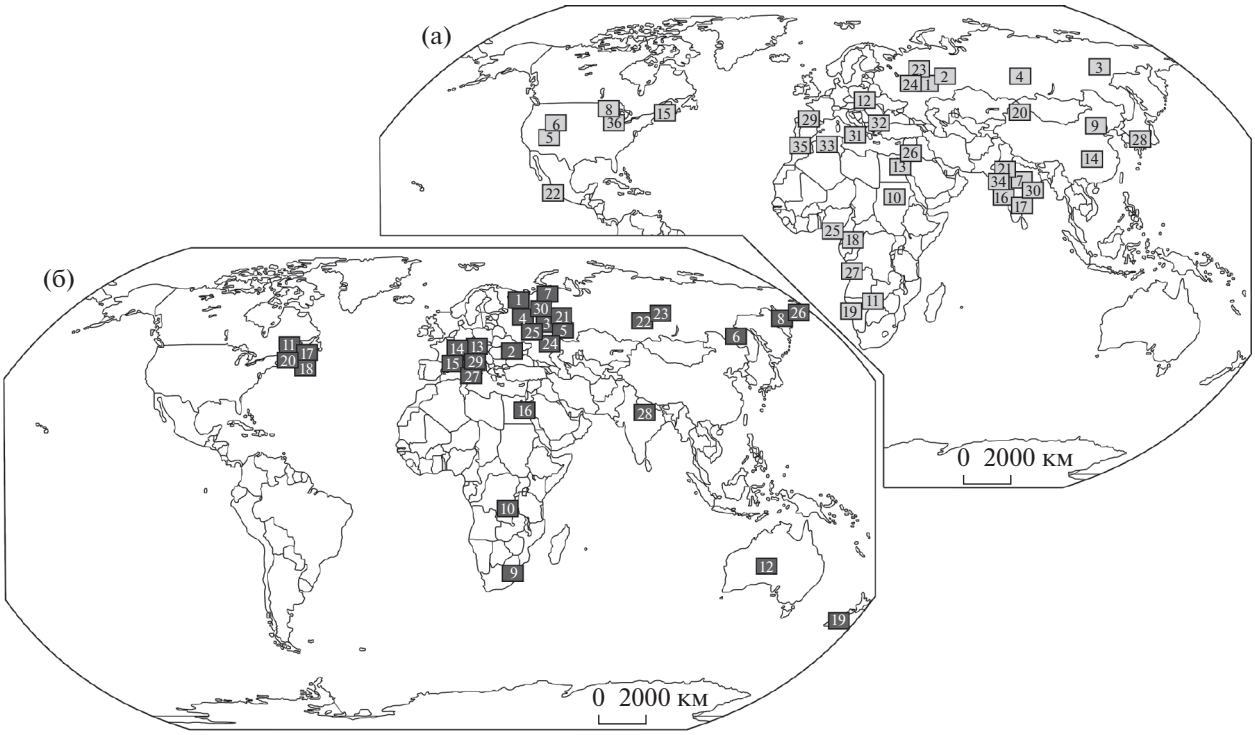

Рис. 1. Положение рассматриваемых в работе рифтогенных (а) и коллизионных (б) объектов, географическая основа по (Verma, Armstrong-Altrin, 2013) с некоторыми изменениями. (а): 1 – песчаники и глинистые породы машакской свиты; 2 – метатерригенные породы аршинской серии; 3 – песчаники и глинистые породы уйской серии; 4 – песчаники и глинистые породы чингасанской серии; 5 – песчаники и глинистые породы надсерии Белт-Перселл; 6 – песчаники и глинистые породы серии Юинта Маунтин; 7 – песчаники и глинистые породы нижней части надсерии Виндхья/серия Семри; 8 – песчаники и глинистые породы формации Серпент; 9 – песчаники и глинистые породы бассейна Йиянг; 10 – песчаники формации Омдурман; 11 – силикокластические образования бассейна Окаванго; 12 – песчаники формации Малузина; 13 – песчаники формации Нухул; 14 – песчаники серии Банкси; 15 – песчаники и глинистые породы формации Гамбл Брук; 16 – глинистые породы бассейна Сатпура; 17 – псаммиты формации Силлаккуди; 18 – песчаники и глинистые породы бассейна Доуала; 19 – песчаники и глинистые породы серии Верхний Оранжемунд; 20 – песчаники и глинистые породы формации Нанмингшу; 21 – песчаники формаций Мотур, Пачмархи, Денва, Талчир, Баракар и Биджори, пермь-триас, бассейн Сатпура; 22 – глинистые породы формации Тину; 23 – песчаники и глинистые породы айской свиты; 24 – песчаники и глинистые породы прикамской свиты; 25 – глинистые породы серий Асу Ривер и Кросс Ривер; 26 – глинистые породы формаций Бир Магхара и Сафа; 27 – глинистые породы бассейна Конго; 28 – глинистые породы основания разреза Японского моря; 29 – глинистые породы бассейна Олите; 30 – глинистые породы бассейна Кришна-Годавари; 31 – глинистые породы верхнего триаса-нижней юры гор Пелоритани; 32 – глинистые породы Фракийского бассейна; 33 – глинистые породы среднего триаса-верхней юры Внутренних Доменов запада Центральной части Средиземноморья; 34 – глинистые породы формации Тадкешвар; 35 – глинистые породы Рифского сектора Магрибской цепи, Марокко; 36 – песчаники серий Оронто и Бейфилд. (б): 1 – песчаники верхнего венда Беломорско-Кулойского плато; 2 – песчаники и глинистые породы верхнего венда Днестровского прикратона/Львовско-Кишиневская впадина; 3 – песчаники верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины; 4 – песчаники верхнего венда центральной части Московской синеклизы (скв. Гаврилов Ям); 5 – глинистые породы верхнего венда Южного Урала; 6 – песчаники и глинистые породы средней и верхней юры Верхнеамурского межгорного прогиба; 7 – песчаники кечьпельской свиты; 8 – песчаники и глинистые породы корфской свиты; 9 – песчаники серии Фиг Три; 10 – песчаники серии Кунделунги; 11 – песчаники серии Хортон; 12 – песчаники серий Лейк Мауриц и Ангулиа; 13 – песчаники серии Ауерниг; 14 – песчаники Швейцарского молассового бассейна; 15 – песчаники Шварцвальда; 16 – песчаники бассейнов Хаммамат, Карим, Эль Майя и др.; 17 – песчаники серии Джорджвилл; 18 – песчаники формации Бичайл Кав; 19 – песчаники бассейнов Мануэрикиа, Ида, Маниотото и др.; 20 – песчаники и глинистые породы серии Эрайсэйдж; 21 – глинистые породы верхнего венда Среднего Урала; 22 – глинистые породы тунгусикской серии; 23 – глинистые породы верхневороговской и чингасанской серий; 24 – глинистые породы верхнего карбона–нижнего триаса, южноуральский сегмент Предуральского прогиба; 25 – глинистые породы карбона и перми, среднеуральский сегмент Предуральского прогиба; 26 – глинистые породы алугинской свиты; 27 – глинистые породы мела и нижнего неогена Сицилийского домена; 28 – глинистые породы Индо-Гангского прогиба; 29 – глинистые породы бассейнов Лагонегро и Нумидийский; 30 – глинистые породы верхнего венда, Вычегодский прогиб Мезенской впадины.

(Rifian sector) Магрибской цепи, средний-верхний триас, Марокко (Zaghloul et al., 2010); 36) песчаники серий Оронто (Oronto Group) и Бейфилд (Bayfield Group), верхи мезопротерозоя, рифтовая область Мидконтинента, США (Cullers, Berendsen, 1998).

Породы, слагающие *осадочные последовательности коллизионного этапа*, представлены (рис. 1б)[7]: 1) песчаниками верхнего венда Беломорско-Кулойского плато, Мезенская впадина, Россия (Гражданкин и др., 2005; Маслов и др., 2008); 2) песчаниками и глинистыми породами верхнего венда Днестровского перикратона/Львовско-Кишиневская впадина, Украина (Сокур, 2012; Маслов и др., 2015б); 3) песчаниками верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины, Волго-Уральская область, Россия (Маслов, 2012); 4) песчаниками верхнего венда центральной части Московской синеклизы (скв. Гаврилов Ям), Россия (материалы из банка данных "PrecSed", ИГГД РАН, А.В. Сочава и В.Н. Подковыров); 5) глинистыми породами верхнего венда Южного Урала, Россия (Маслов, 2014); 6) песчаниками и глинистыми породами средней и верхней юры Верхнеамурского межгорного прогиба, Россия (Смирнова и др., 2014; Маслов и др., 2015б); 7) песчаниками кечьпельской свиты нижней перми Лемвинской зоны, север Предуральского краевого прогиба, Россия (Юдович, 1981; Юдович и др., 1998); 8) песчаниками корфской свиты раннего-среднего плиоцена, Олюторский прогиб, Корякское нагорье, Россия (Геосинклинальный..., 1987; Малиновский, 1993); 9) песчаниками серии Фиг Три (Fig Tree Group), архей зеленокаменного пояса Барбертон, Южная Африка (Toulkeridis et al., 1999); 10) песчаниками неопротерозойской серии Кунделунги (Kundelungu Group), Катангский бассейн (Katangan Basin), Демократическая Республика Конго и Замбия (Batumike et al., 2006); 11) песчаниками серии Хортон (Horton Group), поздний девон-ранний карбон, бассейн Магдален (Magdalen), Новая Шотландия, Канада (Murphy et al., 1995; Murphy, 2000); 12) песчаниками серий Лейк Мауриц (Lake Maurice Group) и Ангулиа (Ungoolya Group), неопротерозой бассейна Оффисер (Officer Basin), Австралия (Wade et al., 2005); 13) песчаниками серии Ауерниг (Auernig Group), поздний карбон, Карнийские Альпы (Carnic Alps), Австрия (Mader, Neubauer, 2004); 14) песчаниками Швейцарского молассового бассейна (Swiss Molasse Basin), палеоцен-эоцен, северная периферия Альпийского складчатого пояса, Швейцария (Von Eynatten, 2003); 15) песчаниками верхнего девона Шварцвальда (Black Forest), Германия и Франция (Hegner et al., 2005); 16) песчаниками верхов неопротерозоя, бассейны Хаммамат (Hammamat), Карим (Karim), Эль Майя (El Mayah) и другие, Северная Африка (Holail, Moghazi, 1998); 17) песчаниками позднепротерозойской серии Джорджвилл (Georgeville Group), Новая Шотландия, Канада (Murphy, MacDonald, 1993); 18) песчаниками формации Бичайл Кав (Beechill Cove), нижний-средний палеозой, поднятие Антигониш (Antigonish Rise), Новая Шотландия, Канада (Murphy et al., 1996); 19) песчаниками мела-плиоцена бассейнов Мануэрикиа (Manuherikia), Ида (Ida), Маниотото (Maniototo) и другие, район Сентрал Отаго (Central Otago area), Южный остров Новой Зеландии (Corcoran, 2005); 20) песчаниками и глинистыми породами серии Эрайсэйдж (Arisaig Group), силур-нижний девон, Новая Шотландия, Канада (Murphy et al., 2004); 21) глинистыми породами верхнего венда Среднего Урала, Россия (Гражданкин и др., 2010); 22) глинистыми породами тунгусикской серии низов верхнего рифея, Енисейский кряж, Россия (данные А.Д. Ножкина, опубликованные в (Геохимия..., 2008; Маслов и др., 2015б); 23) глинистыми породами верхневороговской и чингасанской серий верхов верхнего рифея, Енисейский кряж, Россия (данные А.Д. Ножкина, опубликованные в (Геохимия..., 2008); 24) глинистыми породами верхнего карбона-нижнего триаса, южноуральский сегмент Предуральского прогиба, Россия (Маслов и др., 2015а); 25) глинистыми породами карбона и перми, среднеуральский сегмент Предуральского прогиба, Россия (Маслов и др., 2015б); 26) глинистыми породами алугинской свиты, олигоцен, Олюторский прогиб, Камчатка, Россия (Малиновский, 1993); 27) глинистыми породами мела и нижнего неогена Сицилийского домена (Sicilian domain) Альпийского складчатого пояса, Италия (Barbera et al., 2009); 28) глинистыми породами среднего миоцена-плейстоцена Индо-Гангского прогиба (Indus-Ganges Trough), Индия (Das et al., 2006); 29) глинистыми породами бассейнов Лагонегро (Lagonegro Basin) и Нумидийский (Numidian Basin), Южные Апеннины, Италия (Mongelli, 2002); 30) глинистыми породами верхнего венда, Вычегодский прогиб Мезенской впадины, Россия (Подковыров и др., 2011).

Основным инструментом исследований, как и ранее (Маслов и др., 2013, 2015б, 2019 и др.), являлся анализ положения полей фигуративных точек составов глинистых пород (аргиллитов/глинистых сланцев/метапелитов) и песчаников на разных диаграммах. Всего учтено почти 2180 полных химических анализов (синрифтовые глинистые породы – 672 анализа, то же, песчаники – 442; синколлизионные глины – 645, то же, песчаники – 420 анализов),

[7] Анализы валового химического состава песчаников различных синколлизионных последовательностей приведены в (Маслов и др., 2013). Общие особенности состава синколлизионных глинистых пород рассмотрены в (Маслов и др., 2015б).

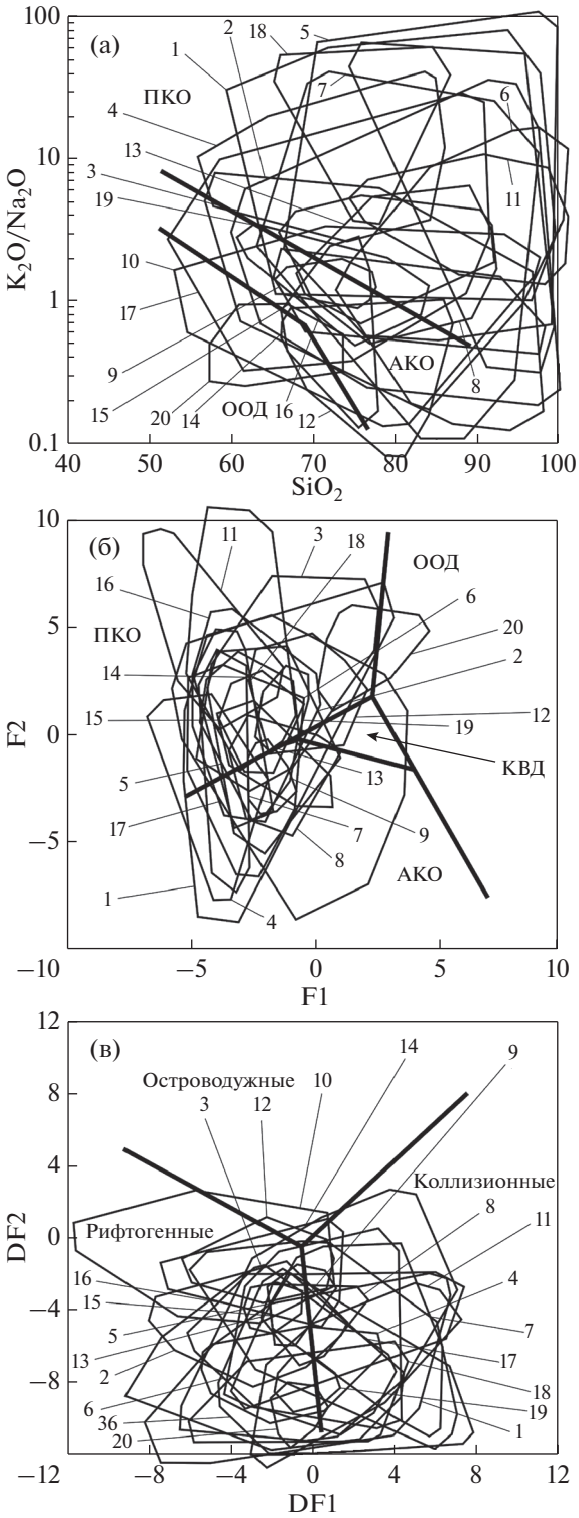

Рис. 2. Положение полей синрифтовых песчаниковых ассоциаций на диаграммах K_2O/Na_2O (а), F1–F2 (б) и DF1–DF2 (в). Номера полей соответствуют номерам на рис. 1а. Области составов, отвечающих, по представлениям (Bhatia, Crook, 1986; Roser, Korsch, 1986), различным геодинамическим обстановкам: ПКО – пассивные континентальные окраины; АКО – активные континентальные окраины; КВД – (при)континентальные вулканические дуги; ООД – океанические островные дуги.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ ПОЛЕЙ СОСТАВОВ СИНРИФТОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НА ДИСКРИМИНАНТНЫХ ДИАГРАММАХ

Песчаники

На диаграмме SiO_2–K_2O/Na_2O большинство полей синрифтовых песчаников, образованных совокупностями индивидуальных точек состава, локализовано в области составов, характерных, по представлениям (Roser, Korsch, 1986), для пород пассивных континентальных окраин (рис. 2а). Для существенной их части характерно расположение и в области ПКО и в области окраин активных. Некоторые же поля синрифтовых песчаников (например, песчаники формаций Малузина, Гамбл Брук и Нанмингшу) тяготеют к областям составов, свойственным активным континентальным окраинам и океаническим островным дугам.

На диаграмме F1–F2 преобладающая часть полей синрифтовых песчаников сосредоточена в области составов, характерных для пассивных континентальных окраин. Несколько меньшее число их занимает положение и в этой области и в области составов, присущих АКО (например, песчаники машакской свиты, чингасанской серии, формаций Серпент и Силлаккуди, бассейна Йиянг и др.) (рис. 2б). Поле составов песчаников формации Нанмингшу и на данном графике частично отвечает области ПКО, а частично – области ООД.

На высококремнистой диаграмме DF1–DF2 подавляющая часть полей синрифтовых песчаников, образованных индивидуальными точками состава, расположена одновременно и в области составов, свойственных, по мнению авторов данной диаграммы, коллизионным обстановкам, и обстановкам рифтогенным (рис. 2в). В последней области более или менее полностью расположены фигуративные точки составов песчаников только трех ассоциаций (песчаники неогенового бассейна Йиянг, песчаники формаций Омдурман и Малузина) из рассматриваемых нами двадцати одной.

Средние точки состава большинства рассмотренных нами синрифтовых песчаниковых ассоциаций на диаграмме DF1–DF2 сосредоточены в основном вблизи границы, разделяющей области пород, слагающих рифтогенные и коллизионные последовательности (рис. 3а). Исключением являются только средние точки песчаников аршинской серии верхнего протерозоя Южного Урала, неогенового бассейна Йиянг Северного Китая, меловой формации Омдурман Хартумского бассейна, пермской формации Малузина, Словакия, а также верхнемеловой формации Силлаккуди индийского бассейна Кавери, локализованные в области рифтогенных образований.

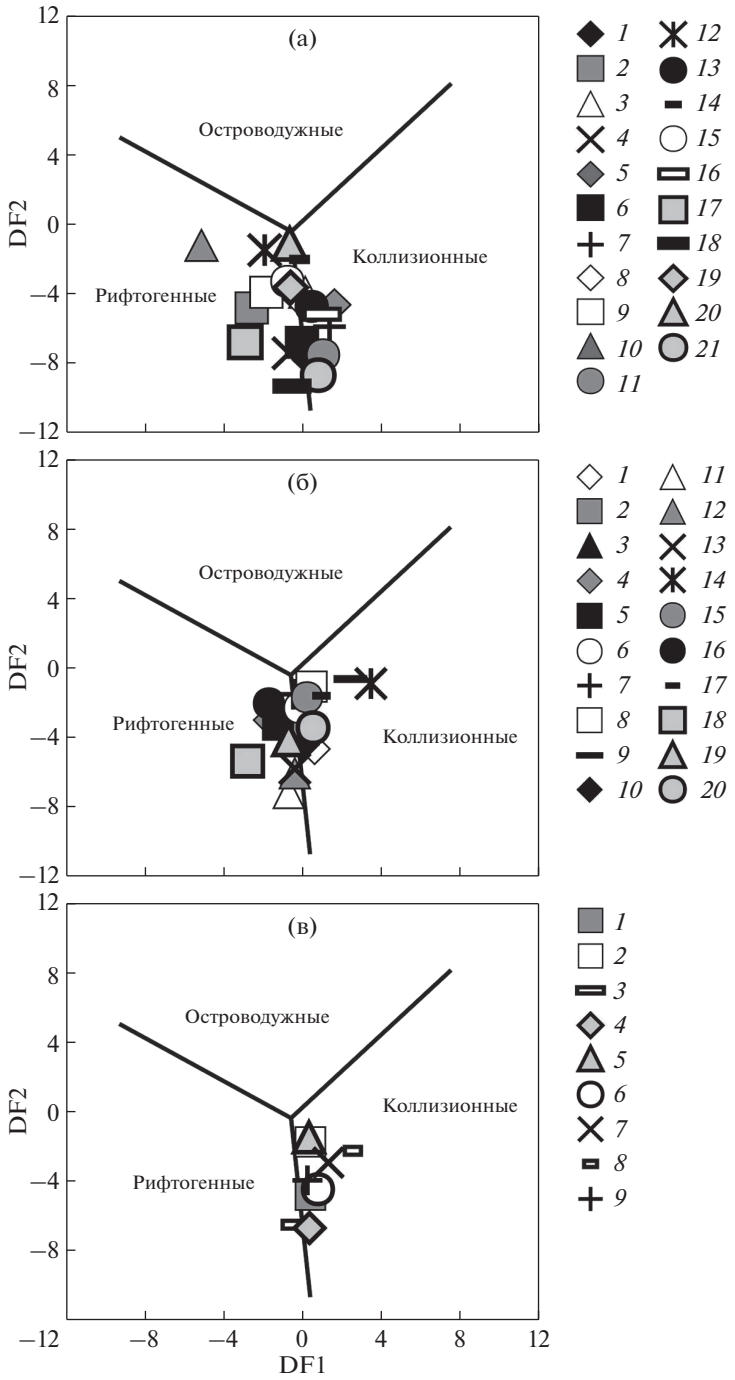

Рис. 3. Положение средних точек синрифтовых песчаников (а), синколлизионных глинистых (б) и песчаных (в) пород на диаграмме DF1–DF2. (а) – синрифтовые песчаники (возрастную привязку всех перечисленных ниже объектов см. рис. 2): *1* – машакской свиты; *2* – аршинской серии; *3* – уйской серии; *4* – чингасанской серии; *5* – надсерии Белт-Перселл; *6* – серии Юинта Маунтин; *7* – серии Семри; *8* – формации Серпент; *9* – бассейна Йиянг; *10* – формации Омдурман; *11* – бассейна Окаванго; *12* – формации Малузина; *13* – формации Нухул; *14* – серии Банкси; *15* – формации Гамбл Брук; *16* – бассейна Сатпура; *17* – формации Силлаккуди; *18* – бассейна Доуала; *19* – серии Верхний Оранжемунд; *20* – формации Нанмингшу; *21* – серий Оронто и Бейфилд; (б) – синколлизионные песчаники: *1* – Беломорско-Кулойского плато; *2* – Днестровского перикратона/Львовско-Кишиневской впадины; *3* – Шкаповско-Шиханской впадины; *4* – центральной части Московской синеклизы; *5* – Южного Урала; *6* – Верхнеамурского прогиба; *7* – кечьпельской свиты; *8* – корфской свиты; *9* – серии Фиг Три; *10* – серии Кунделунги; *11* – серии Хортон; *12* – серий Лейк Мауриц и Ангулиа; *13* – серии Ауерниг; *14* – Швейцарского молассового бассейна; *15* – Шварцвальда; *16* – бассейнов Хаммамат, Карим, Эль Майя и др.; *17* – серии Джорджвилл; *18* – формации Бичайл Кав; *19* – бассейнов Мануэрикиа, Ида, Маниотото и др.; *20* – серии Эрайсэйдж; (в) – синколлизионные глинистые породы: *1* – Днестровского перикратона/Львовско-Кишиневской впадины; *2* – корфской свиты; *3* – тунгусикской серии; *4* – верхневороговской и чингасанской серий; *5* – алугинской свиты; *6* – Сицилийского домена; *7* – Индо-Гангского прогиба; *8* – бассейнов Лагонегро и Нумидийский; *9* – Вычегодского прогиба.

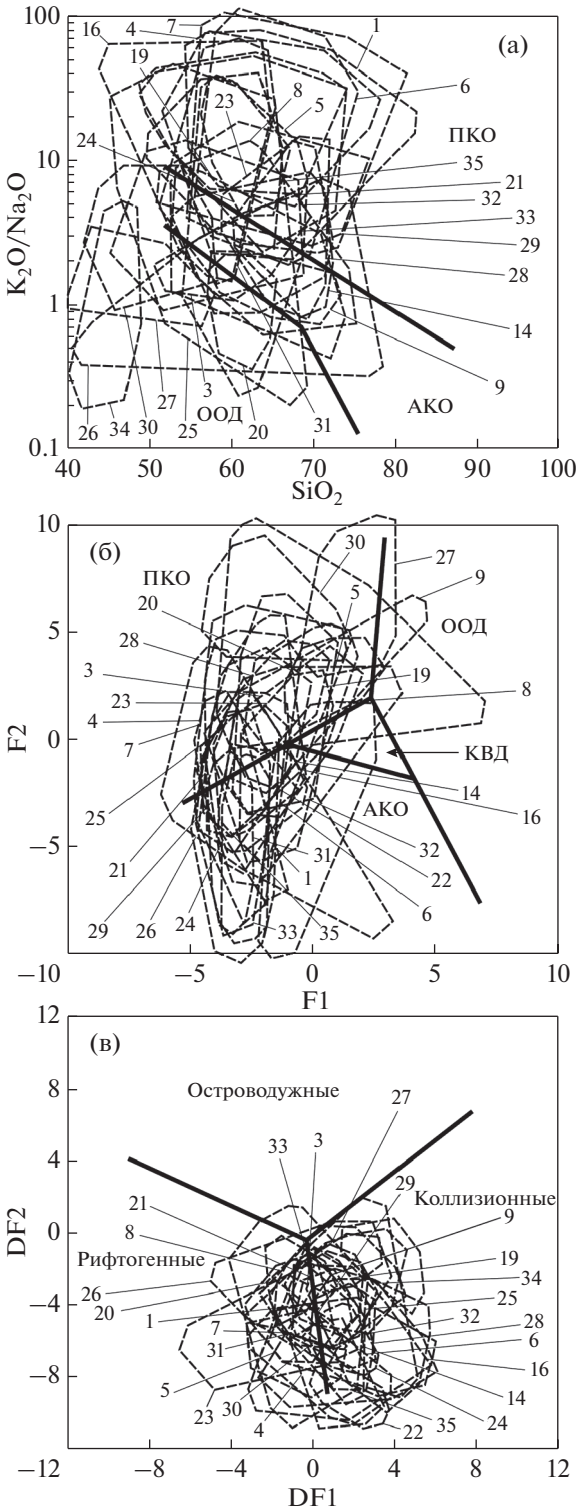

Рис. 4. Положение полей синрифтовых глинистых пород на диаграммах K_2O/Na_2O (а), F1–F2 (б) и DF1–DF2 (в). Номера полей соответствуют номерам на рис. 1а. Остальные условные обозначения см. рис. 2.

Глинистые породы

Достаточно сходным с синрифтовыми песчаниками распределением на перечисленных дискриминантных диаграммах обладают и синрифтовые тонкозернистые обломочные/глинистые породы. Так, на диаграмме SiO_2–K_2O/Na_2O подавляющее большинство полей последних тяготеет к областям пассивных и активных континентальных окраин (рис. 4а). Некоторые поля синрифтовых глинистых пород расположены одновременно в областях АКО и ООД (например, поля глинистых пород бассейнов Конго и Кришна-Годовари), а фигуративные точки глинистых пород формации Тадкешвар бассейна Камбей образуют поле в пределах области ООД.

На диаграмме F1–F2 размеры полей фигуративных точек большинства естественных ассоциаций синрифтовых глинистых пород превосходят размеры выделенных авторами палеогеодинамических областей (рис. 4б), и, соответственно, какого-либо определенного вывода об обстановках их формирования сделать невозможно. Поля ряда ассоциаций частично “проникают” и в области ООД и КВД, но такие примеры немногочисленны (глинистые породы бассейнов Йиянг и Конго).

Почти аналогичным образом распределены поля синрифтовых глинистых пород, образованных индивидуальными точками состава, и на высококремнистой диаграмме DF1–DF2 (рис. 4в). Ни одна из рассмотренных нами их ассоциаций на данном графике не может быть уверенно отнесена к категории “рифтогенных” или “коллизионных”, так как образуемые ими поля расположены и в той и в другой областях. Нет их только в области составов, характерных, по мнению (Verma, Armstrong-Altrin, 2013), для островодужных ассоциаций.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ ПОЛЕЙ СОСТАВОВ СИНКОЛЛИЗИОННЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НА ДИСКРИМИНАНТНЫХ ДИАГРАММАХ

Песчаники

Синколлизионные песчаники на диаграмме SiO_2–K_2O/Na_2O образуют поля, локализованные в той или иной степени во всех трех ее классификационных областях или двух (ПКО + АКО, АКО + ООД) (рис. 5а). Из сказанного со всей очевидностью следует только один вывод – данную диаграмму нельзя применять для отнесения тех или иных песчаниковых ассоциаций к категории “коллизионных”.

На диаграмме F1–F2 подавляющая часть полей, входящих в состав нашего банка данных синколлизионных песчаниковых ассоциаций, локализована в области составов, характерных, по представлениям (Bhatia, Crook, 1986), для пассив-

ных континентальных окраин (рис. 5б). Единственным исключением являются песчаники Швейцарского молассового бассейна: львиная доля индивидуальных точек состава псаммитов этой ассоциации сосредоточена в области АКО, а ряд точек присутствуют и в области ООД. Своеобразное положение характерно для поля песчаников этого бассейна и на ряде других дискриминантных палеогеодинамических диаграмм (Маслов и др., 2013).

Подавляющее число образованных индивидуальными точками состава полей синколлизионных песчаниковых ассоциаций (восемнадцать из двадцати) на диаграмме DF1–DF2 в той или иной степени перекрывает две ее классификационные области – “коллизионных” и “рифтогенных” псаммитов (рис. 5в). Два других поля синколлизионных песчаников почти на 90% принадлежат области “рифтогенных” составов (неопротерозойские песчаники североафриканских бассейнов Хаммамат, Эль Майя, Карим и др., и песчаники формации Бичайл Кав, Новая Шотландия). Это, на наш взгляд, показывает, что диаграмма DF1–DF2 в том виде, как она предложена в работе (Verma, Armstrong-Altrin, 2013), не позволяет разграничить песчаники рифтогенных обстановок от песчаников коллизионных.

Средние точки состава рассматриваемых в настоящей работе синколлизионных песчаников на диаграмме DF1–DF2 также в основном тяготеют к границе областей рифтогенных и коллизионных (по представлениям авторов работы (Verma, Armstrong-Altrin, 2013) осадочных образований (рис. 3б). Если внимательно присмотреться к их совокупности, то можно увидеть, что в области рифтогенных ассоциаций присутствуют средние точки псаммитов верхнего венда центральной части Московской синеклизы и Южного Урала, позднего девона и раннего карбона (серия Хортон) канадского бассейна Магдален, верхов неопротерозоя североафриканских бассейнов Хаммамат, Карим и Эль Майя, нижнего-среднего палеозоя формации Бичайл Кав, Новая Шотландия, а также песчаников мела-плиоцена бассейнов Мануэрикиа, Ида, Маниотото и др. (Новая Зеландия). В то же время средние точки песчаников верхнего венда Беломорско-Кулойского плато, раннего-среднего плиоцена корфской свиты (Корякское нагорье), серии Фиг Три (Южная Африка), палеоцена-эоцена Швейцарского молассового бассейна, верхнего девона Шварцвальда, позднеопротерозойской серии Джорджвилл (Новая Шотландия) и силура-нижнего девона серии Эрайсэйдж (Новая Шотландия) на данном графике расположены в области коллизионных составов.

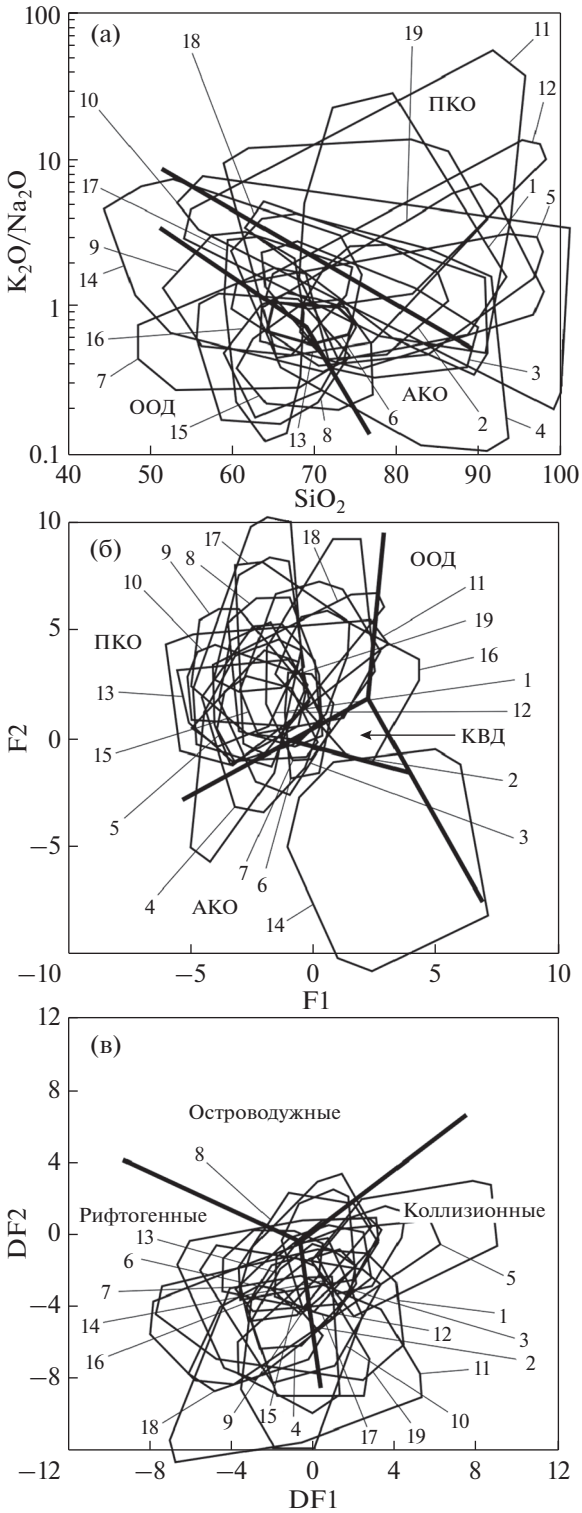

Рис. 5. Положение полей синколлизионных песчаных пород на диаграммах K_2O/Na_2O (а), F1–F2 (б) и DF1–DF2 (в). Номера полей соответствуют номерам на рис. 1б. Остальные условные обозначения см. рис. 2.

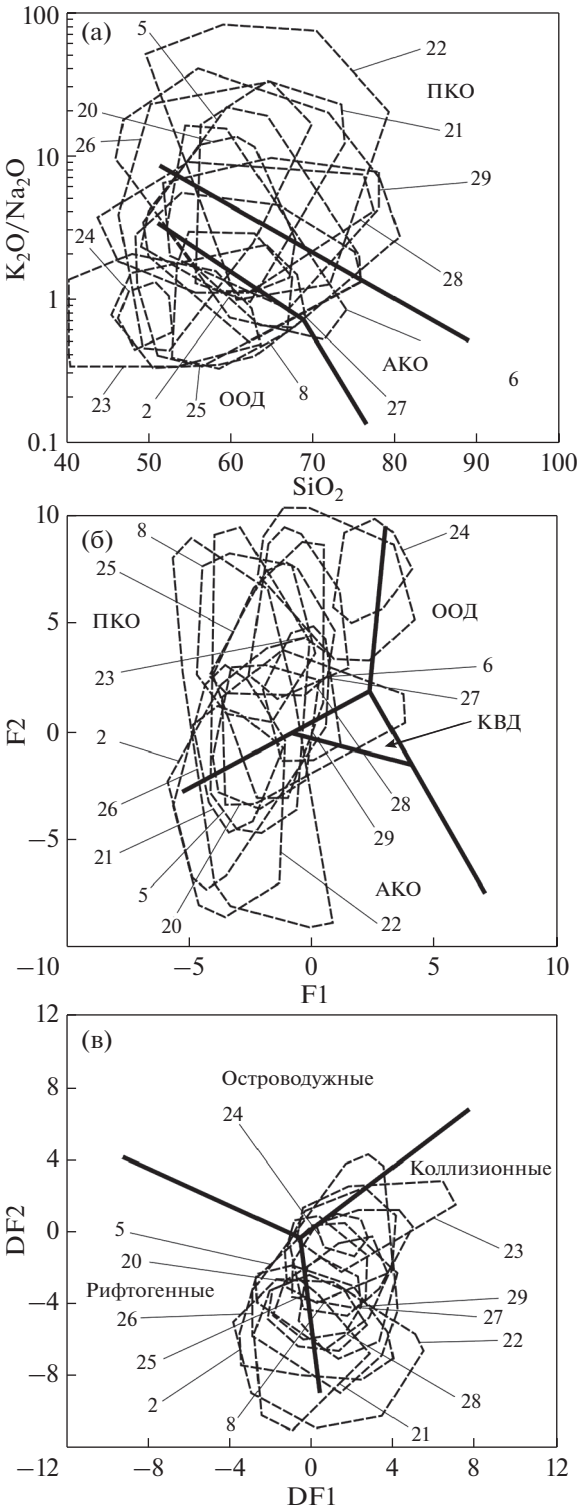

Рис. 6. Положение полей синколлизионных тонкозернистых обломочных/глинистых пород на диаграммах K_2O/Na_2O (а), F1–F2 (б) и DF1–DF2 (в). Номера полей соответствуют номерам на рис. 1б. Остальные условные обозначения см. рис. 2.

Глинистые породы

Поля синколлизионных тонкозернистых обломочных/глинистых пород на диаграмме SiO_2–K_2O/Na_2O в основном занимают области ПКО и АКО. Для большинства из них характерны существенные вариации и содержаний оксида кремния и значений отношения K_2O/Na_2O (рис. 6а). Некоторая часть полей фигуративных точек распределена во всех трех классификационных областях данного графика (например, глинистые породы алугинской свиты Олюторского прогиба), ряд полей расположены только в области составов, характерных, по представлениям авторов работы (Roser, Korsch, 1986), для океанических островных дуг (глинистые/тонкозернистые обломочные породы верхневороговской и чингасанской серий Енисейского кряжа, а также глинистые породы верхнего карбона-нижнего триаса южноуральского сегмента Предуральского прогиба. Однако если первые почти не содержат примеси карбонатных минералов, то для вторых это более чем свойственно).

Распределение полей состава синколлизионных глинистых пород на диаграмме F1–F2 в заметной степени сопоставимо с распределением на ней полей синколлизионных песчаниковых ассоциаций. Значительная часть полей глинистых пород сосредоточена здесь также в области составов, свойственных пассивным континентальным окраинам (рис. 6б). Однако для половины (семь из четырнадцати) полей синколлизионных глинистых образований присуще “проникновение” и в область АКО (это глинистые породы верхнего венда Днестровского перикратона, Южного и Среднего Урала, глинистые породы верхнерифейской тунгусикской серии Енисейского кряжа, тонкозернистые обломочные породы алугинской свиты Камчатки, а также глинистые породы бассейнов Лагонегро и Нумидийский, Южные Апеннины).

На высококремнистой диаграмме DF1–DF2 поля синколлизионных глинистых пород, образованные индивидуальными точками состава, из нашего банка данных в основном расположены в областях составов, свойственных коллизионным и рифтогенным образованиям (рис. 6б). Несколько меньше половины (шесть из тринадцати) тяготеет преимущественно к области коллизионных обстановок; индивидуальные точки составов одного поля глинистых пород (тонкозернистые обломочные породы алугинской свиты Олюторского прогиба) распределены во всех трех классификационных областях данного графика.

Средние точки проанализированных нами примеров синколлизионных глинистых (а во многих случаях и в ассоциации с песчаниками) пород на диаграмме DF1–DF2 также как и точки рифтогенных песчаников тяготеют к границе,

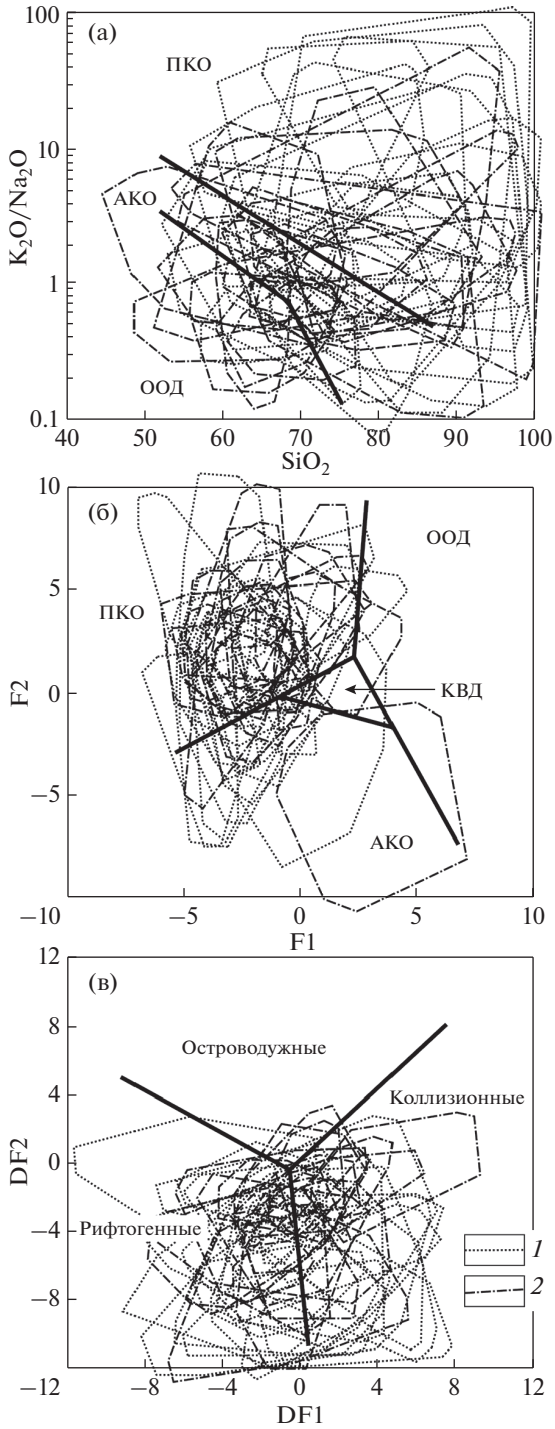

Рис. 7. Положение полей синрифтовых (*1*) и синколлизионных (*2*) песчаников на диаграммах K_2O/Na_2O (а), F1–F2 (б) и DF1–DF2 (в).

разделяющей области рифтогенных и коллизионных пород, но все-таки преимущественно локализованы в области коллизионных образований (рис. 3в). Исключением здесь является средняя точка глинистых пород верхнерифейской тунгусикской серии Енисейского кряжа. Ее положение на диаграмме DF1–DF2 не позволяет сделать какого-либо определенного вывода о геодинамической природе осадочных пород названного крупного литостратиграфического подразделения.

СРАВНЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЙ СОСТАВОВ СИНРИФТОВЫХ И СИНКОЛЛИЗИОННЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НА ДИСКРИМИНАНТНЫХ ДИАГРАММАХ

Распределение полей песчаников синрифтовых и синколлизионных осадочных последовательностей на диаграмме SiO_2–K_2O/Na_2O (рис. 7а) показывает, что принципиальной разницы между ними нет. Это же можно сказать, исходя из локализации их полей на диаграммах F1–F2 (рис. 7б) и DF1–DF2 (рис. 7в). Даже если не ориентироваться на классификационные области составов, выделенные на данных графиках их авторами, то поля и синрифовых и синколлизионных терригенных ассоциаций занимают почти всю их площадь, и соответственно принципиальных различий между ними по валовому химическому составу, по-видимому, нет.

Распределение полей синрифтовых и синколлизионных тонкозернистых обломочных/глинистых пород на перечисленных дискриминантных палеогеодинамических диаграммах также в существенной мере сходно (рис. 8). Это дает возможность считать, что ни диаграмма SiO_2–K_2O/Na_2O, ни диаграммы F1–F2 и DF1–DF2 не позволяют с существенной долей уверенности разграничивать синрифтовые и синколлизионные терригенные ассоциации. Соответственно полученные с их помощью выводы нельзя рассматривать как один из основных или единственный аргумент в пользу тех или иных суждений о геодинамической природе осадочных образований. Этот вывод практически полностью подтверждает предположения, сделанные нами ранее (Маслов и др., 2013, 2015б, 2016).

ВЫВОДЫ

Самый очевидный вывод из анализа приведенных выше многочисленных диаграмм состоит в том, что все они, за исключением может быть диаграммы SiO_2–K_2O/Na_2O, дают возможность более или менее успешно разграничить осадочные образования активных (океанические, приконтинентальные и континентальные островные дуги) и пассивных (рифтогенные и коллизионные области, а также пассивные континентальные окраины) обстановок. Однако, несомненно, что такой вывод может быть нами получен и при рутинном микропетрографическом исследовании песчаников. Несколько более сложным является эта задача при исследовании осадочных последовательностей, сложенных преимуществен-

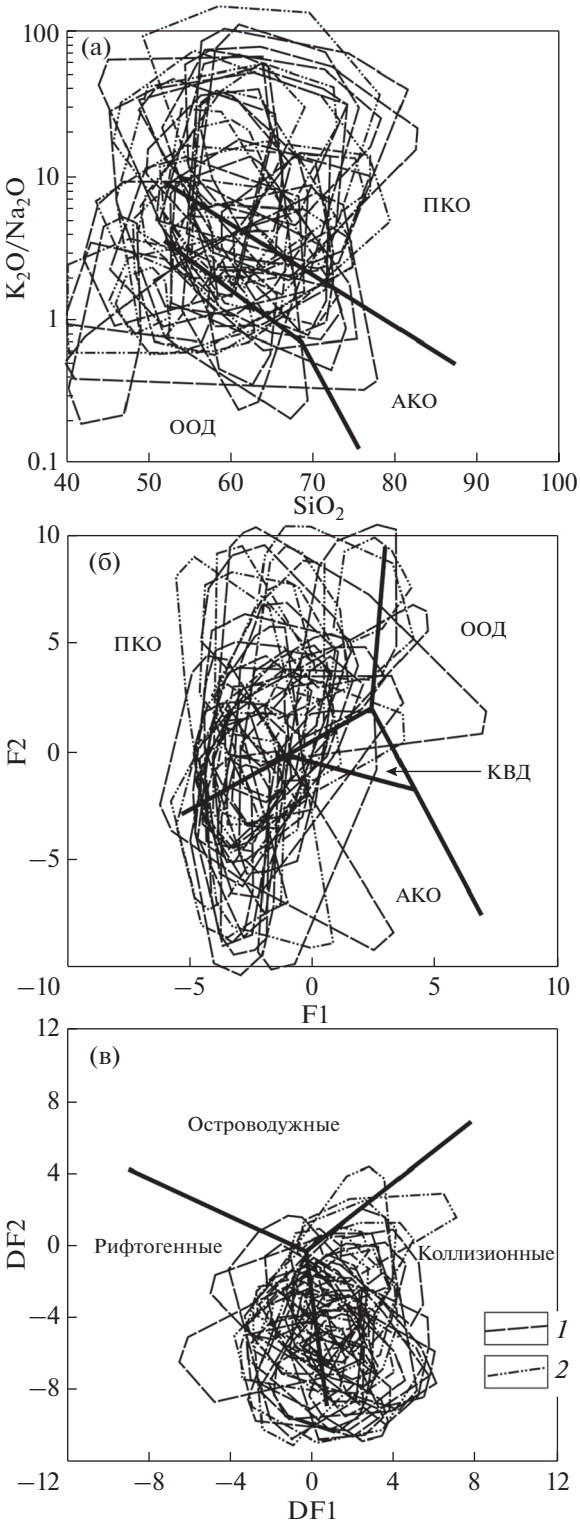

Рис. 8. Положение полей синрифтовых (*1*) и синколлизионных (*2*) глинистых пород на диаграммах K_2O/Na_2O (а), F1–F2 (б) и DF1–DF2 (в).

но глинистыми породами, но и в данном случае возможности использования данных о присущих им содержаниях и соотношениях основных породообразующих оксидов для палеогеодинамических реконструкций не следует переоценивать.

Таким образом, начиная с конца первого десятилетия XXI в. (Маслов и др., 2013 и др.) исследования литохимических особенностей терригенных пород различных геодинамических обстановок и предполагая тем или иным образом "улучшить" существующие или создать свои/новые (!?) дискриминантные диаграммы для разграничения песчаников и тонкозернистых обломочных/глинистых пород различных геодинамических обстановок, мы в итоге (и достаточно неожиданно для себя) должны констатировать, что ни одна из известных в настоящее время диаграмм такой возможности при анализе распределения на них естественных полей состава терригенных пород[8] не дает. Вряд ли более успешной будет попытка использовать в этих целях только средние для тех или иных породных ассоциаций значения различных индикаторных отношений и дискриминантных функций.

Авторы искренне признательны Н.С. Глушковой за выполнение иллюстраций.

Сбор, анализ и интерпретация результатов выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 госзадания ИГГ УрО РАН и темы НИР № 0153-2019-0003 госзадания ИГГД РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геосинклинальный литогенез на границе континент–океан (1987) М.: Наука, 176 с.

Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии (2008) Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 274 с.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. (2010) *Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала)*. Екатеринбург: УрО РАН, 280 с.

Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Маслов А.В. (2005) Палеоклиматические обстановки формирования верхневендских отложений Беломорско-Кулойского плато (Юго-восточное Беломорье). *Литология и полезные ископаемые.* (3), 267-280.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2015) Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона. *Геохимия.* (8), 675-694.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2015) Evidence of Middle Neoproterozoic extensional tectonic settings along the western margin of the Siberian craton: Implications for the breakup of Rodinia. *Geochem. Int.*, **53**(8), 671-689.

[8] Т.е. полей, построенных на основе объединения многочисленных индивидуальных фигуративных точек состава песчаников или глинистых пород.

Малиновский А.И. (1993) *Кайнозойская моласса юга Корякского нагорья*. Владивосток: Дальнаука, 228 с.

Маслов А.В. (2014) Литогеохимический облик отложений ашинской серии венда западного склона Южного Урала. *Литосфера*. (1), 13-32.

Маслов А.В. (2012) *Литогеохимия терригенных пород верхнего докембрия Волго-Уральской области*. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 248 с.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. (2008) Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна. *Литология и полезные ископаемые*. (3), 290-312.

Маслов А.В., Ишерская М.В. (1998) *Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность)*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 286 с.

Маслов А.В., Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. (2018) Аршинская серия рифея Южного Урала: к вопросу о геодинамической природе породных ассоциаций. *ДАН*. **480**(1), 64-68.

Маслов А.В., Мизенс Г.А., Бадида Л.В., Крупенин М.Т., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л. (2015а) *Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральского прогиба*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 308 с.

Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Сокур Т.М. (2013) Синорогенные псаммиты: основные черты литохимии. *Литология и полезные ископаемые*. (1), 70-96.

Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Ножкин А.Д., Сокур Т.М., Малиновский А.И., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Гареев Э.З., Дмитриева Н.В., Крупенин М.Т., Летникова Е.Ф. (2015б) Синорогенные глинистые породы: особенности валового химического состава и палеотектоника. *Геохимия*. (6), 512-538.

Maslov A.V., Mizens G.A., Krupenin M.T., Podkovyrov V.N., Nozhkin A.D., Dmitrieva N.V., Letnikova E.F., Sokur T.M., Malinovskii A.I., Sorokin A.A., Smirnova Y.N., Gareev E.Z. (2015б) Synorogenic clay rocks: Specifics of bulk composition and paleotectonics. *Geochem. Int*. **53**(6), 510-533.

Маслов А.В., Подковыров В.Н., Котова Л.Н. (2019) Синрифтовые глинистые породы: валовый химический состав и положение на дискриминантных палеогеодинамических диаграммах. *Геохимия*. **64**(6), 618-633.

Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Kotova L.N. (2019) Synrift clayey rocks: bulk chemical composition and position on discriminant paleogeodynamic diagrams. *Geochem. Int*. **57**(6), 682–697.

Маслов А.В., Подковыров В.Н., Мизенс Г.А., Ножкин А.Д., Фазлиахметов А.М., Малиновский А.И., Худолей А.К., Котова Л.Н., Купцова А.В., Гареев Э.З., Зайнуллин Р.И. (2016) Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления. *Геохимия*. (7), 579-595.

Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Mizens G.A., Nozhkin A.D., Fazliakhmetov A.M., Malinovsky A.I., Khudoley A.K., Kotova L.N., Kuptsova A.V., Gareev E.Z., Zainullin R.I. (2016) Tectonic setting discrimination diagrams for terrigenous rocks: a comparison. *Geochem. Int*. **54**(7), 569-583.

Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С. (2007) Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях образования. *Геология и геофизика*. **48**(12), 1307-1320.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. (2008) Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии. *Геология и геофизика*. **49**(7), 666-688.

Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. (1986) *Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского антиклинория*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 103 с.

Подковыров В.Н. (2001) Осадочные последовательности рифея и венда стратотипических регионов Сибири и Урала (литохимия, хемостратиграфия, геодинамические обстановки формирования). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 37 с.

Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2011) Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба. *Литология и полезные ископаемые*. (5), 484-504.

Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н. (2002) Глинистые отложения сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm–Nd систематика источников и этапы формирования. *Литология и полезные ископаемые*. (4), 397-418.

Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И. (2014) Особенности химического состава и тектонические условия накопления юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. *ДАН*. **454**(4), 447-451.

Сокур Т.М. (2012) Литологические и геохимические особенности аргиллитов верхнего венда и нижнего кембрия юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. *Наук. праці ДНТУ. Серія "Гірничо'геологічна"*. (206), 12-19.

Юдович Я.Э. (1981) *Региональная геохимия осадочных толщ*. Л.: Наука, 276 с.

Юдович Я.Э., Шишкин М.А., Лютиков Н.В., Кетрис М.П., Беляев А.А. (1998) *Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны севера Урала*. Сыктывкар: Пролог, 340 с.

Adeigbe O.C., Jimoh Y.A. (2013) Geochemical Fingerprints; Implication for Provenance, Tectonic and Depositional Settings of Lower Benue Trough Sequence, Southeastern Nigeria. *J. Environm. Earth Sci*. **3**(10), 115-140.

Armstrong-Altrin J.S., Verma S.P. (2005) Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sed. Geol*. **177**, 115-129.

Bakkiaraj D., Nagendra R., Nagarajan R., Armstrong-Altrin J.S. (2010) Geochemistry of Sandstones from the Upper Cretaceous Sillakkudi Formation, Cauvery Basin, Southern India: Implication for Provenance. *J. Geol. Soc. India*. **76**, 453-467.

Barbera G., Giudice A.L., Mazzoleni P., Pappalardo A. (2009) Combined statistical and petrological analysis of provenance and diagenetic history of mudrocks: Application to Alpine Tethys shales (Sicily, Italy). *Sed. Geol*. **213**, 27-40.

Basei M.A.S., Frimmel H.E., Nutman A.P., Preciozzi F., Jacob J. (2005) A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Prec. Res*. **139**, 195-221.

Batumike M.J., Kampunzu A.B., Cailteux J.H. (2006) Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Nguba and Kundelungu Groups, Katangan Supergroup, southeast Congo: Implications for provenance, paleoweathering and geotectonic setting. *J. Afr. Earth Sci*. **44**, 97-115.

Bhatia M.R. (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol*. **91**, 611-627.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contr. Mineral. Petrol*. **92**, 181-193.

Cai G., Guo F., Liu X., Sui S. (2011) Elemental and Sr–Nd isotopic compositions of Cenozoic sedimentary rocks from the Dongying Sag of Jiyang depression, North China: Implications for provenance evolution. *Geochem. J*. **45**, 33-55.

Cai G., Guo F., Liu X., Sui S., Li C., Zhao L. (2008) Geochemistry of Neogene sedimentary rocks from the Jiyang basin, North China Block: The roles of grain size and clay minerals. *Geochem. J*. **42**, 381-402.

Caracciolo L., von Eynatten H., Tolosana-Delgado R., Critelli S., Manetti P., Marchev P. (2012) Petrological, geochemical, and statistical analysis of Eocene-Oligocene sandstones of the Western Thrace basin, Greece and Bulgaria. *J. Sediment. Res*. **82**, 482-498.

Condie K.C., Lee D., Farmer G.L. (2001) Tectonic setting and provenance of the Neoproterozoic Uinta Mountain and Big Cottonwood groups, northern Utah: constraints from geochemistry, Nd isotopes, and detrital modes. *Sed. Geol*. **141–142**, 443-464.

Corcoran P.L. (2005) Recycling and chemical weathering in tectonically controlled Mesozoic-Cenozoic basins of New Zealand. *Sedimentology*. **52**, 757-774.

Cullers R.L., Berendsen P. (1998) The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-Continent Rift System, U.S.A. *European J. Mineralogy*. **10**, 987-1002.

Cullers R.L., Podkovyrov V.N. (2002) The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia. *Prec. Res*. **117**, 157-183.

Das B.K., Al-Mikhlafi A.S., Kaur P. (2006) Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *J. Asian Earth Sci*. **26**, 649-668.

Deru X., Xuexiang G., Pengchun L., Guanghao C., Bin X., Bachlinski R., Zhuanli H., Gonggu F. (2007) Mesoproterozoic–Neoproterozoic transition: Geochemistry, provenance and tectonic setting of clastic sedimentary rocks on the SE margin of the Yangtze Block, South China. *J. Asian Earth Sci*. **29**, 637-650.

Elzien S.M., Farah A.A., Alhaj A.B., Mohamed A.A., Al-Imam O.A.O., Hussein A.H., Khalid M.K., Hamed B.O., Alhaj A.B. (2014) Geochemistry of Merkhiyat Sandstones, Omdurman Formation, Sudan: Implication of depositional environment, provenance and tectonic setting. *Int. J. Geology, Agriculture and Environmental Sci*. **2**(3), 10-15.

Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W. (1997) Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition. *Prec. Res*. **86**, 201-223.

Ghandour I.M., Masuda H., Maejima W. (2003) Mineralogical and chemical characteristics of Bajocian-Bathonian shales, G. Al-Maghara, North Sinai, Egypt: Climatic and environmental significance. *Geochem. J*. **37**, 87-108.

Ghosh S., Sarkar S. (2010) Geochemistry of Permo-Triassic mudstone of the Satpura Gondwana basin, central India: Clues for provenance. *Chem. Geol*. **277**, 78-100.

Ghosh S., Sarkar S., Ghosh P. (2012) Petrography and major element geochemistry of the Permo-Triassic sandstones, central India: Implications for provenance in an intracratonic pull-apart basin. *J. Asian Earth Sci*. **43**, 207-240.

González-Álvarez I.J. (2005) Geochemical Study of the Mesoproterozoic Belt-Purcell Supergroup, Western North America: Implications for Provenance, Weathering and Diagenesis. *A Thesis Submitted to the College of Graduate Studies and Research in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Doctor of Philosophy in the Department of Earth Sciences*. Saskatoon: University of Saskatchewan, 243 p.

Harris N.B. (2000) Evolution of the Congo rift basin, West Africa: an inorganic geochemical record in lacustrine shales. *Basin Res*. **12**, 425-445.

Hegner E., Gruler M., Hann H.P., Chen F., Guldenpfennig M. (2005) Testing tectonic models with geochemical provenance parameters in greywacke. *J. Geol. Soc. (London)* **162**, 87-96.

Holail H.M., Moghazi A.-K.M. (1998) Provenance, tectonic setting and geochemistry of greywackes and siltstones of the Late Precambrian Hammamat Group, Egypt. *Sed. Geol*. **116**, 227-250.

Huntsman-Mapila P., Kampunzu A.B., Vink B., Ringrose S. (2005) Cryptic indicators of provenance from the geochemistry of the Okavango Delta sediments, Botswana. *Sed. Geol*. **174**, 123-148.

Ishiga H., Dozen K., Sampei Y. (1999) Geochemical constraints on marine invasion and provenance change related to the opening of the Japan Sea: an example from the Lower Miocene shales in the Hoda section, Shimane Peninsula, SW Japan. *J. Asian Earth Sci*. **17**, 443-457.

Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stem R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I. (2001) Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian Basin of southeastern Siberia. *Prec. Res*. **111**, 129-163.

Kroonenberg S.B. (1994) Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. *Proceedings of the 29th Inter. Geological Congress*. Part A, 69-81.

Lopez J.M.G., Bauluz B., Fernandez-Nieto C., Oliete A.Y. (2005) Factors controlling the trace-element distribution in fine-grained rocks: the Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain). *Chem. Geol*. **214**, 1-19.

Mader D., Neubauer F. (2004) Provenance of Palaeozoic sandstones from the Carnic Alps (Austria): petrographic and geochemical indicators. *Int. J. Earth Sci*. **93**, 262-281.

Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin. *Geol. Soc. (London), Spec. Publ*. **10**, 551-561.

Mazumdar A., Kocherla M., Carvalho M.A., Peketi A., Joshi R.K., Mahalaxmi P., Joao H.M., Jisha R. (2015) Geochemical characterization of the Krishna-Godavari and Mahanadi offshore basin (Bay of Bengal) sediments: A comparative study of provenance. *Marine and Petroleum Geol*. **60**, 18-33.

Mongelli G. (2002) Geochemistry of shales from the southern Apennines (Italy): source-area weathering, sorting, provenance and tectonic setting. *Trends Geochem*. **2**, 101-124.

Murphy J.B. (2002) Geochemistry of the Neoproterozoic metasedimentary Gamble Brook Formation, Avalon terrane, Nova Scotia: Evidence for a rifted-arc environment along the West Gondwanan margin of Rodinia. *J. Geol*. **110**, 407-419.

Murphy J.B. (2000) Tectonic influence on sedimentation along the southern flank of the late Paleozoic Magdalen basin in the Canadian Appalachians: Geochemical and isotopic constraints on the Horton Group in the St. Marys basin, Nova Scotia. *Geol. Soc. Am. Bull.* **112**(7), 997-1011.

Murphy J.B., Fernandez-Suarez J., Jeffries T.E. (2004) Lithogeochemical and Sm-Nd and U-Pb isotope data from the Silurian-Lower Devonian Arisaig Group clastic rocks, Avalon terrane, Nova Scotia: A record of terrane accretion in the Appalachian Caledonide orogen. *Geol. Soc. Am. Bull.* **116**(9/10), 1183-1201.

Murphy J.B., Keppie J.D., Braid J.F., Nance R.D. (2005) Geochemistry of the Tremadocian Tiñu Formation (Southern Mexico): Provenance in the Underlying ~1 Ga Oaxacan Complex on the Southern Margin of the Rheic Ocean. *Int. Geol. Rev.* **47**, 887-900.

Murphy J.B., Keppie J.D., Dostal J., Waldron J.W.F., Cude M.P. (1996) Geochemical and isotopic characteristics of Early Silurian clastic sequences in Antigonish Highlands, Nova Scotia, Canada: constraints on the accretion of Avalonia in the Appalachian–Caledonide Orogen. *Can. J. Earth Sci.* **33**, 379-388.

Murphy J.B., MacDonald D.L. (1993) Geochemistry and tectonic discrimination of Late Proterozoic arc-related volcaniclastic turbidite sequences, Antigonish Highlands, Nova Scotia. *Can. J. Earth Sci.* **30**, 2273-2282.

Murphy J.B., Rice R.J., Stokes T.R., Keppie D.F. (1995) The St. Marys Basin, central mainland Nova Scotia: Late Paleozoic basin formation and deformation along the Avalon–Meguma Terrane boundary, Canadian Appalachians. *New perspectives in the Caledonian–Appalachian orogen* (Eds) Hibbard J.P., van Staal C.R., Cawood P. Geol. Ass. Canada. Special Paper. (41), 409-420.

Ngueutchoua G., Ngantchu L.D., Youbi M., Ngos III S., Beyala V.K.K., Yifomju K.P., Tchamgoué J.C. (2017) Geochemistry of Cretaceous Mudrocks and Sandstones from Douala Sub-Basin, Kumba Area, South West Cameroon: Constraints on Provenance, Source Rock Weathering, Paleo-Oxidation Conditions and Tectonic Environment. *Int. J. Geosci.* **8**, 393-424.

Paikaray S., Banerjee S., Mukherji S. (2008) Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: Implications on provenance, tectonics and paleoweathering. *J. Asian Earth Sci.* **32**, 34-48.

Perri F., Caracciolo L., Cavalcante F., Corrado S., Critelli S., Muto F., Dominici R. (2015) Sedimentary and thermal evolution of the Eocene-Oligocene mudrocks from the southwestern Thrace Basin (NE Greece). *Basin Res.* **28**, 319-339.

Perri F., Critelli S., Mongelli G., Cullers R.L. (2011) Sedimentary evolution of the Mesozoic continental redbeds using geochemical and mineralogical tools: the case of Upper Triassic to Lowermost Jurassic Monte di Gioiosa mudrocks (Sicily, southern Italy). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* **100**, 1569-1587.

Perri F., Ohta T. (2014) Paleoclimatic conditions and paleoweathering processes on Mesozoic continental redbeds from Western-Central Mediterranean Alpine Chains. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **395**, 144-157.

Pundaree N., Krishna A.K., Subramanyam K.S.V., Sawant S.S., Kavitha S., Kalpana M.S., Patil D.J., Dayal A.M. (2015) Early Eocene carbonaceous shales of Tadkeshwar Formation, Cambay basin, Gujarat, India: Geochemical implications, petrogenesis and tectonics. *Marine and Petroleum Geol.* **68**, 258-268.

Raza M., Casshyap S.M., Khan A. (2002) Geochemistry of Mesoproterozoic Lower Vindhyan Shales from Chittaurgarh, Southeastern Rajasthan and its Bearing on Source Rock Composition, Palaeoweathering Conditions and Tectono-sedimentary Environments. *J. Geol. Soc. India.* **60**, 505-518.

Raza M., Dayal A.M., Khan A., Bhardwaj V.R., Rais S. (2010) Geochemistry of lower Vindhyan clastic sedimentary rocks of Northwestern Indian shield: Implications for composition and weathering history of Proterozoic continental crust. *J. Asian Earth Sci.* **39**, 51-61.

Roser B.P., Korsch R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. *J. Geol.* **94**, 635-650.

Ryan K.M., Williams D.M. (2007) Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins. *Chem. Geol.* **242**, 103-125.

Sengör A.M.C. (1995) Sedimentation and tectonics of fossil rifts. *Tectonics of Sedimentary Basins* (Eds) Busby C.J., Ingersoll R.V. Oxford: Blackwell, 53-117.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A. (2001) Rifts of the world. *Mantle plumes: their identification through time* (Eds) Ernst R.E., Buchan K.L. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. **352**, 389-482.

Tao H., Sun S., Wang Q., Yang X., Jiang L. (2014) Petrography and geochemistry of lower Carboniferous greywacke and mudstones in Northeast Junggar, China: Implications for provenance, source weathering, and tectonic setting. *J. Asian Earth Sci.* **87**, 11-25.

Toulkeridis T., Clauer N., Kroner A., Reimer T., Todt W. (1999) Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archaean Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sed. Geol.* **124**, 113-129.

Vdačný M., Vozárová A., Vozár J. (2013) Geochemistry of the Permian sandstones from the Malužiná Formation in the Malé Karpaty Mts (Hronic Unit, Western Carpathians, Slovakia): implications for source-area weathering, provenance and tectonic setting. *Geol. Carpathica.* **64**(1), 23-38.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. (2013) New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem. Geol.* **355**, 117-133.

von Eynatten H.V. (2003) Petrography and chemistry of sandstones from the Swiss Molasse Basin: an archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. *Sedimentology.* **50**, 703-724.

Wade B.P., Hand M., Barovich K.M. (2005) Nd isotopic and geochemical constraints on provenance of sedimentary rocks in the eastern Officer Basin, Australia: implications for the duration of the intracratonic Petermann Orogeny. *J. Geol. Soc. (London)* **162**, 513-530.

Zaghloul M.N., Critelli S., Perri F., Mongelli G., Perrone V., Sonnino M., Tucker M., Aiello M., Ventimiglia C. (2010) Depositional systems, composition and geochemistry of Triassic rifted-continental margin redbeds of the Internal Rif Chain, Morocco. *Sedimentology.* **57**, 312-350.

Zaid S.M. (2013) Genesis of the Nukhul sandstones, west central Sinai, Egypt. *J. Appl. Sci. Res.* **9**(1), 375-392.

ГЕОХИМИЯ, 2021, том 66, № 2, с. 114–126

ПРИМЕНЕНИЕ ДИСПЕРСИОННОГО И РЕГРЕССИОННОГО АНАЛИЗОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ РЯДА КОМПОНЕНТОВ ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

© 2021 г. К. В. Сыромятников[a], *, М. А. Левитан[a]

[a] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия*

**e-mail: sykirv@gmail.com*

Поступила в редакцию 30.10.2019 г.
После доработки 03.03.2020 г.
Принята к публикации 04.03.2020 г.

В результате применения методов дисперсионного и регрессионного анализов изучено распределение и взаимосвязь органического углерода, карбоната кальция, абиогенного вещества, биогенного кремнезема и глубины их накопления в верхнеплиоценовых осадках в пределах различных структурных зон Индийского океана. С использованием дисперсионного анализа обнаружено влияние особенностей различных фациальных обстановок на распределение компонентов осадков на количественном уровне. Впервые представлены линейные и нелинейные регрессионные модели взаимосвязей органического углерода, карбоната кальция, абиогенного вещества, кремнезема и глубины их накопления.

Ключевые слова: донные осадки, Индийский океан, верхний плиоцен, органический углерод, карбонат кальция, абиогенное вещество, дисперсионный анализ, регрессионный анализ

DOI: 10.31857/S0016752521020072

ВВЕДЕНИЕ

Одним из самых распространенных методов изучения донных осадков и водной взвеси современных морей и океанов является исследование их компонентного состава. При этом наиболее часто изучаются с помощью количественного анализа абиогенное (литогенное) вещество (АВ), $CaCO_3$, SiO_2 биог., $C_{орг}$. Полученные результаты выражаются как в виде массовых процентов, так и в виде так называемых абсолютных масс, выраженных в (г/см^2) х тыс. лет. Традиционно указанные компоненты исследуются раздельно и в исследованиях освещаются их связи, например, с первичной продукцией, глубиной дна, потоками вещества на дно и т.д. (Лисицын, 1974, 1978; Левитан, 1992; van Andel et al., 1975; Farrell et al., 1995).

В то же время все сильнее ощущается необходимость комплексного анализа основных осадкообразующих компонентов, связанная с изучением их связей между собой и с основными фациальными факторами среды осадкообразования. В связи с развитием математического моделирования в последние годы стали появляться публикации по множественной корреляции результатов компонентного анализа (Costa et al., 2018).

В настоящей статье предпринята попытка применения дисперсионного и регрессионного анализов к данным компонентного анализа верхнеплиоценовых осадков из кернов глубоководного бурения (проект DSDP) в Индийском океане.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

В рамках проекта DSDP в Индийском океане были проведены рейсы №№ 22-27 (von der Borch et al., 1974; Whitmarsh et al., 1974; Fisher et al., 1974; Simpson et al., 1974; Davies et al., 1974; Veevers et al., 1974). Данные по содержаниям и абсолютным массам вышеуказанных компонентов осадков позднеплиоценового возраста (табл. 1) рассчитаны М.А. Левитаном (Левитан и др., 2018_1, 2018_2, 2018_3) по материалам описания и изучения кернов скважин, представленным в перечисленных выше отчетах по рейсам глубоководного бурения. В данном регионе (рис. 1, табл. 1) были изучены 18 морфологических структур дна Индийского океана по 26 скважинам глубоководного бурения.

Важно отметить, что $CaCO_3$ и $C_{орг}$ определялись непосредственно в рейсах на анализаторах углерода фирмы “LECO” и выражены в массовых процентах. Указанные содержания SiO_2 биог. в % рассчитывались по определениям площадей в

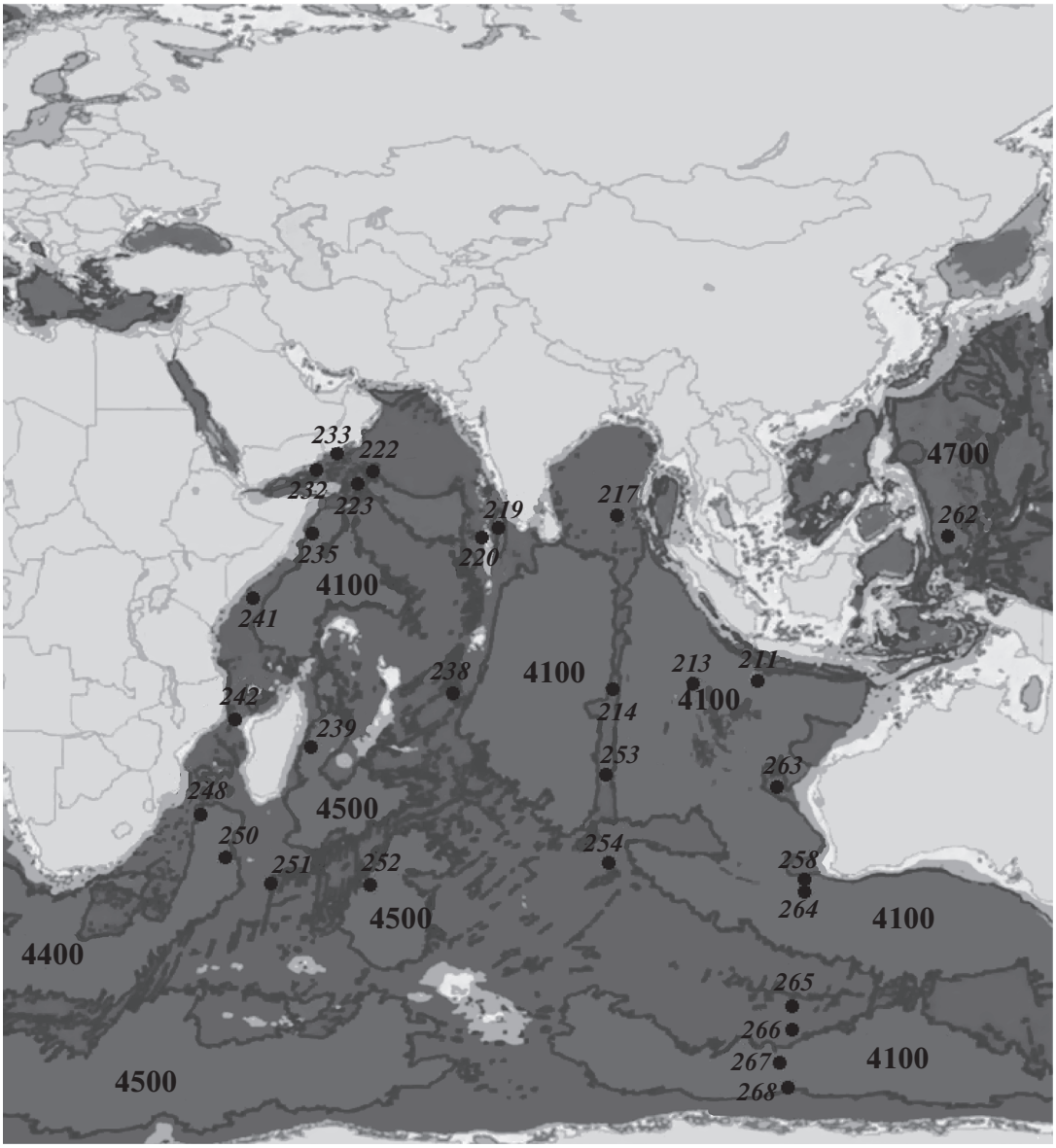

Рис. 1. Расположение скважин глубоководного бурения (проект DSDP) в Индийском океане. В качестве фона использован фрагмент карты расположения глубоководных котловин Мирового океана из статьи (Harris et al., 2014, с изменениями). Курсивом даны номера скважин, 4100–4700 – глубины глубоководных котловин (в м).

шлифах (мазках), занятых остатками кремневых организмов (в основном диатомей и радиолярий, в гораздо меньшей степени – силикофлагеллят и спикул кремневых губок). Специальные исследования показали, что начиная с 30% содержание SiO_2 биог., определенное под микроскопом, примерно на 20% выше истинного содержания этого компонента, выявленного химическим анализом (Uliana et al., 2001). Содержание абиогенного вещества равно разнице между 100% и суммой $CaCO_3$, SiO_2 биог. и $C_{орг}$ в процентах. Указанные в табл. 1 содержания и абсолютные массы SiO_2 биог. в данной статье приводятся впервые.

Для расчета абсолютных масс использовались приведенные в отчетах материалы по стратиграфии, влажности и плотности натуральных осадков, скорости их седиментации.

Несмотря на плитно-тектонические движения, мы сочли возможным считать вероятные изменения палеокоординат и глубин дна скважин незначительными, поэтому в табл. 1 приведены современные координаты и глубины дна для пробуренных скважин.

Верхнеплиоценовые осадки, несомненно, подвержены влиянию диагенетических процессов, однако это влияние гораздо более слабое, чем

Таблица 1. Средние содержания (%) и абсолютные массы (АМ, г/см^2 тыс. лет) карбоната кальция ($CaCO_3$), биогенного кремнезема (SiO_2 биог.), абиогенного вещества (АВ) и органического углерода ($C_{орг}$) в пределах различных структур Индийского океана в верхнеплиоценовых осадках

Структуры	Скважина, №	Координаты скважин широта/долгота	Тип структуры*	$C_{орг}$, %	$C_{орг}$ (АМ)	$CaCO_3$, %	$CaCO_3$ (АМ)	АВ, %	АВ (АМ)	SiO_2 биог., %	SiO_2 биог. (АМ × 100)	Глубина, м
Котловина Уортон	211	09°46.53′ Ю 102°41.95′ В	1	0.2	0.00174	1	0.009	39	0.3391	60	52.14	5528
Восточно-Индийский хребет	217	08°55.57′ С 90°32.33′ В	2	0.2	0.00211	62	0.66	38	0.4013	0.01	0.01	3030
Чагос-Лаккадивский хребет	219	9°01.75′ С 72°52.Ó7′ В	2	0.01	0.0001	63	0.69	37	0.4078	0.01	0.011	1764
Аравийская котловина	222	20°05.49′ С 61°30.56′ В	1	0.3	0.0872	14	4.07	86	25	0.01	0.29	3546
Континентальный склон океана Сомали	223	18°44.98′ С 60°07.78′ В	3	2.2	0.0268	21	0.26	72	0.8775	4.8	5.85	3633
Аденский залив	232	14°28.93′ С 51°54.87′ В	3	0.6	0.0376	22	1.38	76	3.7571	2	12.52	1743
Аденский залив	233	14°19.68′ С 52°08.11′ В	3	2.1	0.2578	43	5.28	49	6.0152	5.9	72.43	1839
Сомалийская котловина	235	03°14.06′ С 52°41.64′ В	1	0.5	0.0286	53	3.03	42	2.4033	5	28.61	5130
Центрально-Индийский хребет	238	11°09.21′ Ю 70°31.56′ В	2	0.1	0.0001	93	3.59	2	0.0773	5	19.32	2832
Маскаренская котловина	239	21°17.67′ Ю 51°40.73′ В	1	0.1	0.000441	12	0.05	88	0.3881	0.01	0.004	4971
Континентальный склон Сомали	241	02°22.24′ Ю 44°40.77′ В	3	0.3	0.00918	54	1.65	44	1.3464	2	6.12	4054
Хребет Деви	242	15°50.65′ Ю 41°49.23′ В	2	0.2	0.01389	55	3.82	45	3.1248	0.01	0.069	2275
Мозамбикская котловина	248	29°31.78′ Ю 37°28.48′ В	1	0.4	0.021427	19	1.02	81	4.339	0.01	0.054	4994
Мозамбикская котловина	250	33°27.74′ Ю 39°22.15′ В	1	0.5	0.01797	5	0.18	94	3.3791	1	3.594	5119

Таблица 1. Окончание

Структуры	Скважина, №	Координаты скважин широта/долгота	Тип структуры*	$C_{орг}$, %	$C_{орг}$ (АМ)	$CaCO_3$, %	$CaCO_3$ (АМ)	АВ, %	АВ (АМ)	SiO_2 биог., %	SiO_2 биог. (АМ × 100)	Глубина, м
Африканско-Антарктический хребет	251	36°30.26′ Ю 49°29.08′ В	2	0.4	0.02105	86	4.52	12	0.6314	2	10.51	3849
Котловина Крозе	252	37°02.44′ Ю 59°14.33′ В	1	0.2	0.00297	0.1	0.001	57	0.8464	42.9	42.9	5032
Восточно-Индийский хребет	253	24°52.65′ Ю 87°21.97′ В	2	0.01	0.0001	97	0.44	3	0.0127	0.01	0.005	1962
Восточно-Индийский хребет	254	30°58.15′ Ю 87°53.72′ В	2	0.1	0.000182	96	0.175	4	0.0073	0.01	0.002	1253
Плато Натуралиста	258	33°47.69′ Ю 112°28.42′ В	3	0.6	0.01356	86	1.9443	9	0.2035	5	11.3	2793
Тиморский глубоководный желоб	262	10°52.19′ Ю 123°50.78′ В	3	0.5	0.0209	72	3.51	27	1.1267	1	4.88	2298
Котловина Уортон	263	23°19.43′ Ю 110°58.81′ В	1	0.1	0.003	84	2.93	16	0.5572	0.01	0.04	5048
Плато Натуралиста	264	34°58.13′ Ю 112°02.68′ В	3	0.01	0.0001	100	0.64	0	0	0.01	0.006	2876
Юго-Восточный срединно-океанический хребет	265	53°32.45′ Ю 109°56.74′ В	2	0.01	0.0001	7	0.58	1	0.009	90	745.7	3581
Юго-Восточный срединно-океанический хребет	266	56°24.13′ Ю 110°06.70′ В	2	0.01	0.0001	1	0.04	9	0.09	90	360	4167
Австрало-Антарктическая котловина	267	59°15.74′ Ю 104°29.30′ В	1	0.01	0.0001	0	0	80	0.63	20	0	4522
Континентальное подножье	268	63°56.99′ Ю 105°09.34′ В	3	0.01	0.0001	0	0	97	1.15	3	0	3529

* Морфологические структуры дна Индийского океана обозначены цифрами: 1 – глубоководные котловины; 2 – подводные хребты и поднятия; 3 – континентальные окраины.

в более древних осадках (Левитан, 1992). Поэтому мы полагаем, что седиментационный сигнал в приведенных в табл. 1 величинах компонентов выражен существенно сильнее, чем диагенетический.

Еще одно важное обстоятельство связано не с количественными параметрами изученных компонентов, а с качественными. Дело в том, что ни один из рассматриваемых компонентов не является однородным. Так, в составе $C_{орг}$ есть углерод органического вещества как терригенного, так и планктоногенного происхождения. *A priori* понятно, что относительная роль терригенного органического вещества выше в отложениях Бенгальского и Индского фэнов (глубоководных конусов выноса великих индийских рек Ганг и Брахмапутра, и Инд), в зоне влияния р. Замбези и т.п. $CaCO_3$ в осадках представлен, главным образом, скелетными элементами планктонных организмов – фораминифер и кокколитофорид, однако в тропиках на относительно небольших глубинах встречаются остатки птеропод, на шельфах – многочисленные остатки моллюсков и иглокожих, на шельфе Омана – обломочные терригенные карбонаты. Про состав SiO_2 биог. уже сказано выше. Абиогенное вещество включает в свой состав терригенный осадочный материал, вулканогенно-обломочный и терригенно-вулканогенный, а также абиогенное вещество пелагических красных глин, представляющее собой нерастворимый остаток карбонатов с большой долей аутигенных минералов.

Примененные методы математической статистики были взяты из программы Statgraphics plus версия 5.0.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Треугольник абиогенное вещество, $CaCO_3$, SiO_2 биог. Все представленные в табл. 1 результаты (за исключением $C_{орг}$) показаны в процентах на треугольной диаграмме абиогенное вещество (АВ), $CaCO_3$, SiO_2 биог. (рис. 2). Из анализа диаграммы вытекает вывод, что только компоненты осадков, накопившихся в позднем плиоцене на континентальных склонах Индийского океана, образуют единый кластер (обведенный сплошной линией). Компоненты осадков глубоководного ложа, т.е. глубоководных котловин и различных подводных хребтов и поднятий, тяготеют к двухкомпонентным смесям абиогенного вещества и $CaCO_3$, с одной стороны, и абиогенного вещества и биогенного кремнезема, с другой. Отсюда следует, что в фациальном отношении компоненты осадков глубоководного ложа резко дифференцированы на кремнисто-литогенную и карбонатно-литогенную группу. Вероятно, и в позднем плиоцене существовали отмеченные нами ранее для плейстоцена (Левитан, 2016) “два океана”: “ледовый” (т.е. индоокеанская часть Южного океана, в данном случае – с кремнисто-литогенной группой осадков) и “безледный” (относящийся к низким и средним широтам, с карбонатно-литогенной группой).

Результаты дисперсионного анализа. Цель дисперсионного анализа, как известно, исследование наличия или отсутствия существенного влияния какого-либо качественного или количественного фактора на изменения исследуемого результативного признака. Для этого фактор, предположительно имеющий или не имеющий существенного влияния, разделяют на классы градации (говоря иначе, группы) и выясняют, одинаково ли влияние фактора путем исследования значимости между средними в наборах данных, соответствующих градациям фактора.

В настоящей статье был применен однофакторный дисперсионный анализ, т.е. метод, который проверяет влияние на зависимую переменную одной независимой переменной.

Закономерность распределения биогенного и абиогенного вещества была более детально изучена по материалам данных однофакторного дисперсионного анализа для абиогенного вещества, карбоната кальция, биогенного кремнезема и органического углерода (рис. 3а). В результате с помощью дисперсионного метода была установлена зависимость распределения абиогенного и биогенного вещества от его фациальной принадлежности: абиогенного вещества с уровнем достоверности 95% (рис. 3б), карбоната кальция с уровнем достоверности 99% (рис. 3в), а также органического углерода на уровне 95% (рис. 3г).

Распределение абиогенного вещества происходило согласно законам механической дифференциации, т.е. согласно размеру обломочных частиц, а также определялось морфометрическими особенностями рассматриваемых структур дна Индийского океана (рис. 1, 3а, 3б). Как показали наши исследования, максимальные значения концентраций абиогенного вещества в осадках наблюдаются на континентальном склоне и в котловинах, что связано с максимальными скоростями осадконакопления на континентальных склонах, перекрытых терригенными осадками, и в тех частях глубоководных котловин, которые подверглись воздействию мутьевых потоков и подводных оползней с соседних континентальных склонов. Кроме того, в тех частях глубоководных котловин, где аккумулируются красные глины, высокие значения концентраций АВ обусловлены отсутствием карбонатов вследствие их растворения. Минимальные значения содержаний абиогенного вещества отмечаются на подводных поднятиях, где свою роль играет разбавление АВ карбонатами.

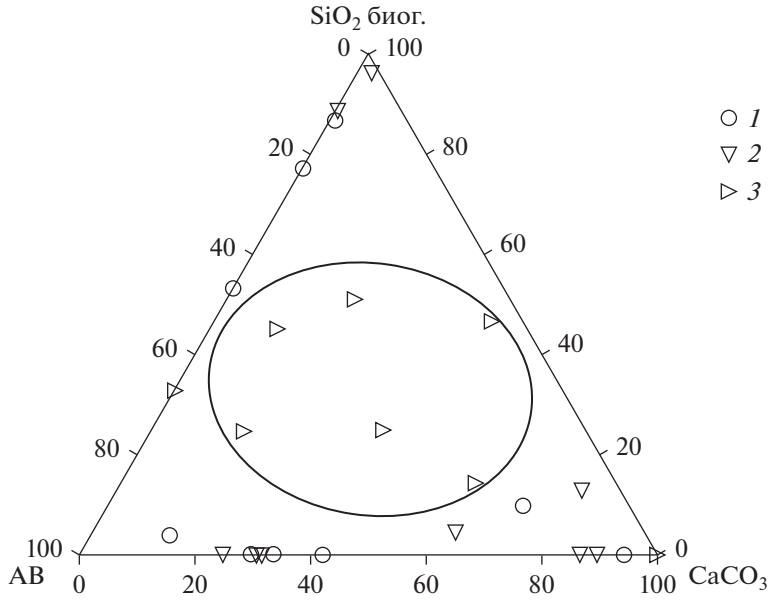

Рис. 2. Треугольная диаграмма содержаний $CaCO_3$, SiO_2 биог. и абиогенного вещества (АВ) в верхнеплиоценовых осадках Индийского океана (в процентах). Условные обозначения: *1* – глубоководные котловины; *2* – подводные хребты и поднятия; *3* – континентальные окраины.

Анализ распределения карбоната кальция в осадках (рис. 3а, 3в) показывает, что высокие его значения связаны с подводными хребтами и континентальными склонами, а минимальные – с котловинами. Максимальные концентрации карбонатов на подводных хребтах и поднятиях определяются, главным образом, слабым влиянием разбавляющего АВ, а также повышенной продукцией $CaCO_3$ и минимальным его растворением на малых глубинах. На континентальных окраинах важнейшую роль играет тип окраины (по преобладающим осадкам). Поэтому континентальные окраины Аравийского полуострова и Австралии (последние – вне нашего анализа) являются ареной аккумуляции карбонатов различного состава и здесь наблюдаются высокие концентрации $CaCO_3$. Здесь же в связи с циркумконтинентальной зональностью распределения первичной продукции наблюдаются наиболее высокие значения продуктивности карбонатов. В глубоководных котловинах, находящихся ниже уровня (глубины) карбонатной компенсации (CCD), карбонаты растворены.

Распределение концентраций $C_{орг}$ в верхнеплиоценовых осадках (рис. 3а, 3г) свидетельствует о наиболее высоких значениях этого компонента на континентальных окраинах в связи с упоминавшейся циркумконтинентальной зональностью первичной продукции. Кроме того, массы тонкого осадочного материала, накапливающиеся в этой фациальной обстановке, служат сорбентом для органического вещества. С другой стороны, именно с помощью механизма “биологического насоса” через организмы планктона осуществляется (в значительной степени) в океане транспортировка АВ на дно (Лисицын, 1978). В осадках глубоководного ложа концентрации $C_{орг}$ существенно ниже, чем на континентальных окраинах, как в силу уменьшения первичной продукции, так и из-за относительного увеличения размера зерен осадка на подводных хребтах в силу их большей подверженности воздействию придонных течений, которые вымывают тонкий осадочный материал, на котором преимущественно сорбируется $C_{орг}$.

Результаты регрессионного анализа. Регрессионный анализ весьма успешно применяется в океанологии для изучения зависимости распределения различных компонентов осадка в различных фациальных обстановках. Например, следует отметить работу, в которой было произведено картирование органического углерода в осадках различных фаций на основе данных регрессионной модели (Costa et al., 2018). Не менее интересна статья, где приведены результаты распределения органического вещества в поверхностных осадках залива Убатуба по результатам регрессионного анализа (Burone et al., 2003).

В целях анализа взаимосвязей карбоната кальция, органического углерода, абиогенного вещества, биогенного кремнезема и глубины их накопления использовался одномерный регрессионный анализ. В процессе его проведения были изучены следующие парные взаимосвязи: 1) $C_{орг}$ и абиогенного вещества (АВ), их значения даны в

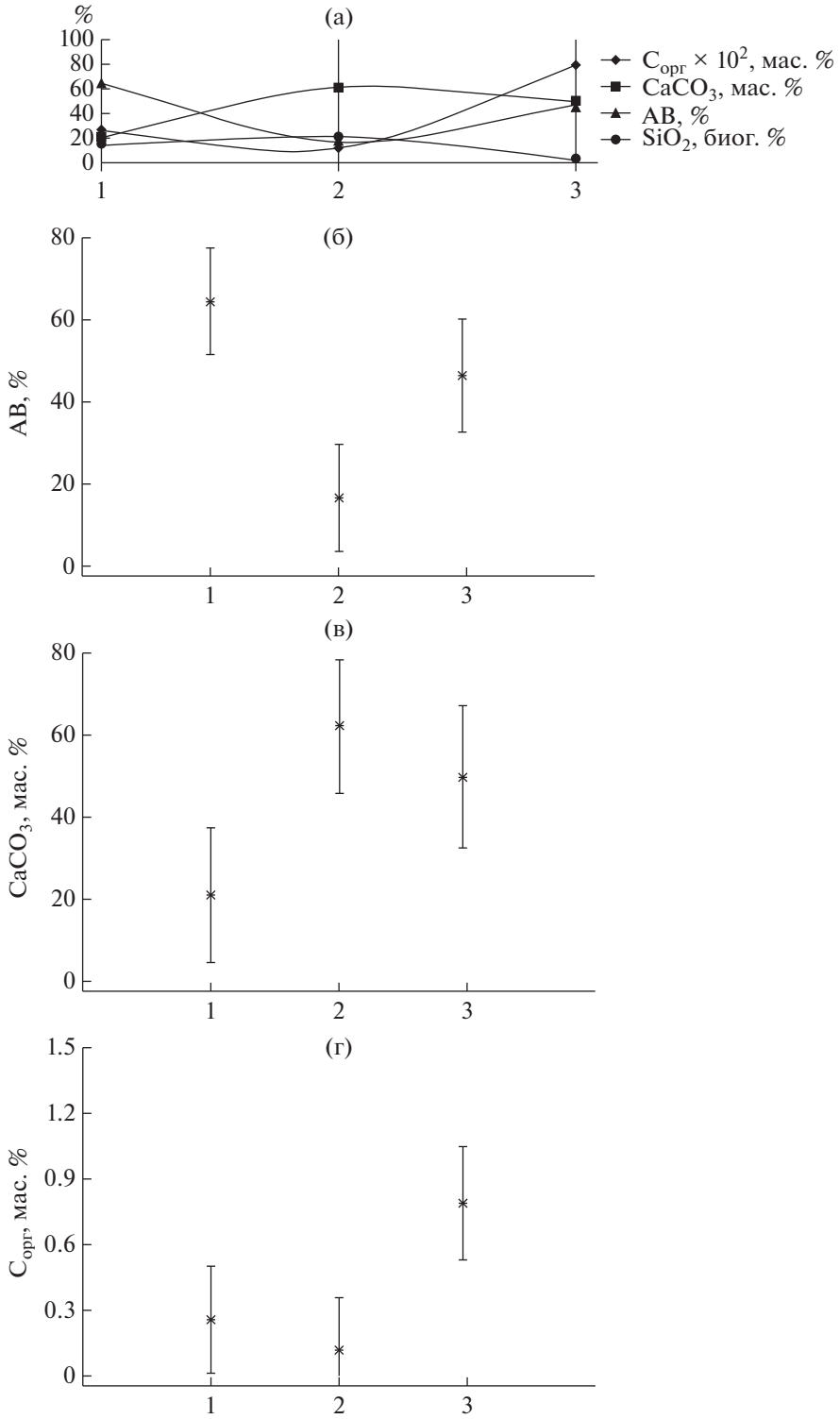

Рис. 3. Распределение средних содержаний основных компонентов осадков (в процентах) в главных фациальных областях по данным дисперсионного анализа: а – сводный профиль; б – средние и 95% доверительные интервалы распределения АВ; в – средние и 99% доверительные интервалы распределения $CaCO_3$; г – средние и 95% доверительные интервалы распределения $C_{орг}$. 1 – глубоководные котловины; 2 – подводные хребты и поднятия; 3 – континентальные окраины.

Таблица 2. Сводные данные полином регрессии взаимосвязи $C_{орг}$ и АВ

Независимые переменные	Коэффициенты уравнения регрессии	Значения случайной ошибки уравнения регрессии	*t*-критерии Стьюдента	*P* -value	
CONSTANT	–0.0102	1.0101	–0.014	0.321	
АВ	0.026	0.00594	4.31	0.0003	
АВ	–0.00086	0.000239	–3.60419	0.0015	
Дисперсии	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Оценка дисперсии	Критерий Фишера	*P*-value
Дисперсия регрессии	0.0334667	2	0.0167	11.55	0.0003
Дисперсия остатка	0.0333153	23	0.00145		
Общая дисперсия	0.066782	25			
Коэффициент детерминации			50.11%		
Скорректированный коэффициент детерминации			45.78%		
Стандартная ошибка			0.038		
Среднее значение абсолютной ошибки			0.02		
Статистика Дурбина–Ватсона			2.12		

абсолютных массах (г/см^2) × тыс. лет; 2) $C_{орг}$ и $CaCO_3$ (значения даны в процентах); 3) $CaCO_3$ (в процентах) от глубины накопления; 4) $CaCO_3$ и АВ (в процентах); 5) SiO_2 биог. и $CaCO_3$ (в процентах).

Изучение первой пары – $C_{орг}$ и АВ (табл. 2) – методом полином регрессии позволило обнаружить статистически значимую связь между двумя переменными на уровне 99%, что подтверждено *P*-value меньше 0.01 (табл. 2). В данном случае, коэффициент детерминации (R^2) равен 50.11% и показывает долю изменения зависимой переменной $C_{орг}$ под влиянием независимой переменной АВ, объясняемую построенной моделью регрессии. Стандартная ошибка регрессии (среднеквадратическое отклонение регрессионных остатков) составляет 0.038. Данная величина представляет собой стандартное отклонение наблюдаемых значений $C_{орг}$ от предсказываемых значений $C_{орг}$. При этом уравнение полином регрессии для данной модели имеет следующий вид:

$$C_{орг} = -0.0102 + 0.026АВ - 0.00086АВ^2.$$

График соотношения абсолютных масс $C_{орг}$ и АВ (рис. 4а) свидетельствует о том, что при относительно низких (до 5–7 (г/см^2) тыс. лет) абсолютных массах АВ наблюдается прямо пропорциональная зависимость между обоими компонентами и это, скорее всего, является результатом сорбции растворенной органики на существенно пелитовом осадочном материале АВ. В то же время правая часть рисунка позволяет утверждать, что при сверхвысоких абсолютных массах АВ (свыше 15 (г/см^2) тыс. лет) существует преобладающая часть этого материала, которая не сорбирует растворенное ОВ, т. к. оно уже успело осесть на АВ, и поэтому разбавляет меньшую часть АВ, на которой сорбирован $C_{орг}$.

При исследовании с помощью полином регрессии соотношений процентных содержаний в осадках $C_{орг}$ и $CaCO_3$ (рис. 4б, табл. 3) была установлена статистически значимая связь между переменными с уровнем достоверности 95%, что подтверждает значение *P*-value менее 0.05. Коэффициент детерминации, равный 32%, говорит об изменении зависимой переменной $C_{орг}$ на эту величину под воздействием независимой переменной $CaCO_3$. При этом стандартная ошибка составляет 0.5 (табл. 3). Уравнение полином регрессии подобранной модели имеет следующий вид:

$$C_{орг} = -0.015 + 0.0702CaCO_3 - 0.0015CaCO_3^2 + \\ + 0.0000084CaCO_3^3.$$

Показанный на рис. 4б график взаимосвязи процентных содержаний $C_{орг}$ и $CaCO_3$ в осадках верхнего плиоцена носит сложный характер: при низких значениях (до 30% $CaCO_3$) наблюдается тесная положительная корреляция, которую, вероятно, можно интерпретировать как результат одновременного накопления обоих компонентов на континентальных окраинах (см. рис. 3а). При содержании карбоната кальция от 30 до 80% корреляция с $C_{орг}$ явно отрицательная, что свидетельствует, возможно, о разбавлении органического вещества в условиях подводных хребтов и возвышенностей. Намечающаяся положительная корреляция при высоких (свыше 80% $CaCO_3$) содержаниях, как представляется, может быть объ-

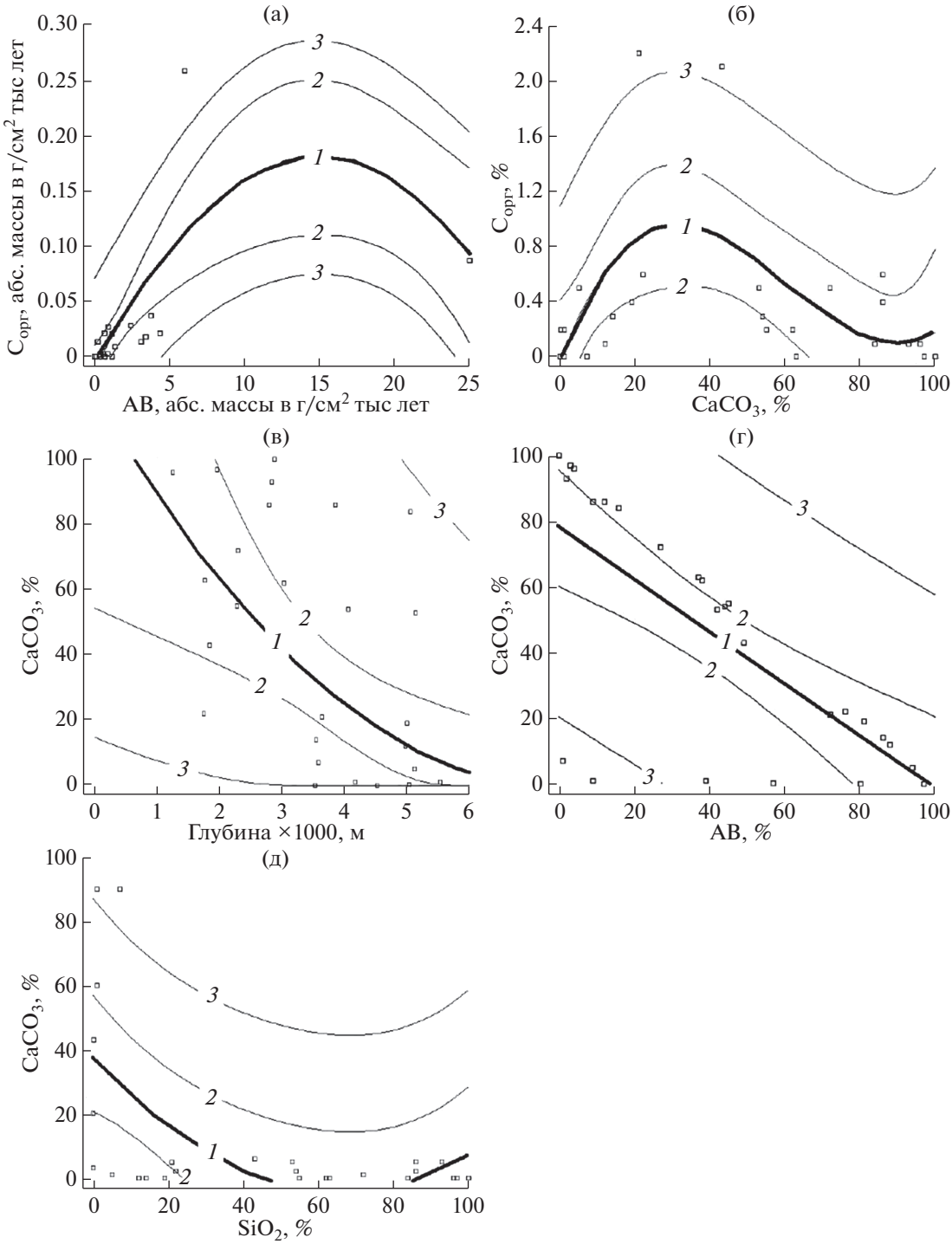

Рис. 4. Результаты регрессионного анализа: а – график полином регрессии соотношения абсолютных масс $C_{орг}$ и АВ (в г/см^2 × тыс. лет); б – график полином регрессии соотношения $C_{орг}$ и $CaCO_3$ (в мас. %); в – график нелинейной обратной зависимости соотношения $CaCO_3$ (в мас. %) и глубин скважин (в м); г – график нелинейной обратной зависимости соотношения $CaCO_3$ (в мас. %) и АВ (в %); д – график нелинейной обратной зависимости соотношения $CaCO_3$ (в мас. %) и SiO_2 биог. (в %). *1* – линия регрессии; *2* – доверительный интервал для среднего значения предсказанных значений регрессии; *3* – доверительный интервал соответствующий предсказанному значению регрессии.

яснена содержащимся именно в кальцитовых раковинках специфическим органическим веществом при условии предельно низких концентраций других разновидностей органики (в том числе за счет вымывания этой органики вместе с тонкими фракциями осадков в гребневых зонах хребтов и возвышенностей, табл. 1). Судя по последним данным, содержания $C_{орг}$ могут быть по-

Таблица 3. Сводные данные полином регрессии взаимосвязи $C_{орг}$ и $CaCO_3$

Независимые переменные	Коэффициенты уравнения регрессии	Значения случайной ошибки уравнения регрессии	*t*-критерии Стьюдента	*P*-value
CONSTANT	0.015	0.21	–0.07	0.94
$CaCO_3$	0.0702	0.027	2.65	0.015
$CaCO_3^2$	–0.002	0.0007	–2.225	0.035
$CaCO_3^3$	–0.0000084	0.000005	1.85	0.08

Дисперсии	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Оценка дисперсии	Критерий Фишера	*P*-value
Дисперсия регрессии	2.48	3	0.83	3.4	0.035
Дисперсия остатка	5.35	22	0.24		
Общая дисперсия	7.82	25			

Коэффициент детерминации	32%
Скорректированный коэффициент детерминации	22.3%
Стандартная ошибка	0.5
Среднее значение абсолютной ошибки	0.3
Статистика Дурбина–Ватсона	2.2

нижены в осадках подводных хребтов также в связи с тем, что его активно поглощают бактерии, которые обитают в иловых водах (Sunita et al., 2018). В то же время, такие же соотношения наблюдаются и в других фациальных условиях – на континентальной окраине Аравийского полуострова (табл. 1). Здесь действуют другие механизмы: накопление карбонатных отложений в условиях практического отсутствия поставки терригенного вещества (за исключением эолового материала) и повышенные содержания $C_{орг}$ в осадках за счет апвеллинга (Левитан, 1992).

Рассмотрение регрессии следующей пары – $CaCO_3$ (%) и глубины накопления (м) – позволило обнаружить умеренно-сильную отрицательную корреляцию между двумя переменными (рис. 4в), в данном случае коэффициент корреляции составляет -0.6 (табл. 4). Поскольку значение P-value менее 0.01 и равно 0.004 (табл. 4), это подтверждает взаимосвязь $CaCO_3$ с глубиной на уровне статистической значимости 99%. Коэффициент детерминации в данной регрессионной модели составляет 30.3%. При этом стандартная ошибка равна 2.97. Наблюдается заметное уменьшение содержания карбоната кальция в осадках на глубинах с 4500 до 5000 метров (рис. 4в). Нелинейное уравнение регрессии $CaCO_3$ от глубины распределения имеет следующий вид:

$$CaCO_3 = (10.9406 - 0.0015D)^2,$$

где D – глубина × 1000, м.

Полученные данные следует интерпретировать, прежде всего, с точки зрения растворения $CaCO_3$ с глубиной, при этом отмеченное изменение в его содержании в интервале глубин 4500–5000 м явно связано с известным из литературы (Лисицын, 1978) ускорением растворения карбонатов при подходе к глубине карбонатной компенсации.

Исследование регрессии очередной пары – $CaCO_3$ и АВ (значения приведены в относительных процентах) – свидетельствует о наличии их взаимного разбавления, что доказано с уровнем значимости 99% (рис. 4г, табл. 5). При этом значения *P*-value составляют менее 0.01 (табл. 5). Коэффициент детерминации, который составляет 50.3%, показывает долю изменения зависимой переменной $CaCO_3$ под воздействием независимой переменной АВ. При этом стандартная ошибка регрессии составляет 2.91. Линейное уравнение регрессии зависимости переменной $CaCO_3$ от абиогенного вещества (АВ) имеет следующий вид:

$$CaCO_3 = 77.8702 - 0.793AB.$$

В результате исследования последней пары – биогенного кремнезема (%) и $CaCO_3$ (%) – методом полином регрессии была обнаружена их статистическая взаимосвязь с уровнем значимости 99%, что подтверждает значение *P*-value, равное 0.007 (табл. 6). График зависимости двух переменных представлен на рис. 4д. Коэффициент детерминации составляет 35.3% (табл. 6), что объясняет долю изменения зависимой переменной – SiO_2 биог. – в результате изменения независимой переменной – $CaCO_3$. Уравнение полином регрес-

Таблица 4. Сводные данные регрессионного анализа взаимосвязи $CaCO_3$ и глубины. Уравнение нелинейной регрессии: $Y = (a + bX)^2$

Параметры	Коэффициенты уравнения полином регрессии	Значения стандартных ошибок оценок коэффициентов	*t*-критерии Стьюдента	*P*-value
a	10.9406	1.73	6.32	0.00
b	–0.0015	0.0005	–3.23	0.004

Дисперсии	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Оценка дисперсии	Критерий Фишера	*P*-value
Дисперсия регрессии	92.08	1	92.08	10.4	0.004
Дисперсия остатка	212.27	24	8.84		
Общая дисперсия	304.35	25			

Коэффициент корреляции	–0. 6
Коэффициент детерминации	30.3
Скорректированный коэффициент детерминации	27.4%
Стандартная ошибка	2.97
Среднее значение абсолютной ошибки	2.39
Статистика Дурбина–Ватсона	1.26

Таблица 5. Сводные данные регрессионного анализа взаимосвязи $CaCO_3$ и абиогенного вещества (АВ). Уравнение линейной регрессии: $Y = a + bX$

Параметры	Коэффициенты регрессии	Значения стандартных ошибок оценок коэффициентов	*t*-критерии Стьюдента	*P*-value
a	77.8702	8.6	9.05	0.000
b	–0.793	0.16	–4.93	0.000

Дисперсии	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Оценка дисперсии	Критерий Фишера	*P*-value
Дисперсия регрессии	17048.6	1	17048.6	24.28	0.000
Дисперсия остатка	16850.4	24	702.1		
Общая дисперсия	33899	25			

Коэффициент корреляции	–0.71
Коэффициент детерминации	50.3
Скорректированный коэффициент детерминации	48.2%
Стандартная ошибка	26.5
Среднее значение абсолютной ошибки	17.98
Статистика Дурбина–Ватсона	1.28

сии зависимости SiO_2 биог. и $CaCO_3$ имеет следующий вид:

$$SiO_2\text{биог.} = 37.6361 - 1.261CaCO_3 + + 0.0096CaCO_3^2.$$

Исследование рис. 4д показывает, что при содержаниях SiO_2 биог. от 0 до 60–70% наблюдается отрицательная корреляция обеих переменных, а выше – положительная. Таким образом, в первом случае (в большинстве фациальных обстановок) оба компонента взаимно разбавляют друг друга, а во втором случае (на максимальных глубинах глубоководных котловин в Южном океане) усиленное растворение карбонатов элиминирует их разбавляющую для биогенного кремнезема роль.

Таблица 6. Сводные данные полином регрессии взаимосвязи SiO_2 биог. (%) и $CaCO_3$ (мас. %)

Независимые переменные	Коэффициенты уравнения регрессии	Значения случайной ошибки уравнения регрессии	*t*-критерии Стьюдента	*P*-value
CONSTANT	37.6361	8.26	4.56	0.0001
$CaCO_3$	–1.261	0.49	–2.59	0.016
$CaCO_3^2$	0.0096	0.005	1.91	0.07

Дисперсии	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Оценка дисперсии	Критерий Фишера	*P*-value
Дисперсия регрессии	6263.7	3	3131.9	6.3	0.007
Дисперсия остатка	11494.2	22	499.75		
Общая дисперсия	17757.9	25			

Коэффициент детерминации	35.3%
Скорректированный коэффициент детерминации	29.6%
Стандартная ошибка	22.4
Среднее значение абсолютной ошибки	14.3
Статистика Дурбина–Ватсона	1.3

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье с использованием методов множественной корреляции проанализированы соотношения содержаний основных компонентов верхнеплиоценовых осадков Индийского океана, вскрытых в 26 скважинах глубоководного бурения проекта DSDP, а именно, $C_{орг}$, $CaCO_3$, абиогенного вещества (АВ) и SiO_2 биог.

Установлено, что соотношения главных компонентов (АВ, $CaCO_3$ и SiO_2 биог.) разбиваются на три группы: первая из них образует ассоциацию из всех трех компонентов и приурочена к континентальным окраинам, формируя компактный кластер; вторая группа представляет собой двухкомпонентную смесь абиогенного вещества и $CaCO_3$, а третья – двухкомпонентную смесь абиогенного вещества и биогенного кремнезема. Вторая и третья группы приурочены к глубоководному ложу: вторая – в средних и низких широтах, а третья – в индоокеанском секторе Южного океана.

В результате были получены данные, которые во многом совпадают с классическими представлениями о распределении абиогенного и биогенного материала в океанических обстановках. При этом на основе проведения однофакторного дисперсионного анализа была обнаружена и доказана четкая закономерность распределения абиогенного и биогенного материала осадков в зависимости от их фациальной принадлежности.

Применение одномерного регрессионного анализа (с приведением линейных и нелинейных регрессионных уравнений, рассматривающих взаимосвязь компонентов со статистической значимостью на уровне 95–99%) позволило достоверно оценить данные компонентного анализа и выявить ранее неизвестные особенности, например, в распределении $C_{орг}$ в зависимости от абсолютных масс АВ и процентных содержаний $CaCO_3$, а также соотношений между процентными содержаниями $CaCO_3$ и SiO_2 биог.

Представляется, что полученные закономерности можно использовать при построении математических моделей позднеплиоценовой седиментации в Индийском океане.

Статья написана при финансовой помощи гранта РФФИ № 08-05-00221.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Левитан М.А. (2016) Сравнительный анализ пелагического плейстоценового кремненакопления в Тихом и Индийском океанах. *Геохимия*. (3), 278-286.

Levitan M.A. (2016) Comparative analysis of pelagic Pleistocene silica accumulation in the Pacific and Indian Oceans. *Geochem. Int.* **54**(3), 257-265.

Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н., Кольцова А.В., Домарацкая Л.Г. (2018_3) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений морей Китая. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода*. (76), 143-156.

Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В., Сыромятников К.В. (2018_2) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Японского моря. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода*. (76), 135-142.

Левитан М.А., Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. (2013) Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане. *Геохимия*. (5), 387-395.

Levitan M.A., Balukhovsky A.N., Antonova T.A., Gelvi T.N. (2013) Quantitative parameters of Pleistocene pelagic sedimentation in the Pacific ocean. *Geochem. Int.* **51**(5), 345-352.

Левитан М.А., Гельви Т.Н., Сыромятников К.В., Чекан К.М. (2018_1) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря. *Геохимия.* (4), 321-335.

Levitan M.A., Gelvi T.N., Syromyatnikov K.V., Chekan K.D. (2018) Facies structure and quantitative parameters of Pleistocene sediments of the Bering Sea. *Geochem. Int.* **56**(4), 304-317.

Маккой Ф.Х., Суинт Т.Р., Пайпер Д.Ц. (2003) Типы донных осадков / Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана (Гл. ред. Г.Б. Удинцев). М.–СПб. С. 114-115.

Мурдмаа И.О. (1987) *Фации океанов.* М.: Наука. 304 с.

Ронов А.Б. (1949) История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). *Тр. Геофиз. Ин-та АН СССР.* (3), 136 с.

Страхов Н.М. (1945) О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах. *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический.* **20**(3/4), 34-48.

Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. (2015) На пути к постплейт-тектонике. *Вестник Российской академии наук.* **85**(7), 60-–615.

Хаин В.Е. (2001) Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 606 с.

Aubouin J., von Huene R. et al. (1982) *Init. Repts. DSDP,* 67: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Berger W.H., Fisher K., Lai C., Wu G. (1987) *Ocean productivity and organic carbon flux. Part I. Overview and maps of primary production and export production. Univ. of California*, San Diego, SIO Reference 97-30.

Clague J., Harper J.R., Hebda R.J., Howes D.E. (1982) Late Quaternary sea levels and crustal movements, coastal British Columbia. *Canadian J. Earth Sci.* **19**, 597-618.

Davies E., Malone M. et al. (2010) *Proc. IODP, Init. Repts.* 328: Washington DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.).

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. (2004) *A Geologic Time Scale 2004.* Cambridge Univ. Press, 82 p.

Hamilton T.D. (1994) Late Cenozoic glaciation of Alaska. In: *The Geology of Alaska* (Eds G. Plafker, H.C. Berg). GSA, 813-844.

Harris R.N., Sakaguchi A., Petronotis K. et al. (2013) *Proc. IODP, Init. Repts.* 344: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program).

Jaeger V.M., Gulick S.P.S., LeVay L.G. et al. (2014) *Proc. IODP, Init. Repts.* 341: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program).

Kulm L.D., von Huene R. et al. (1973) *Init. Repts. DSDP,* 18: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Lopes C., Mix A.C., Abrantes F. (2010) Environmental controls of diatom species in the northeast Pacific. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **297**(1), 188-200.

Lyle M., Koizumi I., Richter C. et al. (1997) *Proc. ODP, Init. Repts.,* 167: College Station, TX *(Ocean Drilling Program).*

Moore J.C., Watkins J.S. et al. (1982) *Init. Repts. DSDP,* 66: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. (2011) Vol. 15. Eds J. Ehlers, P.L. Gibbard, P.G. Hughes. Amsterdam: Elsevier, 1126 pp.

Riedel M., Collett M., Malone M.J. et al. (2006) *Proc. IODP, Init. Repts.* 311: Washington DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.).

Tréhu A.M., Bohrmann G., Rack F. et al. (2007) *Proc. ODP, Init. Repts.,* 204: College Station, TX *(Ocean Drilling Program).*

Vannucchi P., Ujiie K., Malinverno A. et al. (2012) *Proc. IODP, Init. Repts.* 334: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.).

Von Huene R., Aubouin J. et al. (1985) *Init. Repts. DSDP,* 84: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Westbrook G.K., Carson B., Musgrave R.J. et al. (1994) *Proc. ODP, Init. Repts.,* 146 (*Pt. 1*): College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Whitmarsh R.B., Beslier M.-O., Wallace P.J. et al. (1997) *Proc. ODP, Init. Repts.,* 173: College Station, TX *(Ocean Drilling Program).*

www.gebco.org (2004)

Yeats R.S., Haq B.U. et al. (1981) *Init. Repts. DSDP,* 63: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

ГЕОХИМИЯ, 2021, том 66, № 2, с. 127–144

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМ КРУПНЕЙШЕГО ГОЛОЦЕНОВОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ХАНГАР (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ КАМЧАТКИ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

© 2021 г. М. Л. Толстых[a], *, В. Б. Наумов[a], М. М. Певзнер[b], **, А. Д. Бабанский[c], *, Н. Н. Кононкова[a]**

[a] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия*

[b] *Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия*

[c] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия*

**e-mail: mashtol@mail.ru*

***e-mail: m_pevzner@mail.ru*

****e-mail: baban@igem.ru*

Поступила в редакцию 16.03.2020 г.
После доработки 25.06.2020 г.
Принята к публикации 28.06.2020 г.

Исследованы расплавные включения в минералах тефры дацитового состава крупнейшего голоценового извержения (возраст 7900 лет) вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка). Определен состав расплавов, соответствующий дацит-риолиту (SiO_2 = 70–77 мас. %, сумма щелочей 6–7 мас. %) со средним содержанием воды ~5 мас. %. Расплавы характеризуются слабо проявленным Nb минимумом, а также меньшей обедненностью тяжелыми РЗЭ (в среднем La/Yb = 7.1), которая отличает их от расплавов Ичинского вулкана – еще одного действующего вулкана Срединного хребта. Определены температурные интервалы образования вкрапленников, которые составляют 750–785 и 830–870°C для разных парагенезисов. Обсуждаются свидетельства ассимиляции материала гранито-гнейсового фундамента магмами вулкана Хангар.

Ключевые слова: Камчатка, Срединный хребет, тефра, дациты, риолиты, расплавные включения

DOI: 10.31857/S0016752521020084

Хангар занимает особое место среди вулканов Камчатки. Во-первых, это один из двух действующих (Базанова, Певзнер, 2001) вулканов Срединного хребта Камчатки, голоценовая активность которых в значительной мере связана с постсубдукционными геодинамическими процессами (Авдейко и др., 2002, Volynets et al., 2010). Во-вторых, это мощный центр кислого вулканизма, который приурочен к весьма специфической тектонической депрессионной структуре, в основании которой находится крупный гранитно-метаморфический купол (Кутыев, 1976; Пузанков и др., 1979). И, наконец, вулкано-тектоническая структура Хангар достаточно мало освещена в геохимической и петрологической литературе.

Целью данной работы было установление составов расплавов, формировавших тефру крупнейшего экплозивного извержения вулкана Хангар в голоценовое время, а также поиск маркеров участия материала гранитоидов в магмогенезисе этого вулканического центра.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ХАНГАР – ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ИСТОРИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ

Хангар (54°45′ с.ш., 157°24′ в.д., высота 2000 м) – самый южный вулкан Срединного хребта – расположен в крупной кальдере в пределах северной части Срединно-метаморфического массива (СММ) Камчатки, сложенного кристаллическими сланцами, амфиболитами, гранито-гнейсами и другими породами (Кутыев, 1976). Согласно (Соловьев и др., 2015), пик метаморфизма и последующая гранитизация метаморфитов СММ датируются ранним эоценом (около 50 млн л.н.), однако формирование гранитных интрузий продолжалось вплоть до позднего миоцена (Колосков, Коваленко, 2009). Согласно (Кутыев, 1976) вулканическая структура Хангар (рис. 1) была заложена на гранито-гнейсовом куполе в процессе формирования активного вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. Породы купола относят к Крутогоровскому комплексу гнейсоплагиогранитов

Рис. 1. Схематическое строение вулкано-тектонической структуры Хангар по (Базанова, Певзнер, 2001, Мелекесцев и др., 1996) с дополнениями. *1–2* – пирокластические потоки соответственно верхней и нижней части покрова извержения ХГ (7.9 тыс. л.н.), стрелками показано направление движения; *3* а – экструзии среднеплейстоценового возраста, б – стратовулкан позднеплейстоценового возраста; *4* – нерасчлененные породы Срединно-метаморфического массива; *5* – наложенная зона шлаковых конусов позднеплейстоценового возраста; *6–7* – фрагменты вулканических построек, разрушенные извержением ХГ: *6* – вершина стартовулкана, *7* – привершинные экструзии; *8* – кратерная воронка ; *9* – уступ кальдеры Хангар; *10* – точки опробования тефры извержения ХГ.

раннемелового возраста (Геологическая карта, 2016; Соловьев, 2015).

К настоящему времени установлено, что самые ранние вулканиты массива Хангар, представленные лавами андезибазальтового состава, образовались около 7 млн лет (Певзнер и др., 2017). После длительного перерыва (более 6 млн лет) вулканическая активность района возобновилась. Около 0.4 млн л.н. в кальдере начался рост серии риодацитовых экструзивных куполов. Формирование ныне существующего стратовулкана, сложенного породами преимущественно андезито-дацитового состава, началось только около 0.2 млн л. н. (Певзнер и др., 2019).

Около 7.9 тыс. л.н. (Cook et al., 2018) произошло мощное извержение стратовулкана Хангар, в ходе которого было образовано 2–3 км^3 пирокластических потоков и не менее 10 км^3 тефры (Базанова, Певзнер, 2002; Мелекесцев и др., 1996). Тефра этого извержения встречается в большинстве почвенно-пирокластических чехлов Центральной и Северной Камчатки на расстоянии до 500 км от вулкана, ей присвоен индекс ХГ (Пономарева и др., 2010; Braitseva et al., 1997). Извержение ХГ характеризуется кислым – дацит-риодацитовым – составом продуктов (Базанова, Певзнер, 2001; Мелекесцев и др., 1996; Пузанков и др., 1979). Согласно (Кутыев, 1976), процесс генезиса поздних кислых магм связан с частичным плавлением гранито-гнейсового материала купола при внедрении в зону очага новых порций магматических расплавов. Контаминация магм веществом фундамента

подтверждается обилием ксенолитов гранитоидов в лавах Хангара (Пузанков и др., 1979).

Нами были изучены образцы крупных лапилли тефры (от 2 до 9 см в диаметре) извержения ХГ, отобранные на расстоянии около семи километров от эруптивного центра. В обоих случаях опробовалась тефра из шурфов, заложенных в верховьях руч. Голодьяк на лавах плейстоценового возраста (т. 784: 54°41′25.60″ с.ш., 157°23′32.70″ в.д. и т. 785: 54°41′16.89″ с.ш., 157°24′23.85″ в.д.).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Химический состав пород определялся при помощи рентгенофлуоресцентного метода (РФА) в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

Для исследования состава расплавов отбирались зерна минералов-вкрапленников с природно-закаленными стекловатыми расплавными включениями. Отсутствие реакционных кайм и зональности включений фиксировалось при помощи микрозондового профилирования крупных включений. Содержания петрогенных элементов, Cl, F, SO_2 в стеклах включений и основной массы, а также в минералах определялись при помощи электронно-зондового микроанализа (EPMA) на приборах Cameca SX-100 (ГЕОХИ РАН) и Jeol JXA 8200 (ИГЕМ РАН) при параметрах 15–30 nA, 15 кВ, по площадке 3 × 3 мкм для минералов, 5 × 5 и 10 × 10 мкм для стекол. Содержания элементов-примесей в минералах и стеклах включений измерялись при помощи метода вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на анализаторе Cameca IMS-4f Центра Коллективного пользования “Диагностика микро- и макроструктур”, г. Ярославль. Детали методик приведены в работе (Portnyagin et al., 2007). Референсный образец риолитового стекла ATHO-G (Jochum et al., 2006) анализировался вместе с серией образцов. Составы некоторых акцессорных минералов были получены на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV с энергодисперсионным аналитическим спектрометром AztecOne при ускоряющем напряжении 24 кВ по площадке 1–7 мкм в Лаборатории кристаллохимии минералов ИГЕМ РАН.

ОПИСАНИЕ ПОРОД

Изученные образцы тефры 784 и 785 (табл. 1) представляют собой светло-серые, иногда желтоватые пемзовидные лапилли, сложенные вспененным стеклом (пористость не более 30–40%), а также вкрапленниками плагиоклаза, кварца, биотита, амфиболов в объемных соотношениях 50 : 25 : 20 : 5, соответственно. Вкрапленники составляют около 30 об. % породы. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, апатитом, цирконом и монацитом. Циркон и монацит были обнаружены исключительно в виде кристаллических включений в крупных вкрапленниках биотита и реже кварца.

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и микроэлементов (ppm) в образцах 784, 785 тефры ХГ вулкана Хангар

Компонент	**784**	**785**
SiO_2	67.53	65.37
TiO_2	0.39	0.41
Al_2O_3	15.55	15.46
Fe_2O_3	2.95	3.25
MnO	0.09	0.10
MgO	1.09	1.15
CaO	2.65	3.03
Na_2O	4.55	4.41
K_2O	2.30	2.21
P_2O_5	0.15	0.18
Сумма	97.25	95.57
Cr	12	<10
V	38	37
Cu	30	28
Zn	50	49
Rb	51	49
Sr	327	332
Zr	156	154
Ba	653	680
Y	23	19
Nb	11	11

Примечания. Анализы получены методом рентгенофлуоресцентного анализа.

Составы пород представлены в табл. 1. Поскольку их химические и петрографические характеристики очень близки, в дальнейшем они будут описываться вместе, без упоминания номера образца. Составы минералов приведены в табл. 2–5.

Плагиоклазы. Можно выделить плагиоклазы двух генераций: *An* 55–69 и *An* 22–42 соответственно (рис. 2, 3). Наиболее основные плагиоклазы (*An* > 50) встречаются редко (не более 5% проанализированных плагиоклазов), лишь в виде реликтовых резорбированных зон в крупных зернах (рис. 1б) или в виде включений в биотите. Плагиоклаз этой генерации характеризуется повышенным содержанием FeO (до 0.7 мас. %) и пониженным – K_2O (около 0.1 мас. %). Вкрапленники плагиоклазов олигоклаз-андезинового ряда характеризуются сложной повторяющейся зональностью, часто обратной, с незначительным диапазоном анортитовой составляющей *An* 22–32 (рис. 2), иногда до *An* 42 в кайме. Более кислый

Таблица 2. Представительные анализы плагиоклазов в тефре ХГ вулкана Хангар

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	50.08	58.37	59.73	61.72	56.46	61.73	60.32	61.89	52.17	61.47	62.04
Al_2O_3	31.59	25.36	23.04	23.32	27.34	23.64	23.86	24.34	30.56	24.27	23.78
FeO	0.73	0.22	0.08	0.15	0.23	0.16	0.17	0.16	0.25	0.11	0.21
CaO	14.33	7.01	6.67	4.51	8.86	5.79	6.23	5.74	13.15	5.84	4.75
Na_2O	3.56	7.41	8.11	8.61	6.48	8.00	7.66	8.02	4.02	7.84	8.48
K_2O	0.10	0.45	0.52	0.64	0.28	0.52	0.47	0.57	0.14	0.52	0.65
Сумма	100.39	99.82	98.15	98.95	99.65	99.84	98.71	100.72	100.29	100.05	99.91
An	69	33	30	22	42	28	30	27	64	28	23

Примечания. 1–3 включения в минералах (1, 2 – в биотите, 3 – в кварце); 4, 6, 8 – центральные зоны вкрапленников; 9 – промежуточная зона вкрапленника; 5, 7, 10 – краевые зоны вкрапленников; 11 – микролит.

Таблица 3. Представительные анализы темноцветных минералов тефры ХГ вулкана Хангар

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	47.96	48.63	44.89	53.36	53.68	38.12	38.89	38.08	37.40	37.26
TiO_2	1.18	1.00	2.04	0.07	0.09	4.09	4.25	4.07	4.09	4.07
Al_2O_3	7.01	5.99	9.70	0.58	0.67	14.23	14.48	14.18	13.73	13.48
FeO	11.16	12.49	12.37	18.98	17.82	15.28	12.19	14.23	15.19	15.63
MnO	0.69	1.31	0.56	1.79	2.37	0.35	0.18	0.38	0.46	0.44
MgO	16.21	15.13	14.17	24.03	24.63	15.18	16.16	14.43	14.89	14.63
CaO	11.01	10.86	10.47	0.94	0.50	0.26	0.16	0.07	0.05	0.06
Na_2O	1.41	1.25	1.92	0.02	0.03	0.50	0.84	0.57	0.43	0.45
K_2O	0.29	0.32	0.45	–	–	7.35	7.50	7.93	7.84	7.71
Cl	0.01	–	0.02	0.01	0.01	0.30	0.46	0.33	0.07	0.07
F	–	–	0.44	–	–	0.09	0.08	0.08	0.28	0.26
Сумма	96.93	96.98	97.03	99.78	99.80	95.75	95.19	94.35	94.43	94.06

Примечания. 1, 2 – мелкий и среднеразмерный вкрапленники амфибола; 3 – зерно амфибола из каймы обрастания по биотиту (рис. 3в); 4, 5 – округлые кристаллические включения пироксена в зерне амфибола; 6–10 – вкрапленники биотита.

Таблица 4. Составы акцессорных минералов тефры ХГ вулкана Хангар

Компонент	1	2	3	4	Компонент	5	6
SiO_2	0.11	0.29	0.30	0.29	P_2O_5	28.48	28.25
TiO_2	6.71	34.62	6.62	0.02	La_2O_3	16.26	15.31
Al_2O_3	1.98	0.18	1.82	0.02	Ce_2O_3	31.4	30.63
FeO	78.61	58.49	83.92	0.90	Nd_2O_3	11.34	11.64
MnO	0.66	1.50	0.70	0.20	CaO	2.12	2.48
MgO	1.52	1.41	1.56	0.19	SO_3	2.69	2.47
CaO	0.01	–	–	52.15	ThO_2	2.49	3.00
Na_2O	–	–	–	0.14	Pr_2O_3	2.84	2.83
K_2O	–	–	0.01	–	Sm_2O_3	0.84	1.16
P_2O_5	0.22	–	–	40.45	Eu_2O_3	0.56	0.66
Cl	–	–	–	0.69	Gd_2O_3	0.99	1.28
F	–	–	–	2.94	Er_2O_3	–	0.28
Сумма	89.82	96.49	94.93	98.02	Сумма	100	100

Примечания. 1–3 – зерна рудного минерала (1, 3 – кристаллическое включение в биотите, 2 – микровкрапленник); 4 – апатит из каймы обрастания по биотиту; 6, 7 – кристаллические включения монацита в биотите и кварце, соответственно.

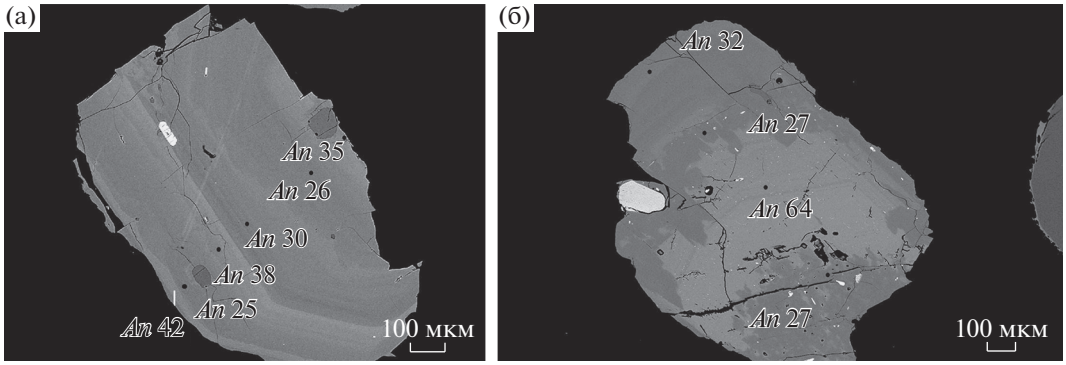

Рис. 2. Зональные вкрапленники плагиоклаза тефры извержения ХГ. Изображения получены при помощи микроанализатора Jeol JXA 8200, ИГЕМ РАН.

плагиоклаз (*An* 24–30) также широко распространен в виде кристаллических включений в кварце, более основном плагиоклазе и биотите (табл. 2), а также в составе полиминеральных агрегатов реакционных кайм по биотиту (рис. 3в) и микролитов.

Эти плагиоклазы характеризуются относительно высокими концентрациями K_2O – до 0.6 мас. % и кремнезема – 58–62 мас. %. Таким образом, плагиоклазы регистрируют сложную многостадийную историю магмогенеза с кратковременной дестабилизацией условий в очаге, зафиксированной в зоне роста основного плагиоклаза (рис. 1б), заключенной внутри плагиоклазов между более кислым ядром и внешней каймой.

Биотит является наиболее распространенным темноцветным минералом в породах, представлен в виде разноразмерных идиоморфных вкрапленников, а также в виде зерен в полиминераль-

Таблица 5. Содержание редких элементов (ppm) в цирконах тефры ХГ и гранитоидов вулкана Хангар

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Ba	19.2	28.1	31.5	1.1	6.5	5.1	3.6
Sr	3.9	5.0	43.4	1.0	4.7	5.5	4.5
La	1.0	1.0	1.1	0.1	0.4	0.2	0.2
Ce	36.5	24.6	94.4	11.8	23.9	20.0	11.1
Nd	2.3	2.4	14.0	0.8	2.7	1.5	0.6
Sm	4.7	4.0	27.9	1.5	4.8	2.9	1.2
Gd	32.0	27.4	159.2	11.3	26.0	18.7	9.1
Eu	1.4	1.3	9.9	0.7	1.5	1.0	0.6
Dy	148	132	549	50	95	70	41
Er	406	345	1148	143	233	184	117
Yb	954	789	2189	412	565	488	344
Lu	162	135	350	76	101	83	61
Y	2003	1738	5853	777	1178	937	512
Ti	47.8	34.2	40.5	7.17	19.2	30.9	18.2
Nb	15.3	14.0	17.7	35.0	8.3	20.8	3.4
Hf	11741	11828	8809	11684	13187	12596	12677
Th	126	69	386	68	156	100	76
U	364	222	657	204	341	294	259
P	545	853	1184	200	348	432	-14
Ca	342	238	1260	56	809	1075	547
T°, C	892	854	873	706	794	843	789

Примечания. 1–3– кристаллические включения во вкрапленниках биотита тефры; 4-7 – зерна циркона из гранитоидов основания вулкано-тектонической структуры Хангар; *T*°C рассчитана согласно (Watson et al., 2006).

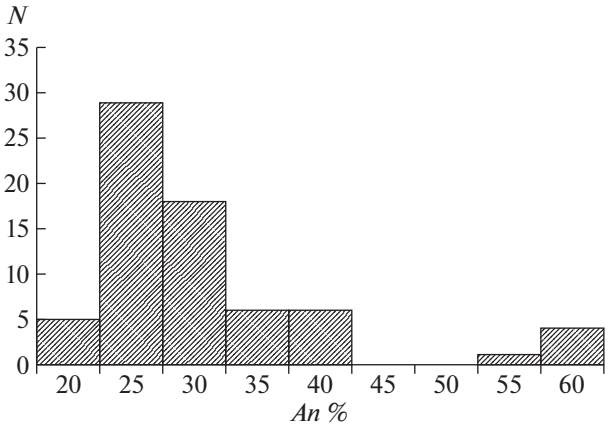

Рис. 3. Гистограмма распределения плагиоклазов тефры ХГ по составам. *An* – анортит, *N* – количество анализов.

ных агрегатах. Все вкрапленники биотита схожи по составу (табл. 3) и насыщены кристаллическими включениями рудного минерала (титаномагнетита), плагиоклаза, апатита, цирконов и монацита (рис. 4, 5). Некоторые вкрапленники сильно разрушены и окружены поликристаллической каймой (рис. 4в), которую составляют плагиоклаз, амфибол и акцессорные минералы: апатит, ильменит, титаномагнетит.

Кварц образует крупные (>0.3 мм) округлые вкрапленники, иногда содержащие кристаллические включения плагиоклаза (табл. 2) и некоторых акцессорных минералов, в том числе цирконов и монацита, а также расплавные включения. Зерна кварца не встречаются в реакционных каймах, а также в виде кристаллических включений в других минералах.

Амфибол чрезвычайно редко встречается в виде отдельных вкрапленников. Как правило, такие зерна отличаются сильным удлинением, окружены более мелкими зернами амфибола того же состава и содержат огромное количество кристаллических включений, в том числе ортопироксена и титаномагненита. Амфибол отдельных вкрапленников отвечает по составу роговым обманкам, в то время как выделения амфибола в полиминеральных каймах по биотиту относятся к чермакит-паргаситовому ряду, обогащены глиноземом и титаном (табл. 3).

Пироксен. Этот минерал (табл. 3) обнаружен только в виде кристаллических включений в амфиболе: это округлые некрупные (не более 0.02 мм) зерна гиперстена *En* 67–68.

Акцессорные минералы. К наиболее распространенным акцессориям относятся рудные минералы (титаномагнетит, ильменит), а также фтор-апатит (табл. 4). Рудные минералы образуют как отдельные вкрапленники, так и кристаллические включения, апатит встречаются в виде включений и в составе полиминеральных кайм вокруг вкрапленников биотита. Кроме того, в виде кристаллических включений в кварце и биотите обнаружены циркон и монацит, причем по составу эти кристаллические включения в разных минералах практически идентичны (табл. 4, 5).

ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Были проанализированы природнозакаленные стекловатые расплавные включения в плагиоклазе, кварце, амфиболе, биотите, а также стекла основной массы, свободные от микролитов.

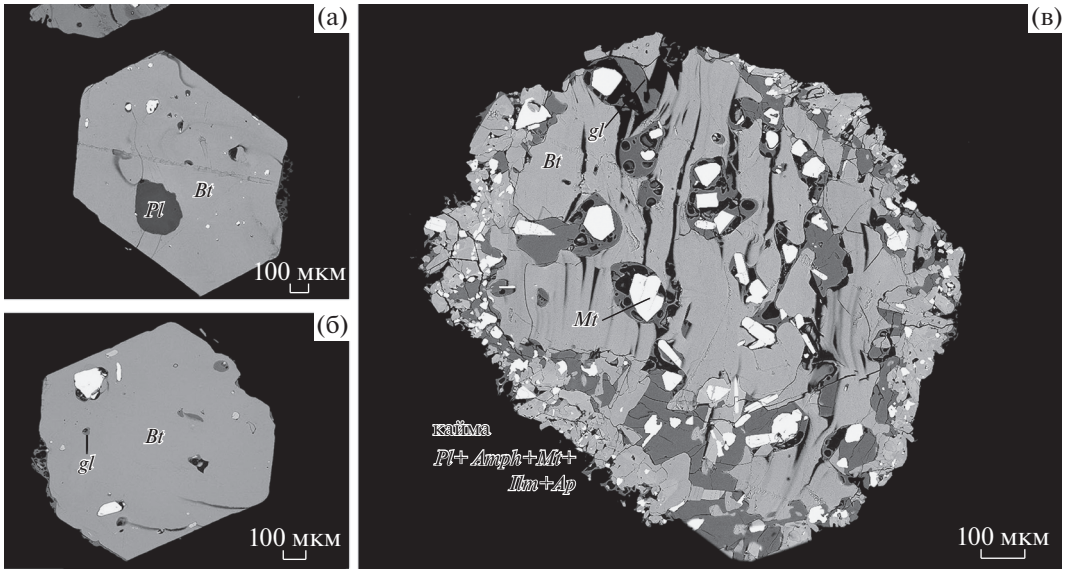

Рис. 4. Вкрапленники биотита тефры ХГ. Изображения получены при помощи микроанализатора Jeol JXA 8200, ИГЕМ РАН.

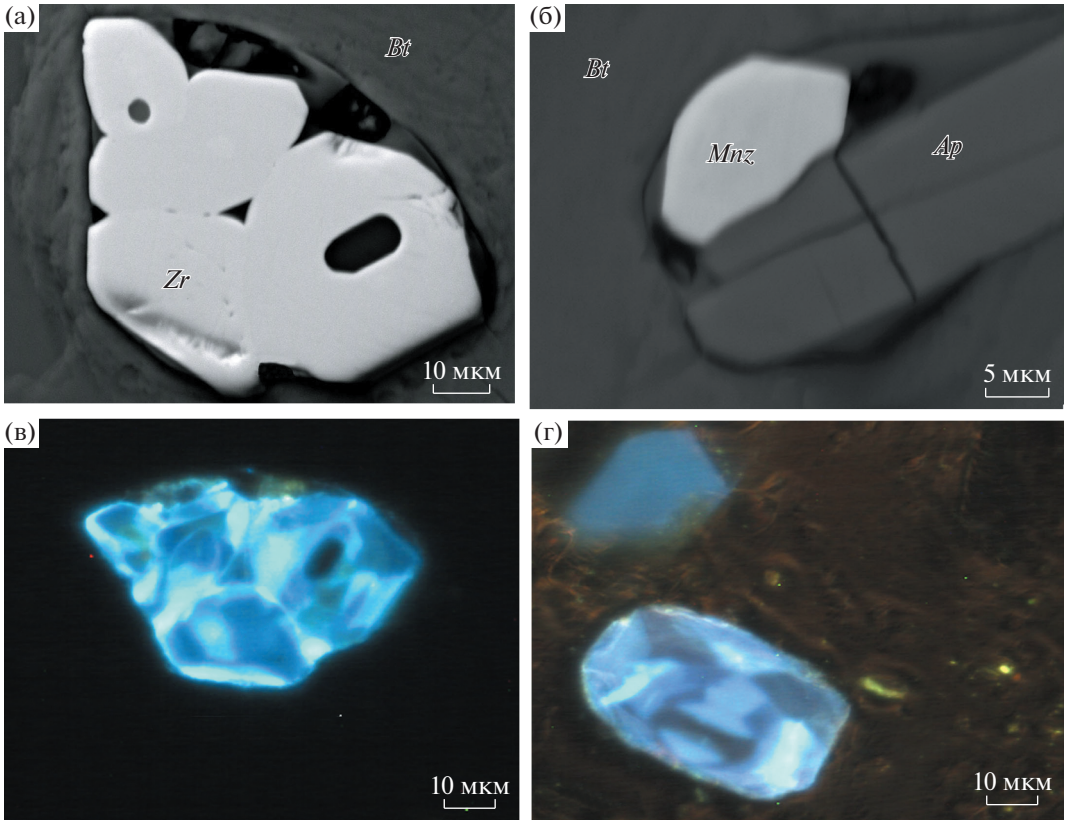

Рис. 5. Кристаллические включения цирконов (а, в) и монацита (б) в биотите тефры ХГ, а также зерно циркона из гранитов основания вулкано-тектонической структуры Хангар (г). *Zr*, *Mnz* – циркон и монацит, соответственно. Изображения а, б получены при помощи сканирующего электронного микроскопа JSM-5610LV в отраженных электронах (BSE COMPO), в, г – при помощи катадолюминисцентного анализатора КЛАВИ-1, лаборатория кристаллохимии минералов им. Белова, ИГЕМ РАН.

Выбирались включения размером более 15 мкм, с объемом пузырька не более 12–15% от общего объема включения, без визуально заметных нарушений. Стоит отметить, что включения в разных минералах имели некоторые общие морфологические особенности: округлые формы, иногда ассиметричные. Практически не встречались включения в форме обратных кристаллов, а также включения бипирамидальной формы, обычные для кварца и ранее описанные в некоторых пирокластических породах Хангара (Бакуменко и др., 1970). Отметим, что включения в биотите, даже визуально похожие на герметичные, в связи со структурой минерала нельзя считать изолированными; действительно, по составу они чаще всего практически не отличаются от стекол основной массы, в том числе и по высоким суммам анализа.

Все анализы стекол приведены в табл. 6. Это стекла риодацит-риолитового состава (SiO_2 = 71–76 мас. %, высоко- и умереннокалиевые (K_2O = = 2.9–4.4 мас. %), с невысокими содержаниями титана, железа и магния (средние значения TiO_2, FeO, MgO: 0.13, 0.68 и 0.1 мас. %, соответственно).

Включения в разных минералах чрезвычайно близки по составу; главным различием можно считать дефицит суммы макрохимического анализа. Наименьший дефицит суммы обнаруживают стекла основной массы и большинства включений в биотите.

Стоит отметить, что чаще всего анализы стекол с наибольшим дефицитом сумм отличаются также пониженными концентрациями Na_2O и слегка повышенными – SiO_2 и Al_2O_3 (Nielsen, Sigurdsson, 1981; Spray, 1995). В случае расплавов вулкана Хангар наблюдается очень слабая прямая корреляция содержаний Na_2O и суммы анализа (R^2 = 0.22), и чуть более заметная обратная корреляция SiO_2 и дифицита сумма анализа (R^2 = 0.61). Возможно, эти особенности анализа связаны со структурными особенностями стекол, поскольку подобные составы отмечены на разных приборах с разными параметрами анализа.

Обычно дефицит суммы при анализе стекол связан с присутствием H_2O в расплаве. Во включениях тефры вулкана Хангар при анализе с помощью SIMS зафиксированы содержания воды

Таблица 6. Химический состав (мас. %) стекол расплавных включений и основной массы тефры ХГ вулкана Хангар

№ включения	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cl	P_2O_5	Сумма	Мин*
Образец 785 (расплавные включения)													
1	70.02	0.16	12.74	0.58	0.05	0.09	0.98	3.00	3.77	0.07	0.01	91.48	*An* 34
2	70.13	0.09	14.20	0.59	0.06	0.10	1.79	2.77	3.05	0.07	0.03	92.87	*An* 29
3	70.59	0.12	12.08	0.77	0.11	0.14	0.43	3.10	4.26	0.11	0.05	91.74	*An* 26
4	70.77	0.13	12.94	0.69	0.05	0.08	0.62	2.41	3.93	0.10	–	91.68	*An* 29
5	70.94	0.11	13.00	0.79	0.05	0.10	0.74	2.39	3.84	0.08	–	92.01	*An* 29
6	70.98	0.14	12.28	0.62	0.09	0.08	0.60	2.00	4.39	0.09	0.02	91.32	*An* 28
7	71.01	0.17	11.92	0.52	0.12	0.08	0.54	2.80	4.16	0.09	0.04	91.42	*An* 28
8	71.10	0.10	11.83	0.64	0.11	0.08	0.52	2.61	4.33	0.08	0.00	91.37	*An* 25
9	71.55	0.07	11.29	0.55	0.06	0.11	0.72	2.07	3.55	0.07	0.02	90.06	*An* 29
10	71.57	0.08	12.95	0.47	0.06	0.05	1.32	2.22	3.37	0.06	–	92.11	*An* 27
11	71.64	0.17	12.06	0.67	0.03	0.09	0.64	2.15	3.99	0.09	0.03	91.54	*An* 29
12	71.68	0.12	11.28	0.48	0.13	0.06	0.50	2.90	3.96	0.09	0.02	91.24	*An* 27
13	71.69	0.13	11.05	0.53	0.07	0.10	0.72	3.12	3.64	0.08	0.04	91.17	*Q*
14	72.03	0.06	11.35	0.38	0.04	0.07	0.68	2.76	3.65	0.08	0.00	91.10	*Q*
15	72.05	0.09	10.97	0.41	0.08	0.11	0.61	2.69	4.31	0.06	0.00	91.38	*Q*
16	72.10	0.10	11.88	0.58	0.06	0.09	0.55	3.29	3.83	0.08	0.02	92.59	*An* 25
17	72.11	0.35	12.21	1.21	0.04	0.27	0.87	2.09	3.41	0.09	–	92.61	*An* 29
18	72.15	0.12	10.78	0.62	0.06	0.16	0.62	1.41	3.57	0.06	0.03	89.59	*An* 40
19	72.16	0.13	11.29	0.53	0.06	0.08	0.78	2.61	3.61	0.08	0.04	91.36	*Q*
20	72.16	0.16	13.88	0.89	0.02	0.18	2.09	2.77	2.94	0.06	–	95.13	*Amph*
21	72.32	0.13	11.11	0.56	0.01	0.08	0.78	3.13	3.52	0.07	0.02	91.70	*Q*
22	72.41	0.10	11.20	0.47	0.05	0.11	0.61	2.95	3.63	0.09	0.00	91.61	*Q*
23	72.45	0.18	11.21	0.54	0.09	0.12	0.74	2.86	3.53	0.08	0.02	91.83	*Q*
24	72.97	0.09	11.60	0.81	0.11	0.05	0.76	1.69	3.07	0.09	0.02	91.23	*Amph*
25	73.10	0.07	11.26	0.41	0.07	0.04	0.56	2.89	3.62	0.07	0.01	92.08	*Q*
26	73.44	0.06	11.09	0.52	0.06	0.07	0.57	2.54	3.52	0.06	0.00	91.90	*Q*
27	73.58	0.11	11.48	0.54	0.02	0.15	0.74	2.72	3.33	0.09	0.01	92.75	*Ом*
28	73.68	0.23	12.23	1.02	0.03	0.24	1.06	2.62	3.57	0.07	–	94.75	*Amph*
29	73.71	0.14	11.64	0.47	0.06	0.11	0.74	2.31	3.25	0.08	0.02	92.53	*Q*
30	73.74	0.14	11.57	0.66	0.08	0.30	0.96	3.25	3.65	0.06	0.04	94.46	*Amph*
31	73.77	0.14	11.59	0.60	0.02	0.07	0.75	2.83	3.71	0.08	–	93.60	*Q*
32	73.93	0.15	11.90	0.79	0.06	0.04	0.80	3.11	3.70	0.07	0.01	94.55	*Bt*
33	73.94	0.12	11.91	0.63	0.07	0.09	0.74	3.13	3.77	0.06	–	94.45	*Q*
34	74.07	0.07	11.47	0.79	0.09	0.08	0.73	3.33	3.54	0.04	0.00	94.22	*Q*
35	74.17	0.13	12.02	0.62	0.02	0.08	0.83	3.16	3.88	0.08	–	95.02	*Bt*
36	74.17	0.11	11.07	0.67	0.03	0.18	0.53	2.66	3.23	0.07	0.02	92.73	*An* 29
37	74.18	0.10	11.19	0.59	0.09	0.09	0.59	2.21	3.69	0.08	0.03	92.83	*An* 33
38	74.21	0.18	12.05	0.74	0.02	0.08	1.04	2.90	3.80	0.08	–	95.09	*Bt*
39	74.25	0.10	11.01	0.66	0.03	0.14	0.77	2.44	2.98	0.08	0.05	92.53	*An* 29
40	74.29	0.11	11.85	0.69	0.10	0.09	0.78	2.90	3.79	0.08	–	94.65	*Bt*
41	74.32	0.14	11.59	1.91	0.07	0.05	0.80	3.41	2.52	0.08	0.04	94.94	*Mt*
42	74.39	0.14	11.87	0.85	0.02	0.08	0.74	3.39	3.81	0.08	–	95.36	*Bt*
43	74.41	0.14	11.06	0.67	0.04	0.19	0.56	2.38	3.26	0.07	0.00	92.82	*An* 40
44	74.44	0.16	11.90	0.78	0.03	0.10	0.76	3.22	3.83	0.07	–	95.30	*Bt*
45	74.50	0.17	12.44	0.78	0.09	0.08	0.84	3.16	3.79	0.08	0.02	95.99	*Bt*
46	74.67	0.17	12.09	0.79	0.07	0.08	0.76	3.02	3.99	0.06	–	95.80	*Bt*
47	74.72	0.16	12.31	0.81	0.07	0.09	0.78	3.49	3.82	0.07	–	96.36	*Bt*
48	74.84	0.15	12.40	0.77	0.09	0.07	0.77	2.78	3.80	0.07	–	95.77	*Bt*
49	74.84	0.14	12.26	0.76	0.08	0.12	0.75	2.98	3.84	0.06	–	95.82	*Bt*
50	74.90	0.10	11.85	0.70	0.11	0.09	0.80	3.55	3.67	0.07	0.02	95.85	*Bt*
51	75.14	0.12	12.20	0.61	0.07	0.09	0.77	2.33	3.71	0.09	0.01	95.13	*Bt*
52	75.22	0.16	12.51	0.76	0.12	0.11	0.88	3.24	3.85	0.07	0.02	96.91	*Bt*

Таблица 6. Окончание

№ включения	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cl	P_2O_5	Сумма	Мин*
53	75.52	0.12	12.06	0.78	0.10	0.06	0.77	3.22	3.83	0.07	–	96.56	*Bt*
54	75.54	0.14	12.08	0.63	0.07	0.08	0.79	3.70	3.65	0.07	0.01	96.75	*Bt*
55	75.61	0.18	12.07	0.84	0.06	0.07	0.73	2.79	3.79	0.08	–	96.20	*Bt*
56	75.76	0.13	12.51	0.85	0.09	0.11	0.91	3.83	3.73	0.09	0.00	98.04	*Bt*
57	77.48	0.10	11.23	0.41	0.01	0.06	0.57	3.17	3.87	0.08	–	96.96	*Q*
Образец 785 (стекла основной массы)													
58	74.40	0.12	11.86	0.68	0.12	0.08	0.76	3.27	3.62	0.07	0.01	94.99	–
59	74.43	0.12	11.65	0.94	0.07	0.06	0.76	3.62	3.57	0.06	0.00	95.29	–
60	74.64	0.11	12.09	0.59	0.07	0.10	0.76	3.24	3.94	0.07	–	95.60	–
61	72.90	0.38	13.64	2.34	0.00	0.24	1.30	3.83	4.30	0.05	–	98.96	–
62	72.92	0.37	13.61	1.74	0.06	0.29	1.34	3.77	4.38	0.07	–	98.59	–
63	76.45	0.04	11.84	0.52	0.08	0.07	0.73	3.49	3.87	0.10	0.03	97.20	–
64	75.36	0.11	11.82	0.61	0.07	0.14	0.82	3.49	3.46	0.08	0.06	96.01	–
65	75.41	0.08	12.04	0.54	0.09	0.09	0.76	3.63	3.86	0.08	0.00	96.57	–
66	74.94	0.07	11.87	0.62	0.04	0.07	0.77	3.59	3.83	0.07	0.02	95.87	–
67	74.76	0.11	11.97	0.61	0.04	0.13	0.72	3.27	3.86	0.07	–	95.54	–
68	74.80	0.23	12.56	1.29	0.09	0.21	1.04	3.57	3.56	0.07	–	97.41	–
Образец 784 (расплавные включения)													
69	70.73	0.05	13.28	0.72	0.07	0.18	0.55	2.41	4.55	0.12	0.18	92.93	*An* 42
70	70.76	0.14	13.69	0.81	0.11	0.13	0.51	1.27	3.96	0.12	0.32	91.83	*An* 35
71	71.12	0.09	12.93	0.61	0.07	0.19	0.64	2.67	4.25	0.10	0.27	93.23	*An* 23
72	71.50	0.25	13.18	1.20	0.05	0.45	1.15	2.35	3.28	0.08	0.26	93.94	*Bt*
73	71.74	0.08	12.52	0.62	0.07	0.16	0.65	2.15	3.75	0.08	0.25	92.1	*An* 24
74	72.47	0.15	12.12	0.81	0.07	0.29	0.78	0.99	3.26	0.07	0.30	91.33	*An* 35
75	72.64	0.24	12.84	1.32	0.07	0.27	1.03	2.44	3.33	0.07	0.19	94.49	*Bt*
76	73.16	0.18	13.28	1.16	0.05	0.26	1.10	3.23	3.32	0.06	0.26	96.11	*Bt*
77	73.71	0.17	12.64	0.55	0.09	0.09	0.57	1.07	3.35	0.08	0.29	92.65	*Q*
78	73.88	0.08	12.29	0.54	0.04	0.11	0.80	1.50	3.45	0.06	0.31	93.21	*Q*
79	74.13	0.11	12.70	0.82	0.11	0.13	0.81	3.04	3.67	0.08	0.24	95.85	*Bt*
80	74.15	0.23	12.00	0.94	0.05	0.24	0.79	2.05	3.25	0.06	0.19	93.96	*An* 35
81	74.25	0.17	12.59	0.92	0.14	0.11	0.79	3.38	3.76	0.06	0.23	96.45	*Bt*
82	74.51	0.10	12.42	0.96	0.15	0.11	0.84	2.23	3.70	0.06	0.32	95.42	*Bt*
83	74.66	0.15	12.81	0.81	0.11	0.12	0.83	3.16	3.62	0.07	0.27	96.78	*Bt*
84	74.83	0.09	12.79	0.97	0.13	0.14	0.82	3.29	3.62	0.08	0.22	97.28	*Bt*
85	74.89	0.10	12.98	0.81	0.12	0.12	0.87	3.02	3.75	0.05	0.26	96.99	*Bt*
86	75.45	0.12	12.88	0.91	0.13	0.12	0.87	3.35	3.63	0.08	0.22	97.78	*Bt*
Образец 784 (стекла основной массы)													
87	74.61	0.15	12.55	0.94	0.04	0.12	0.86	3.05	3.78	0.07	0.38	96.59	–
88	75.29	0.11	12.73	0.93	0.09	0.09	0.85	2.57	3.80	0.08	0.35	97.02	–
89	75.65	0.10	12.77	0.66	0.06	0.13	0.82	3.59	3.85	0.05	0.29	98.01	–

Примечания. Мин* – минерал-хозяин для расплавных включений: *An* – анортит, *Q* – кварц, *Amph* – амфибол, *Bt* – биотит, *Mt* – магнетит.

до 4.9 мас. %. Таким образом, можно предполагать, что истинная сумма большинства анализов должна составлять около 95 ± 1 мас. %. Следовательно, суммарные отклонения в содержаниях элементов в стеклах с заниженными суммами анализа составляют 1–3 мас. %. В связи с этим для вариационных диаграмм использованы значения, пересчитанные на стопроцентную сумму анализа.

Содержания микроэлементов удалось измерить только в пяти включениях и в стекле основной массы в связи с редкостью достаточно крупных бездефектных включений. Все составы стекол очень близки (табл. 7), все расплавы отличаются относительной обедненностью V, Cu и относительно высокими содержаниями крупноионных элементов (Ba до 666 ppm, Rb до 86 ppm) и высокозарядных элементов Nb (12–18 ppm),

Таблица 7. Содержание макро- (мас. %) и микроэлементов (ppm) в стеклах расплавных включений в минералах и основной массы тефры ХГ вулкана Хангар

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	72.63	74.07	73.09	72.16	71.69	74.40
TiO_2	0.15	0.11	0.12	0.13	0.13	0.12
Al_2O_3	12.95	12.35	12.24	11.29	11.05	11.86
FeO	0.66	0.52	0.45	0.53	0.53	0.68
MnO	0.21	0.11	0.12	0.06	0.07	0.12
MgO	0.12	0.11	0.08	0.08	0.10	0.08
CaO	0.48	0.53	0.63	0.78	0.72	0.76
Na_2O	2.76	3.00	2.67	2.61	3.12	3.27
K_2O	4.24	3.83	3.66	3.61	3.64	3.62
P_2O_5	0.24	0.21	0.21	0.04	0.04	0.01
S	0.03	0.01	0.01	0.00	0.03	–
Cl	0.12	0.07	0.09	–	–	–
H_2O	4.98	4.55	3.90	1.77	5.25	1.96
Сумма	99.57	99.47	97.27	93.06	96.37	96.88
Li	44.56	44.07	43.40	12.84	40.99	41.56
Be	2.47	1.91	2.22	0.83	2.21	2.25
B	28.25	17.64	26.76	9.22	26.44	26.30
K	45396	44423	47136	38798	39954	37165
Cr	1.02	4.53	1.47	2.28	1.68	1.00
V	7.59	8.29	7.30	5.99	6.43	7.22
Cu	4.13	5.19	7.37	11.07	8.78	6.83
Rb	85.74	70.66	83.85	74.56	72.55	67.23
Sr	40.33	57.15	46.00	48.21	58.20	79.54
Y	17.68	13.25	17.64	16.50	16.62	15.80
Zr	53.81	63.42	42.21	37.45	46.94	48.60
Nb	16.22	11.75	16.67	16.14	18.06	15.32
Ba	650	714	566	622	666	630
La	17.28	19.14	16.53	10.87	15.84	18.27
Ce	37.07	36.97	34.95	25.81	33.89	38.15
Nd	14.21	13.87	14.88	10.43	14.17	14.47
Sm	2.95	2.61	3.05	2.47	2.80	2.71
Eu	0.20	0.65	0.44	0.75	0.29	0.33
Gd	3.74	1.99	2.77	2.88	2.96	2.31
Dy	3.04	2.26	2.73	2.42	2.66	2.33
Er	2.02	1.66	2.01	2.10	2.07	1.83
Yb	2.74	1.80	2.48	2.37	2.42	2.26
Hf	3.05	3.20	2.57	2.39	3.02	2.58
Ta	1.49	1.19	1.41	1.57	1.79	1.37
Pb	3.69	3.62	4.17	4.34	3.85	4.01
Th	7.43	4.98	6.68	5.96	6.56	6.28
U	4.44	2.71	3.78	4.17	4.28	3.57
Ti	569	778	499	418	515	595
Th/U	1.67	1.83	1.77	1.43	1.53	1.76
La/Yb	6.30	10.64	6.68	4.59	6.55	8.07
Мин*	*Pl*	*Pl*	*Pl*	*Q*	*Q*	*Ом*

Примечания. 1–5 – стекла расплавных включений в минералах, 6 – стекло основной массы. Мин* – минерал-хозяин, *Pl* – плагиоклаз, *Q* – кварц, *Ом* – основная масса.

Zr (37–63 ppm), и средними содержаниями Y (13–18 ppm). Отношения Th/U и La/Yb составляют 1.4–1.6 и 4.6–10.6, соответственно, причем различий в стеклах основной массы и включений не обнаружено.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимические особенности расплавов

На вариационных диаграммах расплавов (рис. 6) можно отметить, что наиболее отчетливым трендом по изменению содержаний петрогенных элементов с ростом кремнекислотности расплава является падение содержания глинозема, вероятно, связанное с кристаллизацией плагиоклаза. При этом зависимость состава включения от минерала-хозяина отсутствует, и, судя по близкому составу включений, почти все изученные фазы – плагиоклаз, кварц, амфибол – кристаллизовались практически одновременно. Относительно порядка кристаллизации биотита, который не является надежным контейнером для включений, сложно делать выводы именно по составу стекол, однако, судя по набору кристаллических включений, биотит кристаллизовался как одна из наиболее поздних фаз.

Стоит отметить, что содержания макро- и микроэлементов (рис. 7) в стеклах расплавных включений чрезвычайно схожи с данными по стеклам основной массы пород извержения ХГ, как полученных в ходе выполнения данной работы, так и опубликованных ранее (Cook et al., 2018), а также нескольких других извержений Хангара, приведенных в работе (Portnyagin et al., 2020). В целом, такое сходство характерно для тефры извержений плинианского типа (Ponomareva et al., 2015), однако в большинстве случаев стекла основной массы отличают от стекол включений более высокие, близкие к 100 мас. % суммы анализа, что может говорить об обедненности летучими компонентами остаточного стекла по сравнению с расплавом вследствие дегазации (Толстых и др., 2015, 2019, Portnyagin et al., 2020). Отличительной особенностью тефры Хангара можно счесть довольно низкие суммы в анализах стекол основной массы 95–98 мас. % (табл. 6) и 92–99% (Portnyagin et al., 2020), что, вероятно, может быть обусловлено структурными особенностями стекла, выявить которые пока не удалось.

По составам расплава Хангар очень близок ко второму действующему вулкану Срединного хребта – Ичинскому (Толстых и др., 2019). На вариационных диаграммах (рис. 6) границы полей расплавов этих вулканов практически совпадают, однако есть некоторые отличия. Так, стекловатые включения с более высокими содержаниями Ti, Al, Mg, Fe, Ca чаще встречаются в минералах Ичинского вулкана. Эти составы характеризуют группу умеренно-калиевых расплавов (рис. 6), появление которых в магматической системе хронологически приближено к этапу активизации ареального вулканизма в зоне Ичинского вулкана (Толстых и др., 2019).

В целом, расплавы вулканов Хангар и Ичинский довольно схожи по содержаниям элементов-примесей: и те, и другие несут признаки вулканизма тыловой зоны островодужной системы (Volynets et al., 2010 и др.), что отличает их от кислых расплавов вулканов Восточного вулканического пояса, активность которых обусловлена субдукционными процессами (Толстых и др., 2015; Izbekov et al., 2004; Humphreys et al., 2007). В частности, значительные содержания U и Th, слабо выраженный Nb-минимум (>12–17 ppm), довольно высокие концентрации легких РЗЭ. Содержания воды не слишком высоки, данные SIMS совпадают для стекол Хангара и Ичинского, составляя около 5 мас. %.

Однако между расплавами Хангара и Ичинского есть и различия (рис. 7). В частности, обогащенность расплавов Ичинского вулкана наиболее несовместимыми элементами, такими как LILE, отсутствие локального Zr-минимума и относительно слабое обеднение средними и тяжелыми РЗЭ (отношение La/Yb составляет 6–10 и 10–16 в расплавах Хангара и Ичинского, соответственно, при одинаковых содержаниях лантана).

Итак, по составу расплавных включений можно предполагать, что тефра извержения 7900 л. н. сформирована при остывании кислого средне-высококалиевого расплава со средним содержанием воды более 5 мас. % и геохимическими признаками вулканитов постсубдукционных обстановок. Поскольку для вулканитов основного состава эти признаки объясняются спецификой мантийных источников постсубдукционного базитового вулканизма (например, Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010; Волынец и др., 2018, 2020), наследование этих особенностей кислыми расплавами свидетельствует о прямой генетической связи с первичными мантийными выплавками или их дериватами. Однако некоторые особенности расплавов голоценовой тефры ХГ (в первую очередь, сравнительно низкие La/Yb отношения) позволяют предполагать участие в магмогенезисе процессов, присущих именно этой магматической системе. Главной особенностью вулканического комплекса Хангар можно считать наличие гранито-гнейсового купола в основании вулкана и возможное участие материала этого купола в магмогенезисе (Кутыев, 1976; Асафов, 2013 и др.).

Что касается генезиса кислых расплавов, формировавших тефру изученного голоценового извержения, то, согласно (Кутыев, 1976), он связан с масштабным плавлением гранито-гнейсового

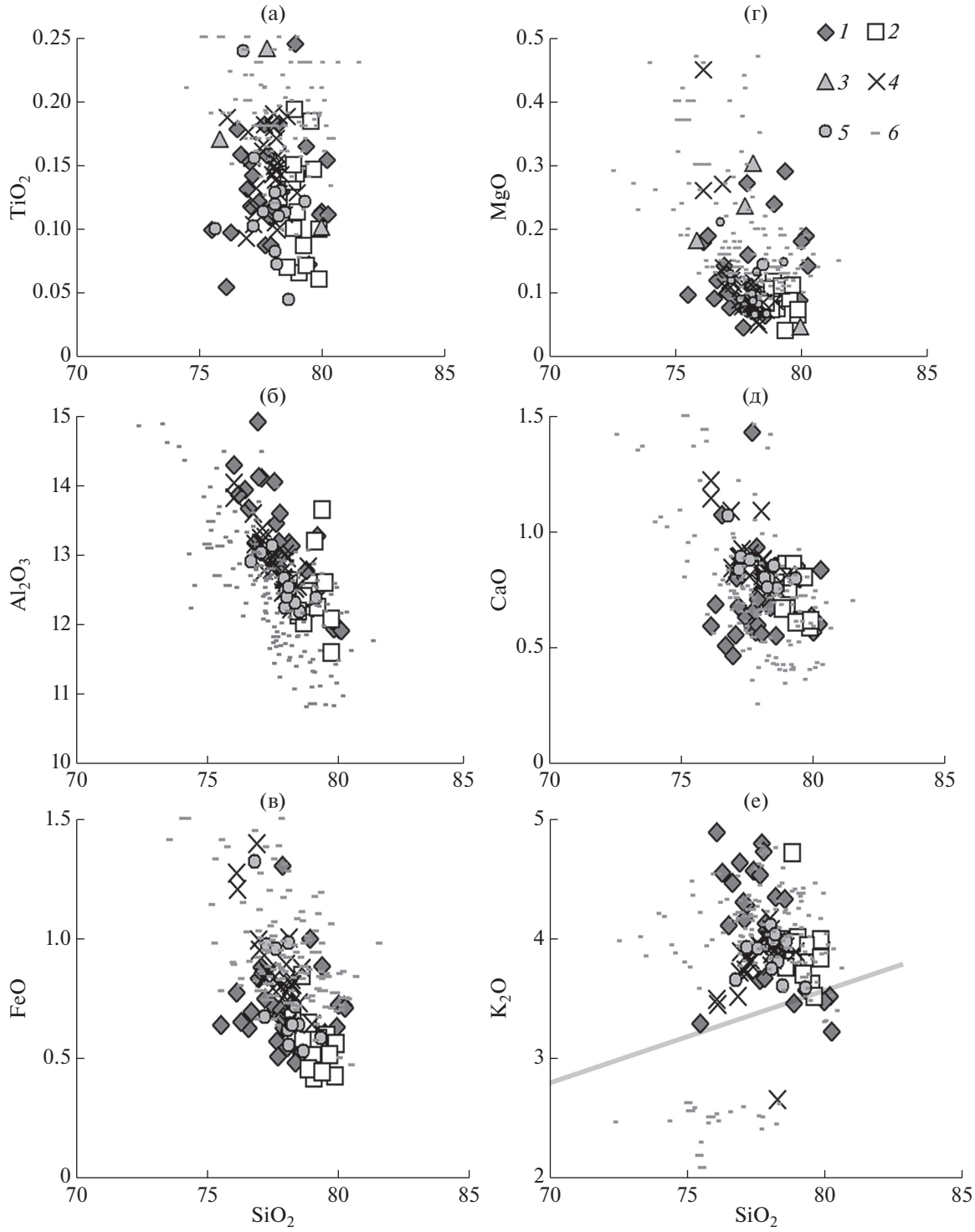

Рис. 6. Вариационные диаграммы Харкера для расплавных включений в минералах вулканов Хангар и Ичинский. *1–5* – стекла вулкана Хангар; включения в следующих минералах: *1* – *Pl*, *2* – *Q*, *3* – *Amph*, *4* – *Bt*; *5* – стекло основной массы; *6* – стекла включений и основной массы вулкана Ичинский (Толстых, 2019). Для диаграмм использованы значения, полученные при пересчете сумм анализа на 100 мас. %. Линия, разделяющая высоко- и умереннокалиевые составы на рис. е – по (Rickwood, 1989).

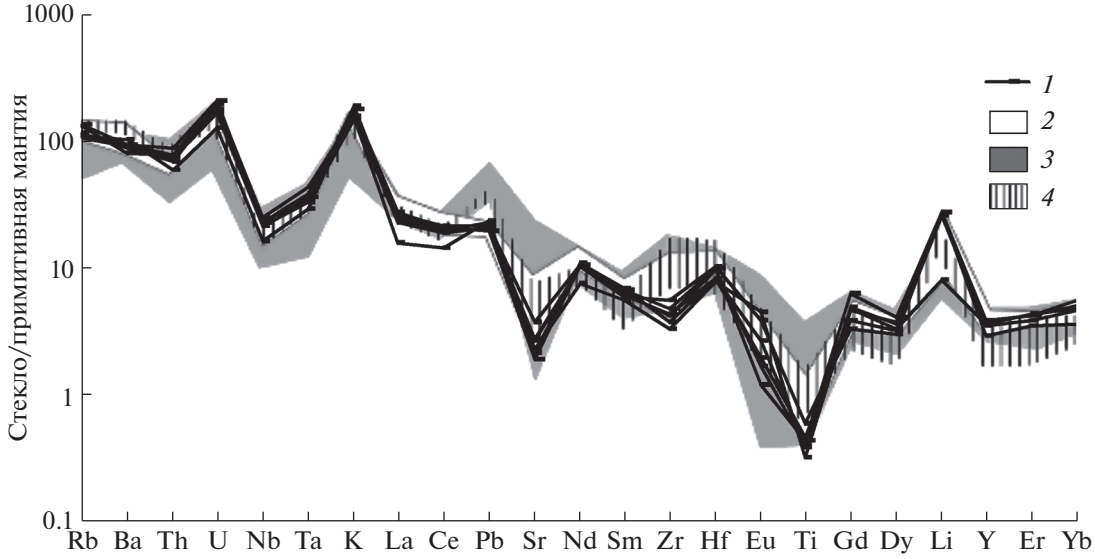

Рис. 7. Спайдер-диаграмма для стекол тефры вулканов Хангар и Ичинский. *1* – расплавные включения и стекло основной массы вулкана Хангар, *2*, *3* – стекла основной массы тефры ХГ (Cook et al., 2018) и других извержений вулкана Хангар (Portnyagin et al., 2020), *4* – расплавные включения в минералах вулкана Ичинский (Толстых и др., 2019). Состав примитивной мантии по (Sun, McDough, 1989).

вещества купола, на котором заложена вулканотектоническая структура. Эти выводы основаны на изучении составов ксенолитов пород фундамента в дацитах вулкана, а также сравнительном анализе акцессорных фаз плутонических и вулканических пород. Изотопные данные (Асафов, 2013) также регистрируют вклад корового компонента в петрогенезис вулканитов Хангара, в т.ч. отмечаются минералогические свидетельства неполной ассимиляции корового вещества при генезисе магм. Другие исследователи (Пузанков, Волынец, 1979), основываясь на сравнении валового и микроэлементного составов пород фундамента и вулканитов Хангара, отрицают возможность формирования вулканитов Хангара только за счет прямого плавления гранитно-метаморфического комплекса, однако отмечают влияние на состав вулканитов контаминации магм гранитоидами. Дополнительным доводом в пользу незначительности процессов плавления фундамента в магмогенезисе вулканитов Хангара для авторов является сходство кислых пород Хангара и Ичинского вулкана.

Составы гранитоидов структуры Хангар (Соловьев, 2015; Пузанков, Волынец, 1979; Толстых, 2020) разнообразны, и по содержаниям кремнезема и щелочей действительно близки к характеристикам изученных в данной работе пород (рис. 11), однако, содержат гораздо больше окислов железа и магния. Составы кислых пород Хангара, как вулканических, так и плутонических, близки к составам дацитовых пемз Ичинского вулкана (Толстых, 2019), также, как близки и макроэлементные характеристики их расплавов (рис. 11), за исключение большего диапазона щелочности, присущего расплавам Ичинского вулкана. При наблюдаемом соотношении составов расплавов и пород главным процессами петрогенезиса в обоих случаях представляются кумуляция и, в меньшей степени, магматическое смешение (Толстых, 2019). Разница же в микроэлементном составе расплавов (главным образом, разные показатели отношения La/Yb) может определяться минералогией магматической системы. Например, частичное плавление безамфиболовых биотит-содержащих гранитоидов Хангара может объяснять относительно невысокие La/Yb в результирующем расплаве, поскольку по данным (Nash, Crecraft, 1985) Kd_{La}/Kd_{Yb} в паре биотит–кислый расплав составляет около 5. Для вулкана Ичинский важное значение может играть насыщение амфиболом магматической системы, в том числе магм среднего состава, дериватами которых, возможно, является риодацитовый расплав (Добрецов, 2016). Амфибол в кислом расплаве выступает в качестве концентратора тяжелых РЗЭ, и сравнительно высокие значения La/Yb в кислых расплавах Ичинского вулкана может определять иное фракционирование тяжелых РЗЭ за счет существенно более высоких Kd_{La}/Kd_{Yb} в паре амфибол–расплав (Sisson, 1994).

Однако, на сегодняшний день эти версии остаются в разряде предположений, так как имеющихся данных недостаточно, чтобы со всей очевидностью на основании геохимических характеристик подтвердить генетическую связь гранитоидов и вулканитов Хангара.

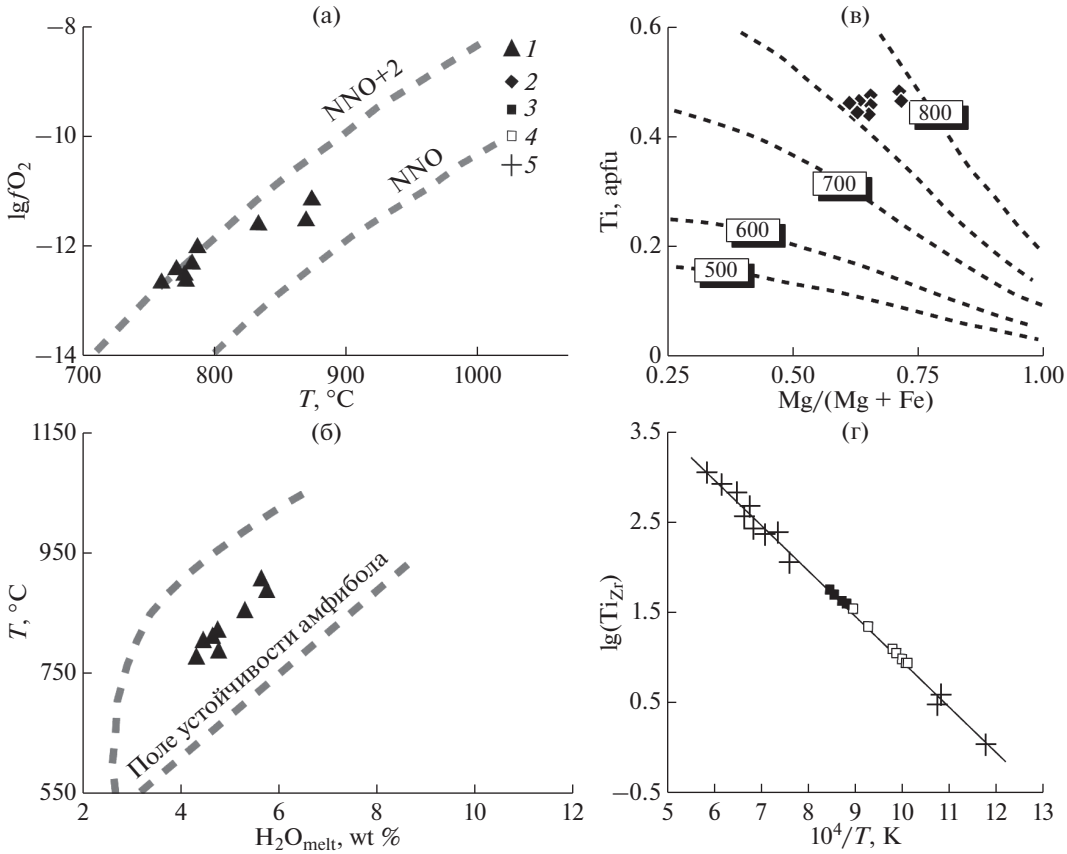

Рис. 8. Бинарные диаграмм для расчетных значений температур по составам амфибола, биотита тефры ХГ и цирконов тефры ХГ и гранитоидов основания вулкана Хангар. а, б – вариационные диаграммы T°C – lgfO_2 и H_2O мас. % – T°C для амфиболов по данным мономинерального геотермометра (Ridolfi et al., 2010); в – вариационная диаграмма #Mg-Ti для биотита согласно мономинеральному термометру (Henry et al., 2005); г – вариационная диаграмма T°C – Ti_{Zr} для цирконов согласно мономинеральному термометру (Watson et al., 2006). Активность титана в системе определена согласно методу (Wark, Watson, 2004). *1–3* – минералы тефры ХГ: амфибол, биотит, циркон соответственно, *4* – циркон гранитоидов, *5* – экспериментальные данные из работы (Watson et al., 2006).

Минералогические особенности тефры вулкана Хангар. Наличие в породах минералогических свидетельств нарушения нормального хода кристаллизации может свидетельствовать о локальной неравновесности в магматическом очаге, связанной с изменениями параметров кристаллизации – повышением температуры или водонасыщенности расплава (Panjasawatwong et al., 1995; Sisson, Grove, 1993), либо изменениями состава породообразующего расплава (Danyushevskiy et al., 1997).

Какие-либо колебания составов расплава в магматической системе Хангар не были зафиксированы; все включения имеют достаточно близкие характеристики (табл. 6).

В пользу временного повышения температуры расплава исходного состава в процессе кристаллизации свидетельствуют резорбированные зоны основного плагиоклаза в окружении участков более кислого состава (рис. 2б) и кристаллические включения более кислого плагиоклаза в более основном (табл. 3), а также полиминеральные каймы вокруг зерен биотита (рис. 4в), сложенные агрегатом плагиоклаза, титано-магнетита, ильменита и амфибола, содержащего больше титана и глинозема, чем амфибол вкрапленников. Согласно амфиболовому геотермобарометру (Ridolfi et al., 2010), амфиболы вкрапленников кристаллизовались при давлениях не более 2 кбар при температурах 760–787°C, а более титанистые амфиболы кайм по зернам биотита – при температурах 834–874°C (рис. 8а, 8б). Рассчитанные по этой же программе содержания H_2O в расплаве составляют в среднем 4.65 и 5.65 мас. %, соответственно, что сопоставимо с данными SIMS по стеклам расплавных включений.

Температуры кристаллизации биотита, рассчитанные согласно мономинеральному термометру (Henry et al., 2005), также укладываются в диапазон 755–785°C (рис. 6в), хотя данный термометр разработан для метаморфических систем, и для реконструкции магматических процессов его следует применять с осторожностью (Sumbea, 2010). Таким образом, можно предполагать, что

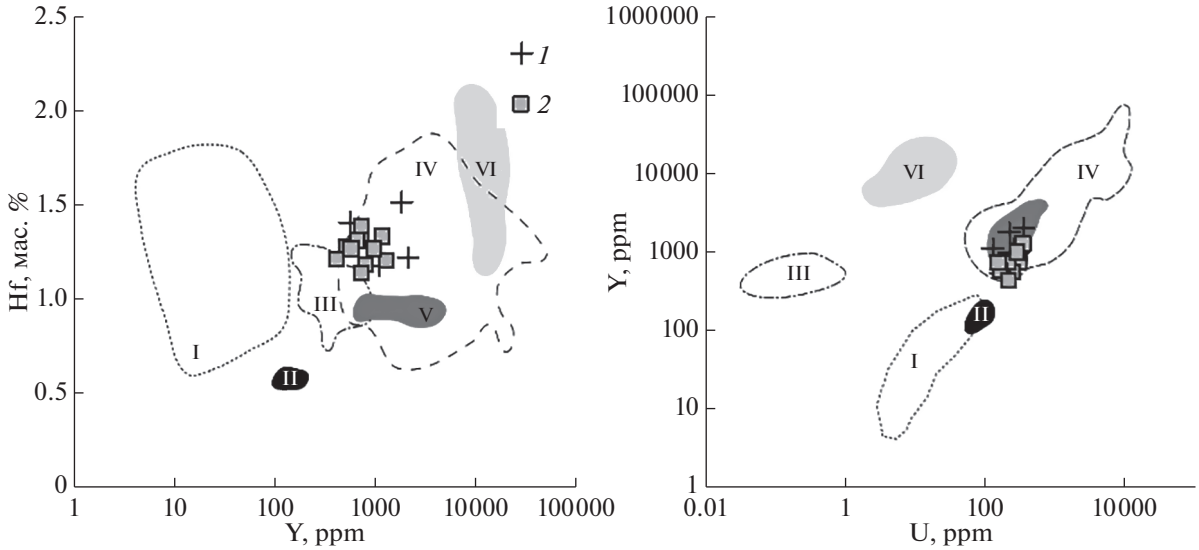

Рис. 9. Вариационные диаграммы для цирконов структуры Хангар. *1* – кристаллические включения цирконов в минералах тефры ХГ, *2* – цирконы гранитодов структуры Хангар. Поля цирконов из различных типов пород по (Belousova, 2015): I – кимберлиты, II – карбонатиты, III – сиениты, IV – гранитоиды, V – долериты, VI – нефелин-сиенитовые пегматиты.

полиминеральные каймы, развившиеся по периферии зерен биотита (рис. 4), формировались в условиях несколько более высоких температур, чем вкрапленники биотита и амфибола, следовательно, мог иметь место вторичный разогрев магматической камеры или ее участков.

Возможно, результатом таких температурных колебаний являются и промежуточные зоны более основного плагиоклаза во вкрапленниках (рис. 1). К сожалению, поскольку в этих зонах роста не было обнаружено включений, расчетные реконструкции условий кристаллизации, базирующихся на равновесии “плагиоклаз–расплав”, не могут быть использованы.

Подобное повышение температур могло быть результатом инъекций более основных и высокотемпературных магм в долгоживущий кислый коровый очаг, причем низкая распространенность более высокотемпературных минеральных фаз может свидетельствовать о сравнительно небольших масштабах этого процесса. Возможно, информацию о составе и происхождении этих основных магм сможет дать планируемое исследование базальтов ареальных конусов вулканического массива Хангар.

Стоит отметить, что заметное сходство фазового состава гранитоидов (Кутыев, 1976; Соловьев, 2015; Толстых, 2020) и дацитовой тефры Хангара косвенно свидетельствует в пользу предположения о генетической взаимосвязи кислых магм Хангара и материала гранито-гнейсового купола. В частности, главный породообразующий парагенезис и гранитоидов, и тефры ХГ представлен плагиоклазом, биотитом и кварцем. Амфибол, согласно (Кутыев, 1976), имеет некоторое распространение только в периферических частях купола – и в вулканитах Хангара встречается в виде единичных зерен. Впрочем, о полном тождестве минеральных ассоциаций вулканитов и плутонических пород Хангара говорить нельзя, поскольку различаются объемные соотношения и особенности состава породообразующих минералов тефры и гранитоидов (Толстых, 2020) – так, плагиоклазы гранитоидов имеют более высокое содержание анортитового минала, а биотиты обогащены MgO по сравнению с одноименными минералами дацитов.

Возможно, несколько более информативными могут быть акцессорные минералы тефр, в частности, монацит и циркон. В дацитовой тефре ХГ монацит распространен в качестве мелких кристаллических включений в биотите и плагиоклазе (рис. 3, табл. 4). Монацит – фосфат лантаноидов – характерен, в первую очередь, для метаморфических пород, реже встречается в гранитоидах и пегматитах и почти не известен в вулканитах. Он широко распространен в породах Срединно-метаморфического массива (Лучицкая и др., 2017). Представляется вполне возможным, что кристаллические включения монацита в минералах тефры ХГ могут быть генетически связаны с материалом гранито-гнейсового купола основания вулкана Хангар.

Что касается цирконов, которые также распространены в виде кристаллических включений во вкрапленниках тефры ХГ, то они могут являться как самостоятельной фазой дацитовых магм вулканического комплекса (о чем косвенно может свидетельствовать локальный Zr-минимум (рис. 6), так и ксеногенной фазой, попавшей в

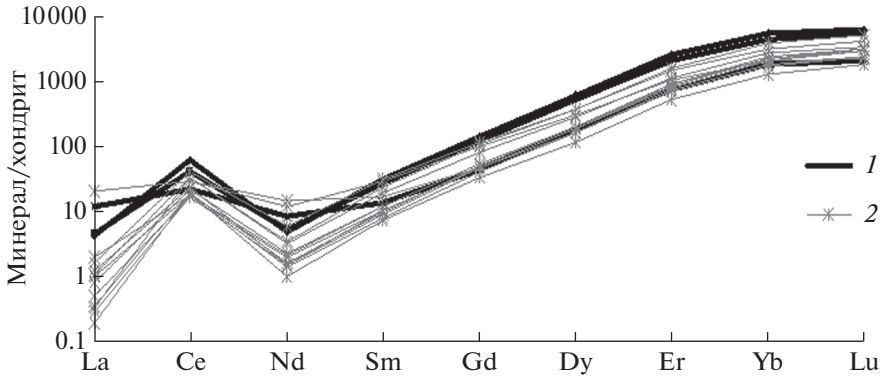

Рис. 10. Спайдер-диаграмма для цирконов структуры Хангар. *1* – кристаллические включения в минералах вулканитов, *2* – акцессорные минералы в гранитоидах фундамента. Состав хондрита дан по (Sun, McDough, 1989).

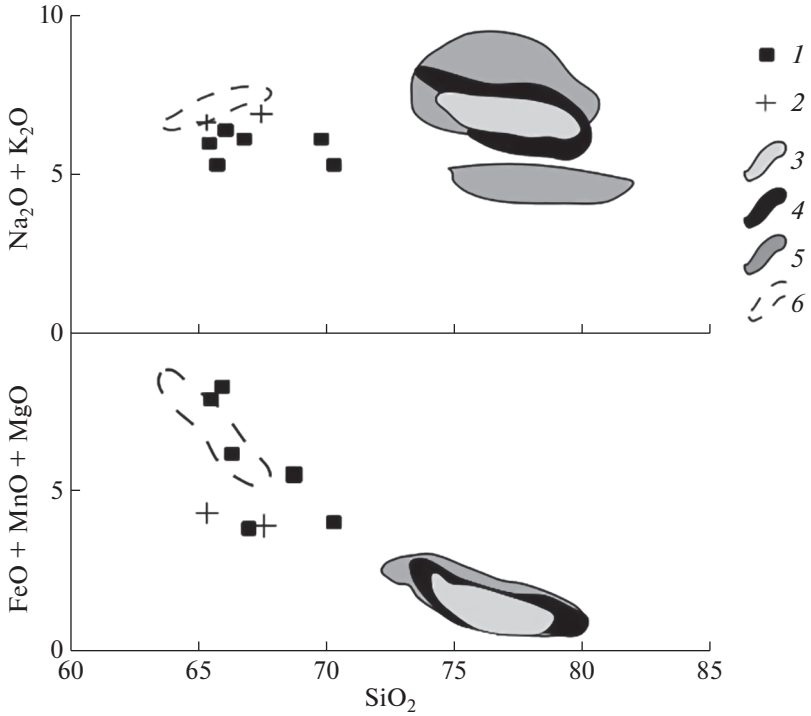

Рис. 11. Бинарные диаграммы SiO_2–($Na_2O + K_2O$), SiO_2–($FeO + MnO + MgO$) для пород и расплавов вулканов Хангар и Ичинский. *1* – гранитоиды вулкана Хангар по (Пузанков, Волынец, 1979; Соловьев, 2015; Толстых, 2020), *2* – дацитовые пемзы извержения ХГ. Полями обозначены: *3* – стекла основной массы дацитовых пемз извержения ХГ по (Cook, 2018), *4* – расплавные включения в минералах дацитовых пемз извержения ХГ, *5* – высоко- и среднекалиевые расплавы вулкана Ичинский, *6* – дацитовые пемзы вулкана Ичинский по (Толстых, 2019).

магматический очаг при ассимиляции гранитоидов. Нами для сравнения были отобраны цирконы тефры и гранитоидов; и те, и другие лишены отчетливой концентрической структуры (рис. 4), характеризуются “лоскутной” мозаичной зональностью; составы цирконов из вулканитов и гранитоидов сходны, но не идентичны (табл. 5), однако кривые распределения элементов-примесей практически совпадают (рис. 10). На дискриминационных диаграммах (Belousova et al., 2015) составы всех цирконов попадают в поля гранитоидов (рис. 9). Что касается показаний мономинерального геотермометра (Watson et al., 2006), то значения, рассчитанные для цирконов тефры ХГ и гранитоидов образуют два близких поля (рис. 8г), причем цирконы тефры ХГ показывают несколько более высокие значения, соответствующие диапазону температурных показателей, рассчи-

танных для более высокотемпературной генерации амфиболов этих пород.

К сожалению, наиболее универсальный показатель генетической общности акцессориев тефры и гранитоидов – возраст – методически сложно определить из-за небольшой распространенности и крайне мелких размеров выделений цирконов и монацитов в тефре ХГ.

Таким образом, однозначных критериев за или против ксеногенного происхождения этих акцессорных минералов вулканитов пока не обнаружено. Для разрешения проблемы степени участия материала гранитно-метаморфического фундамента в генезисе дацитов извержения ХГ необходимы дальнейшие исследования более обширных и представительных коллекций, дающие, в т.ч. возможность отбора достаточного количества цирконов для определения их возраста.

ВЫВОДЫ

1. Тефра самого мощного голоценового извержения вулкана Хангар (извержение ХГ, возраст 7900 лет) сформирована при частичной кристаллизации риодацит-риолитового высоко- и умереннокалиевого расплава с содержаниями воды ~5 мас. %.

2. Ключевые особенности состава этого расплава (слабо проявленный Nb-минимум, сравнительно высокие концентрации Th и U) сходны с характеристиками расплавов Ичинского вулкана и определяются спецификой геодинамического положения Срединного хребта.

3. Магмы Хангара подверглись вторичному разогреву в процессе кристаллизации вкрапленников тефры ХГ, диапазоны температур составляли 750–785 и 830–870°С для разных парагенезисов.

Авторы выражают благодарность М.В. Портнягину и Н.Л. Миронову за конструктивные рекомендации.

Работа выполнена в рамках тем Государственного задания ГЕОХИ РАН № 0137-2019-0014, ГИН РАН № 0135-2019-0058 и частичной финансовой поддержке гранта РФФИ (18-05-00224).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. (2006) Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы. *Петрология*. **14**(3), 249-267.

Асафов Е.В., Костицын Ю.А., Певзнер М.М., Бабанский А.Д., Плешакова Г.Н. (2013) Изотопные признаки взаимодействия расплавов с фундаментом в четвертичных вулканитах Камчатки. *XI Международная школа наук о Земле, тезисы докл*. 12–17.

Базанова Л.И., Певзнер М.М. (2001) Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке. *ДАН*. **377**(6), 800-802.

Бакуменко И.Т., Шугурова Н.А., Эрлих Э.Н., Попова Н.М. (1970) Генезис кварца из пемз вулкана Хангар. *ДАН СССР*. **191**(3), 660-663.

Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. (2018) Вулканизм южной части Срединного Хребта Камчатки в неоген-четвертичное время. *Геология и геофизика*. **59**(12), 1979-1996. https://doi.org/10.15372/GiG20181204

Волынец А.О., Певзнер М.М., Лебедев В.А., Кущева Ю.В., Гольцман Ю.В., Костицын Ю.А., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. (2020) Этапы активизации вулканизма на юго-восточном фланге Срединного хребта Камчатки: возраст, геохимия и изотопные характеристики пород массивов гор Ахтанг и Костина. *Геология и геофизика*. (7), 862-878.

Государственная геологическая карта РФ, 1 : 200000, ист N-57-II, Спб.: ВСЕГЕИ, 2006. 21

Кутыев Ф.Ш., Лебедев М.М., Максимовский В.А. (1976) О природе вулкано-тектонической структуры Хангар. *Известия Вузов. Геология и разведка*. (7), 35-46.

Маренина Т.Ю. (1959) Вулкан Хангар в срединном хребте Камчатки. *Труды лаборатории вулканологии*. (17), 3-69.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. (1996) Особый тип катастрофических эксплозивных извержений – голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский “маар”, Бараний Амфитеатр (Камчатка). *Вулканология и сейсмология*. (2), 3-24.

Певзнер М.М. (2015) Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки. *Труды Геологического института* М.: ГЕОС, 251.

Певзнер М.М., Волынец А.О., Лебедев В.А., Бабанский А.Д., Коваленко Д.В., Костицын Ю.А., Толстых М.А., Кущева Ю.А. (2017) Начало вулканической деятельности в пределах Срединно-метаморфического массива (Срединный хребет, Камчатка). *ДАН*. **475**(5), 546-550.

Певзнер М.М., Лебедев В.А., Волынец А.О., Толстых М.Л., Костицын Ю.А., Бабанский А.Д. (2019) Возраст стратовулканов Ичинский и Хангар (Срединный хребет, Камчатка). *ДАН*. **489**(6), 82-86.

Пономарева В.В., Мелекесцев И.В., Базанова Л.И., Биндеман И.Н., Леонов В.Л., Сулержицкий Л.Д. (2010) *Вулканические катастрофы на Камчатке в среднем плейстоцене-голоцене. В кн.: Экстремальные природные явления и катастрофы*. М.: ИФЗ РАН. С. 219-238.

Пузанков Ю.М., Волынец О.Н., Патока М.Г. (1979) Геохимия продуктов извержений вулканов Ичинский и Хангар (Камчатка) в связи с проблемой кислой магмы. *Вулканология и сейсмология*. (6), 11-22.

Соловьев А.В., Лучицкая М.В., Селянгин О.Б., Хоуриган Дж.К. (2015) Позднемеловой гранитоидный магматизм Срединного хребта Камчатки: геохронология и особенности. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **23**(1), 1-23.

Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б., Бабанский А.Д., Кононкова Н.Н. (2015) Типы расплавов, формировавших пирокластические породы различных структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч (Камчатка), по данным изучения расплавных включений. *Петрология*. **23**(5), 521-560.

Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б., Бабанский А.Д. (2019) Характеристика расплавов, формировавших тефру плейстоцен-голоценовых извержений

вулкана Ичинский (Камчатка), по данным изучения расплавных включений. *Геохимия*. (3), 237-262.

Tolstykh M.L., Pevzner M.M., Naumov V.B., Babansky A.D. (2019) Characteristics of acid melts that produced the tephra of Pleistocene-Holocene eruptions of Ichinsky volcano, Kamchatka: Evidence from melt inclusions. *Geochem. Int.* 57. (3), 243-265.

Толстых М.Л., Певзнер М.М., Бабанский А.Д. (2020) Свидетельства магматического смешения и ассимиляции в голоценовой тефре вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка). *Материалы XXIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, Петропавловск-Камчатский: ИВИС ДВО РАН.* 60-63.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reily S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral Petrol.* **143**, 602-622.

Bindeman I.T., Leonov V.L., IzbekovP.E., Ponomareva V.V., Watts K.E., Shipley N., Perepelov A.B., Bazanova L.I., Jicha B.R., Singer B.S., Schmitt A.K.,Portnyagin M.V., Chen C.H. (2010) Large volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar, U-Pb ages and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions. *J. Volcan. Geotherm. Res.* **189**, 57-80.

Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Melekestsev I.V., Bailey J. (1997) Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia. *Quaternary Res.* **47**, 125-139.

Cook E., Portnyagin M., Ponomareva V., Bazanova L., Svensson A., Garbe-Schönberg D. (2018) First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific northwest. *Quaternary Science Reviews*. **181**, 200-206.
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.036

Churikova T., Dorendorf F., Woerner G. (2001) Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. *J. Petrol.* **42**(8), 1567-1593.

Danyushevskiy L.V., Carroll M.R., Falloon T.J. (1997) Origin of hogh-an plagioclase in Tonga high-ca boninites – implication for plagioclase-melt equilibria at low p(H_2O). (1997) *Canadian Mineralogist*. **32**(2), 313-326.

Izbekov P.E., Eichelberger J.C., Ivanov B.V. (2004) The 1996 Eruption of Karymskiy Volcano, Kamchatka: Historical Record of Basaltic replenishment of an Andesite Reservouir. *J. Petrolog.* **45**(11), 2325-2345.

Jochum K.P., Stoll B., Herwig K., Willbold M., Hofmann A. (2006) MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios. *Geochem. Geophys. Geosystems.* **7**(2), 1-44.

Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Am. Mineralogist.* **90**, 316-328.

Humphreys M.C., Blundy J.D., Sparks R.S. (2008) Shallow-level decompression crystallization and deep magma supply at Shiveluch Volcano *Contrib Mineral Petrol.* **155**(1), 45-61.

Nash W.P., Crecraft H.R. (1985). Partition coefficient for trace elements in silicic magmas. *Geochimica and Cosmochimica Acta*. **49**, 2309-2322.
https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90231

Nielsen C.H., Sigurdsson H. (1981) Quantitative methods for electron microprobe analysis of sodium in natural and synthetic glasses. *Am. Mineral.* **66**, 547-552.

Panjasawatwong Y., Danushevskiy L.V., Crawford A.J., Harris K.L. (1995) An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase. *Contribution to mineralogy and petrology.* **118**(4), 420-432.

Ponomareva V, Portnyagin M, Davies S (2015) Tephra without borders: Far-reaching clues into past explosive eruptions. *Frontiers in Earth Science.* **3**.
https://doi.org/10.3389/feart.2015.00083

Portnyagin M.V., Hoernle K., Plechov P.Y., Mironov N.L., Khubunaya S.A. (2007) Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H_2O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc. *Earth and Planetary Science Letters.* **255**(1–2), 53-69.
https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.12.005

Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Zelenin E.A., Bazanova L.I., Pevzner M.M., Plechova A.A., Rogozin A.N., Garbe-Shonberg D. (2020) TephraKam: Geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (NW Pacific). *Earth System Sci. Data*.
https://doi.org/10.5294/essd-2019-202

Rickwood P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos.* **22**, 247-264.

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **160**, 45-66

Sisson T.V. (1994). Hornblende-melt trace element partitioning measure by ion microprobe. *Chemical Geology*. **117**(1–4), 331-334.
https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90135-X

Sisson T.V., Grove T.L. (1993). Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contribution to mineralogy and petrology.* **113**(2), 143-166.

Spray J.G. (1995) Quantitative electrone-microprobe analysis of alkali silicate glasses: a rewiew and user guide. *Canad. Mineral.* **33**, 323-332.

Stumbea D. (2010) A critical approach to Ti in the biotite geothermometer. *Ed. Univ. "Al. I. Cuza", Iași, Geologie.* **16**(1), 95-105.

Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins. *Geol. Soc. London, Special Publ.* (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry) (42), 313-345.

Volynets A., Churikova T., Woerner G., Gordeychik B., Layer P. (2010) Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction. *Contrib. Mineral. Petrol.* **159**(5), 659-687.

Wark D.A., Watson E.B. Launching the TITANiQ: titanium-in-quartz thermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **68**, A543.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.* **151**, 413-433.

ГЕОХИМИЯ, 2021, том 66, № 2, с. 145–160

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА В ОЛИВИНЕ И РАСПЛАВАХ ИЗ КУМУЛАТОВ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

© 2021 г. А. А. Арискин[a, b, *], И. С. Фомин[c], Е. О. Дубинина[d], А. С. Авдеенко[d], Г. С. Николаев[b]

[a]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова Геологический факультет, Ленинские горы, 1, Москва, 119234 Россия*

[b]*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия*

[c]*Университет Маквайри, факультет наук о Земле и окружающей среде, ул. Воллис Вок, 12, Сидней, NSW 2109 Австралия*

[d]*Институт геологии рудных месторождений, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия*

**e-mail: ariskin@rambler.ru*

Поступила в редакцию 22.03.2020 г.
После доработки 07.06.2020 г.
Принята к публикации 07.06.2020 г.

Изучен изотопный состав кислорода в 33 монофракциях оливина из плагиолерцолитов, дунитов, троктолитов и оливиновых габброноритов Йоко-Довыренского расслоенного массива. Для наиболее свежих и неконтаминированных коровым материалом пород величины $\delta^{18}O$ попадают в интервал 5.8 ± 0.2‰ (n = 27). В случае дунитов, контаминированных карбонатным материалом, наблюдается значимое возрастание величин $\delta^{18}O$ до 6.2 ± 0.3‰. Эти величины близки к характеристикам рудоносных комплексов Бушвельда и Джинчуаня. При помощи программы КОМАГМАТ-5, для всех пород-кумулатов оценены температуры равновесия 98% кристаллической массы с “последними” порциями остаточных расплавов (1131–1266°C, в среднем 1176 ± 34°C). Эти оценки рассматриваются как температуры закрытия кумулусных систем относительно эффективного диффузионного обмена изотопами ^{18}O и ^{16}O между оливином и подвижным расплавом-флюидом. Величины $\delta^{18}O$ исходного расплава, рассчитанные с использованием этих данных, составили для неконтаминированных систем 6.6 ± 0.2‰, а для расплавов с признаками контаминации коровым материалом 7.1 ± 0.3‰. Подобные соотношения отвечают незначительной (не более первых %) контаминации исходных магм карбонатным материалом.

Ключевые слова: изотопный состав кислорода, оливин, расслоенный интрузив, КОМАГМАТ, эффективность контаминации

DOI: 10.31857/S0016752521020023

ВВЕДЕНИЕ

Йоко-Довыренский расслоенный массив расположен в 60 км от северной оконечности озера Байкал и входит в состав Довыренского интрузивного комплекса возрастом ~728 млн лет (Арискин и др., 2013; Ernst et al., 2016). Массив хорошо выражен в рельефе – в виде хребта высотой до 2114 м, протягивающегося в СВ направлении на расстоянии около 26 км и разделенного долиной реки Ондоко на гольцы Йоко и Довырен (Гурулев, 1965; Конников, 1968). Субвертикальное падение, согласное вмещающим карбонатно-терригенным толщам Олокитского комплека (средний – верхний Рифей; Рыцк и др., 2002), позволило провести детальную реконструкцию его модальной и скрытой расслоенности (Кислов, 1998; Ariskin et al., 2018a). В наиболее мощной (до 3.4 км) центральной части массива последовательность пород включает базальный горизонт плагиоперидотитов, которые сменяются плагиоклазовыми и адкумулусными дунитами с резким переходом к троктолитам (от мелано- до лейкоразностей); верхнюю треть разреза слагают габброиды, варьирующие от лейкотроктолитов и оливиновых габбро до оливиновых и безоливиновых габброноритов, в прикровельной части пижонит-содержащих габбро. В северо-восточном и юго-западном замыкании интрузива дуниты практически отсутствуют: среди пород доминируют меланотроктолиты и лейкогабброиды (СВ, разрез “Школьный”); для г. Йоко (ЮЗ) характерно переслаивание троктолитов и оливиновых габбро (рис. 1). При этом базальные горизонты на краях имеют схожее строение – в обоих случаях внизу присутствуют плагиоперидотиты, хотя чуть менее примитивные по сравнению с центром ин-

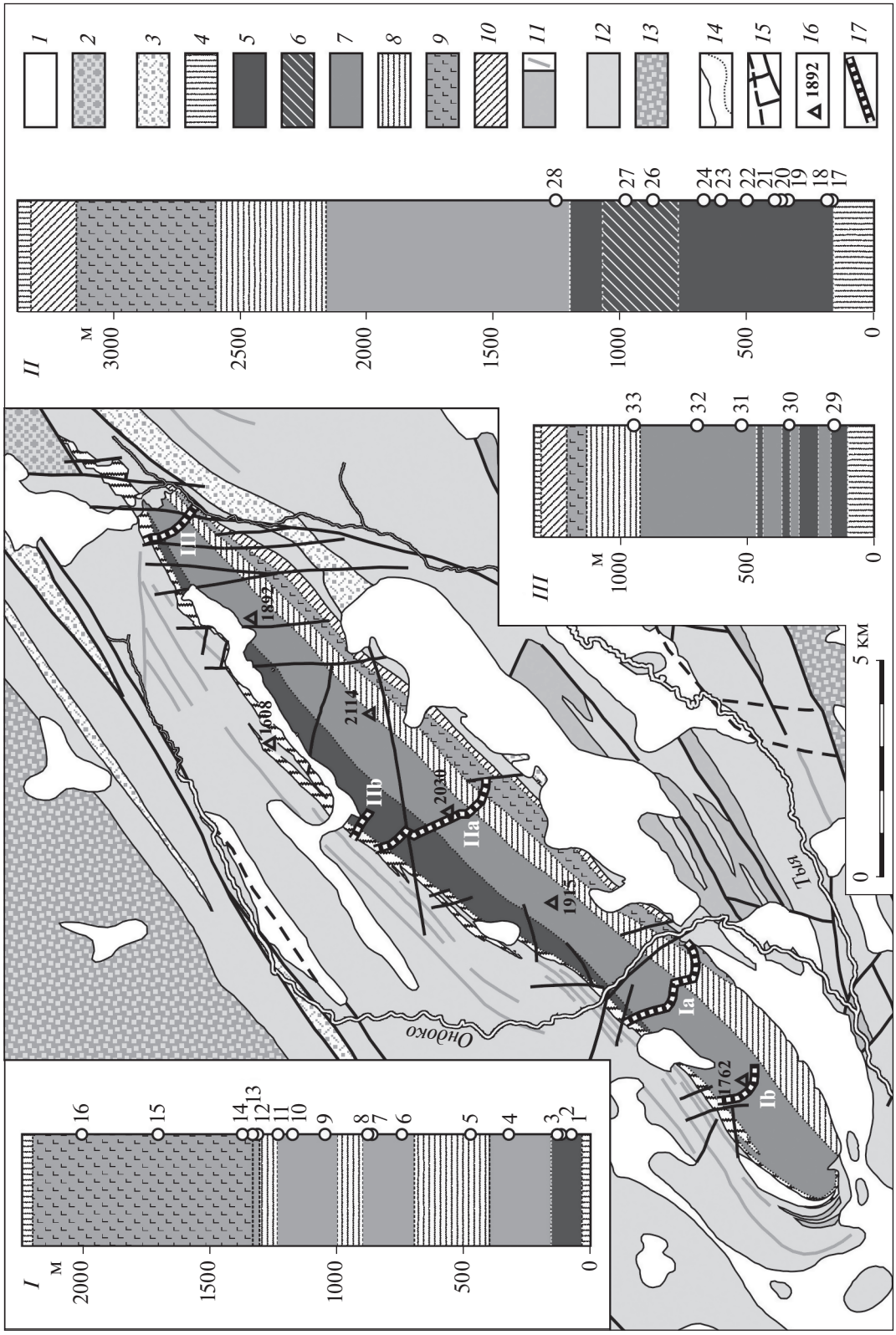

Рис. 1. Геологическая карта-схема района Йоко-Довыренского массива на основе геологических карт А.Г. Крапивина (Бушуев, Тарасова, 1985) и А.Г. Степина (Степин, Власенко, 1994). На врезках приведены сводные вертикальные разрезы и схема пробоотбора: *I* – ЮЗ части массива (разрез "Йоко"), *II* – центральной части (в районе ключа Большой и Центральный), *III* – СВ окончания массива (разрез на участке "Школьный"). Условные обозначения: *1* – Четвертичные отложения (Q_{II-IV}); *2* – Холоднинская свита (V – C_1); *3–11* – Сыннырско-Довыренский вулкано-плутонический комплекс (R_{2-3}): *3* – Иняптукская свита; *4–11* – Довыренский интрузивный комплекс: *4* – Краевая группа: пикродолериты, диабазы, плагиоклазовые лерцолиты приподошвенной части разреза, офитовые диабазы прикровельной части; *5* – дуниты; *6* – контаминированные дуниты; *7* – троктолиты; *8* – оливиновые габбро; *9* – оливиновые габбро-нориты и нориты; *10* – кварц-пижонитовые габбро-нориты; *11* – нерасчлененный; *12* – карбонатно-терригенные отложения Сыннырского рифта (R_{2-3}); *13* – терригенные и карбонатно-терригенные отложения Олокитского прогиба (R_{2-3}); *14* – геологические границы; *15* – разрывные нарушения; *16* – отметки высот, м (1762 – г. Йоко, 2030 – г. Новый Довырен, 2114 – г. Довырен,); *17* – линии разрезов: *Ia* и *Ib* – "Йоко", *IIa* и *IIb* – "Центральный", *III* – "Школьный".

трузива. Соответственно, вблизи кровли шире распространены пижонит-содержащие габбро.

Многолетний интерес к исследованиям этого объекта обусловлен тремя причинами. Во-первых, с Довыренским интрузивным комплексом связаны Cu-Ni сульфидные руды, установленные в подстилающих силлах и апофизах главного тела (Гурулев, 1965; Конников, 1986), а также проявления лейкотроктолитов и анортозитов с участками малосульфидной ЭПГ-минерализации – так называемый Риф I (Дистлер, Степин, 1992; Орсоев и др., 1995; Konnikov et al., 2000) или Главный Риф (Ariskin et al., 2016; Арискин и др., 2020). Эти наблюдения и возрастные корреляции пород явились основанием для отнесения Довырена к восточной ветви верхнерифейской Cu-Ni-PGE Восточно-Сибирской металлогенической провинции (Поляков и др., 2013).

Вторая причина – общепетрологическое значение объекта, который обладает набором типоморфных признаков, демонстрирующих открытость довыренской магматической камеры на ранних и средних стадиях эволюции (Ariskin et al., 2018a). Это проявляется в преобладании ультраобедненных пород и оценках средневзвешенных (по разрезам) содержаний несовместимых элементов, которые в 3–5 раз ниже концентрации в породах эндоконтактов. Вулканитов или силлов с подобными геохимическими характеристиками в Северном Прибайкалье не обнаружено и это позволяет утверждать, что довыренский разрез представляет своего рода “реститовую толщу”, образованную из кристаллического остатка оливиновых и оливин-плагиоклазовых кумулатов, потерявших до 60–70% габброноритовых расплавов. По этой причине информацию о составе исходных наиболее примитивных магм несут не средние составы интрузива в разных разрезах, а пикродолериты с его нижних контактов.

Третье обстоятельство – аномальные изотопные характеристики пород Довыренского интрузивного комплекса. Исследования Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систем для подстилающих Довырен ультрамафитовых силлов, а также закаленных габброноритов, пикродолеритов, дунитов, троктолитов и габброидов расслоенного массива показали, что 3/4 образцов формируют устойчивый кластер составов с экстремально-обогащенными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ (0.7094–0.7149 при t = 728.4 млн лет) и низкими значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$, варьирующими от –16.1 до –13.2 (Арискин и др., 2015). За пределами этого диапазона – наиболее измененные, большей частью серпентинизированные породы. Эти наблюдения подтвердили гипотезу о происхождении довыренских магм из изотопно-аномального источника (Amelin et al., 1996) и привели к выводу, что его протолитом в неопротерозойской сублитосферной мантии могли являться продукты частичного плавления и/или метасоматизации архейской мантии на рубеже около ~2.7–2.8 млрд лет (Ariskin et al., 2018a). Вопрос о том, представлял ли этот протолит гетерогенную смесь закристаллизованных in situ выплавок и мантийных реститов в надсубдукционной (?) мантии или же – это результат контаминации первичных мантийных расплавов коровым веществом архейской коры, окончательно не решен. Экстраполяции значений $\varepsilon_{Nd}(t)$ для пород Довыренского комплекса до пересечения с линией мантийной эволюции в приближении первичного отношения Sm/Nd = 0.350, указывают на Sm/Nd отношения в источнике около 0.221 (Арискин и др., 2015), что близко к среднему составу континентальной коры Sm/Nd = 0.219 (Taylor, McLennan, 1985). Это серьезный аргумент в пользу участия вещества континентальной коры в образовании мантийного источника довыренских магм.

Таким образом, Довыренский интрузивный комплекс дает пример уникального объекта, где в явном виде выражены признаки магматической камеры открытого типа, процессы эволюции которой привели к образованию крупного расслоенного интрузива и разнообразия Cu-Ni-ЭПГ минерализованных пород. Источником этого магматического материала в неопротерозое явилась сублитосферная мантия, в изотопном составе которой (Sm–Nd система) содержится запись истории гораздо более древнего, вероятно неоархейского, протолита. Контрастное наложение вопросов эволюции магматических камер, процессов внутрикамерной дифференциации и формирования сублитосферного источника находится в тренде фундаментальных проблем современной петрологии и теории Cu-Ni-ЭПГ сульфидного рудообразования. Это требует дальнейших исследований вещественного состава довыренских пород, включая информацию о стабильных изотопах – прежде всего серы и кислорода. Необходимость обновления данных по изотопным характеристикам этих элементов и расширения выборки изученных составов частично связана с развитием современных методов изотопного анализа, повышением их чувствительности. Петролого-геохимический аспект обусловлен трудностями разграничения эффектов ранней контаминации корового вещества при формировании мантийного источника и позднерифейской ассимиляции пород рамы, возможной на стадии внедрения магм и образования камеры. Эта проблема подчеркивается распространением апокарбонатных скарнов и реликтов вмещающих пород внутри Довыренского интрузива (Перцев, Шабынин, 1979; Перцев и др., 2003). Дополнительные осложнения привносят гидротермально-метасоматические процессы, которые затронули существенные объемы ультрамафитов и габброидов примерно через 70 млн лет после затвердевания интрузива (Арискин и др., 2013), вероятно на фоне многостадийного эпигенетиче-

ского низкоградного метаморфизма погружения (Спиридонов и др., 2019). В представленной статье приводятся прецизионные данные об изотопном составе кислорода в зернах оливина из кумулатов по трем разрезам, опробованным в центральной части Йоко-Довыренского массива и на краях – в ЮЗ и СВ замыкании интрузива.

ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первые оценки изотопного состава кислорода в оливине были получены Устиновым и др. (1980) на мономинеральных фракциях, отобранных из дунитов, троктолитов, оливиновых габбро и габбронoритов в центре интрузива. Кислород выделяли за счет взаимодействия образцов с BrF_5 или ClF_5 (Taylor, Epstein, 1962; Clayton, Mayeda, 1963), включая ряд опытов в режиме ускоренного фторирования с использованием реакторов-автоклавов. Изотопные отношения измеряли на масс-спектрометре МИ-1201; воспроизводимость измерений $\delta^{18}O$ – примерно ±0.2‰. Значения $\delta^{18}O$ для оливина находились в интервале 8.1–9.2‰. С учетом дополнительных данных для плагиоклаза и пироксена, эти авторы рассчитали изотопный состав кислорода в исходной довыренской магме ($\delta^{18}O$ = 8.5–8.7‰), характеристики которой заметно превышали оценки для примитивных магм мантийного происхождения (Taylor, 1980), в частности, срединно-океанических базальтов ($\delta^{18}O$ = 5.7 ± 0.2‰; Ito et al., 1987). Высокие значения $\delta^{18}O$ для оливина в дальнейшем не подтвердились, а последующие измерения, проведенные в той же лаборатории для оливина из пикродолерита с нижнего контакта массива, показали меньшее обогащение тяжелым изотопом кислорода ($\delta^{18}O$ = 6.4‰, Кривоплясов и др., 1984).

Не менее противоречивыми оказались данные Гончаренко и др. (1992), полученные при выделении кислорода методом объемного фторирования с последующим анализом на спектрометре МИ-1309 (декларированная воспроизводимость 0.3–0.5‰). Изотопный состав кислорода был измерен для монофракций оливина из 15 образцов, отобранных в центральной части интрузива и включающих плагиолерцолит, 4 образца дунитов, 5 троктолитов, оливиновый габбронорит и 4 образца оливиновых габбро. Несмотря на то, что авторы использовали “наименее измененные породы” с п.п.п. не более 2.5 мас. %, полученные результаты показали широкий разброс величин $\delta^{18}O$ со смещением в область низких значений (от 0.6 до 6.4‰), по сравнению с предшествующими измерениями. При этом были установлены два типа состава оливина с модами $\delta^{18}O$ = 5.5 ± 0.7‰ (два образца оливиновых габбро, два меланотроктолита и один оливиновый габбронорит) и $\delta^{18}O$ = = 3.0 ± 1.1‰ (остальные 10 образцов, включая все дуниты и плагиолерцолит из базальной зоны). По результатам этих исследований было высказано предположение, что формирование довыренской камеры связано с поступлением магм с мантийными метками изотопного состава кислорода, тогда как смещение изотопных составов кислорода в область низких значений $\delta^{18}O$ коррелирует с признаками пластической деформации изученных зерен оливина. Этот факт рассматривался как аргумент в пользу перераспределения изотопов кислорода в ходе синтектонической рекристаллизации пород, возможно при участии флюидов с отрицательными значениями $\delta^{18}O$ (Гончаренко и др., 1992).

Необходимо отметить, что данные по изотопному составу кислорода в оливине и других термоустойчивых минералах, полученные методом объемного фторирования (особенно при ускорении процесса разложении минералов, напр. Устинов и др. (1980)) могли нести неопределенность, связанную с тем, что эти минералы не разлагаются полностью при нагреве внешними источниками. В результате, в современной литературе принято оперировать данными, полученными либо с помощью лазерного нагрева (в основном, это публикации после 1995 г.), либо методом SIMS.

Д.А. Орсоев (Orsoev et al., 2010) представил данные об изотопном составе 17 монофракций минералов (оливин, плагиоклаз, клино- и ортопироксен) в 8 образцах из так называемой “Критической зоны” Довырена. По стратиграфическому положению этот невыдержанный по минеральному составу и мощности участок разреза (в среднем около 200 м) характеризует переход от троктолитов к оливиновым габбро. Верхи Критической зоны представляют сложное переслаивание мезо- и лейкотроктолитов, лейкогаббро и ассоциирующих габбропегматитов, осложненное шлирами анортозитов с вкраплениями малосульфидной, но местами обильной ЭПГ-минерализаци (Орсоев, 2019). Измерения изотопного состава минералов впервые для Довырена проводились с использованием лазерного нагрева с применением Nd-YAG лазера. Калибровка данных была проведена по международным стандартам NBS-28 и NBS-30. В итоге, для оливина было получено 5 значений $\delta^{18}O$, которые варьировали от 4.80 до 5.8 (среднее значение 5.1 ± 0.4‰). С учетом данных для других породообразующих фаз, эти оценки отвечали интервалу $\delta^{18}O$ 5.4–6.1‰ для изученных пород (в среднем 5.8 ± 0.3‰, исключая габбропегматит). Относительно низкие величины $\delta^{18}O$, а также отсутствие изотопного равновесия кислорода с другими фазами авторы связали с процессами воздействия на породы метеорных вод.

ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Выбор образцов для изотопных исследований направлен на решение двух задач – установлению вариаций $\delta^{18}O$ в оливине вдоль протяженного простирания массива и вкрест – по максимально полному стратиграфическому разрезу. С учетом особенностей распределения наименее измененных пород, в СВ окончании массива было выбрано 5 образцов из разреза "Школьный", представляющих интервал стратиграфических уровней около 800 м – более половины разреза в этой части интрузива (табл. 1). В центре Довырена (сводный разрез по профилям Большой и Центральный (Ariskin et al., 2018a) выбрано 12 образцов, характеризующих более 1000 м разреза вглубь интрузива от нижнего контакта (~1/3 мощности). В ЮВ окончании массива (разрез "Йоко") выбрано 16 образцов, представляющих практически полную стратиграфическую последовательность. Половина изученных пород – ультрамафиты (плагиолерцолит, плагиодуниты и дуниты), в центре контаминированные за счет реакции карбонатов из ксенолитов вмещающих пород с ультраосновной магмой (Wenzel et al., 2002); другая половина – троктолиты (от мелано- до лейкотроктолитов) и оливиновые габбро (табл. 1). Аналитические потери при прокаливании для всей выборки составляют в среднем 0.6 ± 1.2 мас. % или с поправкой на избыток массы при полном окислении железа до Fe_2O_3 – 1.8 ± 1.3 мас. % (табл. 2)[1]. Для 16 образцов с разреза Йоко п.п.п. составили соответственно 0.0 ± 0.5 мас. % и 1.1 ± 0.5 мас. %. Заметим, что ограничение п.п.п. в 2.5 мас. % принятое Гончаренко и др. (1992) при выборе "наиболее свежих" образцов эквивалентно ~4 мас. % с поправкой на полное окисление железа (табл. 2), что отвечает серпентинизированным породам.

Методы. Оливин для изучения изотопного состава кислорода был отобран из образцов, в которых был ранее изучен химический состав оливина и валовый состав пород в Центральной научной лаборатории Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия; Ariskin et al., 2018a). Монофракции оливина (–0.5+0.25 мм) были очищены вручную под бинокуляром (Zeiss Stemi 2000C) от сростков и примесей, промыты в ацетоне от пыли и высушены. Для изотопного анализа кислорода были использованы навески от 1 до 1.5 мг оливина.

Изотопный состав кислорода анализировался в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН методом фторирования с применением лазерного нагрева (Sharp, 1990). В отличие от других методов, ранее использованных для анализа образцов минералов и пород Довыренского массива, этот метод свободен от погрешностей, связанных с неполным разложением образца (что особенно актуально для оливина) и погрешностями, связанными со стандартизацией измерений. Разложение образцов проводилось инфракрасным CO_2 лазером мощностью 30W (NewWave Research, MIR10-30), экстракция кислорода осуществлялась с помощью пентафторида брома. Масс-спектрометрические измерения выделенного из образцов O_2 проведены на приборе DELTAplus (Thermo, Германия) в режиме двойного напуска. Погрешность измерений величин $\delta^{18}O$ составила не более, чем ±0.1‰ (1σ). Калибровка измерений в шкале V-SMOW проведена с применением двух международных стандартов (граната UWG-2 и кварца NBS-28, Spicuzza et al., 1998).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ И РАСЧЕТОВ

Результаты измерений изотопного состава кислорода в оливине представлены в табл. 2, где приведена дополнительная информация об особенностях изученных пород – нормативное содержание оливина, средний состав оливина в образцах и хромистость сосуществующего алюмохромита. Оливин из пород, не показывающих признаков контаминации, характеризуется узким диапазоном величин $\delta^{18}O$ (5.8 ± 0.2‰), тогда как в контаминированных дунитах наблюдается некоторое обогащение тяжелым изотопом кислорода (6.2 ± 0.3‰). Это не самые высокие значения, которые ранее были получены для оливина довыренских пород. При изучении непосредственных контактов магнезиальных скарнов было установлено, что $\delta^{18}O$ в оливине может достигать 12–14‰, а в форстерите из шпинель-форстеритовых скарнов 19‰ (Кривоплясов и др., 1982). В нашем случае, возрастание величины $\delta^{18}O$ на ~0.4 ‰ позволяет говорить о тенденции обогащения оливина изотопом ^{18}O в области локализации ксенолитов апокарбонатных скарнов, по направлению к зонам их контактов с вмещающими оливиновыми кумулатами. Эта тенденция коррелирует с минералогическими признаками контаминированности пород карбонатами (Ariskin et al., 2018a), включая повышение содержания CaO в оливине и систематическое снижение хромистости шпинелида (рис. 2). В центральной части Довырена подобные контаминационные эффекты "ощущаются" в широком интервале, начиная со стратиграфического уровня ~500 до 970 м (табл. 1).

Представляется важным, что наиболее однородный изотопный состав оливина $\delta^{18}O$ = 5.8 ± ± 0.1‰ характерен для 16 наиболее свежих пород

[1] Коррекция величины п.п.п. проводилась по формуле (Lechler, Desilets, 1987): п.п.п.* = п.п.п. (исходное) + + 0.11FeO, где исходное значение отвечает аналитическим измерениям, а FeO – общее содержание железа в породе. При этом полагается, что доля окисленного железа для кумулатов (особенно адкумулусной природы) мала, а всё двухвалентное железо окислено в процессе прокаливания.

Таблица 1. Образцы для измерений изотопного состава кислорода в оливине

№ образца	Шифр образца	*h*, m*	Порода	Генетическая трактовка**
Разрез “Йоко” в ЮЗ окончании Йоко-Довыренского массива (мощность ~2200 м)				
1	07DV340-1	73	Минерализованный плагиодунит	Оливиновый мезокумулат с сульфидами
2	07DV232-1	~113	Плагиодунит	Оливиновый мезокумулат***
3	07DV231-1	130	Плагиодунит	Оливиновый мезокумулат***
4	07DV341-1	~320	Троктолит	*Ol-Pl* адкумулат
5	07DV341-3	470	Оливиновое габбро	»
6	07DV343-1	743	Оливиновое габбро	»
7	07DV344-1	860	*Cpx*-содержащий троктолит	»
8	07DV223-1	~878	Троктолит	»
9	07DV224-1	1045	*Cpx-Pl*-содержащий дунит	*Ol* кумулат в котектическом (*Ol*+*Pl*) расплаве
10	07DV226-1	1172	Троктолит	*Ol-Pl* адкумулат
11	07DV346-1	~1230	*Cpx-Pl*-содержащий дунит	*Ol* кумулат в котектическом (*Ol*+*Pl*) расплаве
12	07DV346-5	1310	Оливиновое габбро	*Ol-Pl* адкумулат
13	07DV346-6	1330	Троктолит	»
14	07DV346-8	1370	Оливиновое габбро	»
15	07DV228-1	~1703	Оливиновое габбро	»
16	07DV229-1	2005	Лейкотроктолит	»
Сводный разрез по ручьям Большой и Центральной в срединной части массива (мощность 3380 м)				
17	07DV124-2	162	Плагиодунит	Оливиновый мезокумулат
18	07DV124-3	181	Плагиодунит	Оливиновый мезокумулат
19	07DV124-11	335	Дунит-1	Оливиновый адкумулат
20	07DV124-12	361	Дунит-1	»
21	07DV124-13	387	Дунит-1	»
22	**07DV124-17**	**496**	**Дунит-2**	»
23	**07DV124-20**	**600**	**Дунит-2**	»
24	**07DV124-22**	**669**	**Дунит-2**	»
25	**07DV309-1**	**–**	**Дунит-3**	»
26	**07DV131-10**	**868**	**Дунит-3**	»
27	**07DV311-1**	**974**	**Дунит-3**	»
28	07DV314-2	1251	Троктолит	*Ol-Pl* адкумулат
Разрез “Школьный” в СВ замыкании массива (мощность 1345 м)				
29	S08-4	156	Плагиодунит	Оливиновый мезокумулат
30	S10-7	334	Плагиодунит/Меланотроктолит	*Ol* кумулат в котектическом (*Ol*+*Pl*) расплаве
31	S12-2	521	*Phl*-содержащий плагиолерцолит	Оливиновый ортокумулат в близкой к котектической магме; возможно дополнительная инъекция
32	S30-3	694	Меланотроктолит	*Ol* кумулат в котектическом (*Ol*+*Pl*) расплаве
33	S36-1	945	*Cpx*-содержащий лейкотроктолит	*Ol* кумулат в котектическом (*Ol*+*Pl*) расплаве

* Высота по разрезу от нижнего контакта (в метрах). ** По структурным характеристикам в сочетании с результатами ЭВМ-моделирования стабильности первичных фаз по программе COMAGMAT-5 (Ariskin et al., 2018b). Три разновидности дунитов: 1 – представляет гипидиоморфнозернистые породы; 2 – породы с панидиоморфнозернистой структурой, по минералогическим признакам слабо контаминированные при взаимодействии реликтовых карбонатов с ультраосновной магмой (Wenzel et al., 2002); 3 – сильно контаминированные дуниты, как правило серпентинизированные. В дальнейшем 6 образцов под номерами 22–27 рассматриваются как “контаминированные” (выделены в табл. 2 и 3 полужирным шрифтом).

Таблица 2. Петрохимические и минералогические характеристики и величины $\delta^{18}O$ оливина пород Йоко-Довыренского массива

№ образца	Шифр образца	п.п.п., мас. %		*Ol* (CIPW, мас. %)	*Fo* (*Ol*, мол. %)	CaO (*Ol*, мас. %)	$\delta^{18}O$ (*Ol*, ‰)	100Cr/(Cr+Al) в шпинели
		анализ	коррекция					
1	07DV340-1	0.17	1.90	70.1	82.4 ± 0.7	0.05 ± 0.01	6.14	69.6 ± 7.8
2	07DV232-1	–0.41	0.90	78.3	85.1 ± 0.1	0.06 ± 0.02	5.97	70.8 ± 2.6
3	07DV231-1	0.37	1.69	81.5	85.4 ± 0.2	0.06 ± 0.03	5.88	62.2 ± 4.0
4	07DV341-1	–0.71	0.64	75.2	83.2 ± 0.1	0.07 ± 0.02	5.91	69.7 ± 2.3
5	07DV341-3	0.05	0.61	16.6	80.3 ± 0.2	0.03 ± 0.01	5.79	63.7
6	07DV343-1	–0.43	0.58	46.5	80.8 ± 0.4	0.03 ± 0.01	5.70	68.8 ± 0.9
7	07DV344-1	–0.12	0.68	36.8	80.8 ± 0.2	0.04 ± 0.03	5.76	81.3
8	07DV223-1	0.13	1.31	64.5	83.0 ± 0.2	0.04 ± 0.02	5.78	68.3 ± 2.3
9	07DV224-1	–0.41	1.13	89.0	83.9 ± 0.1	0.05 ± 0.03	6.00	67.5 ± 0.8
10	07DV226-1	–0.29	0.67	51.7	82.5 ± 0.1	0.04 ± 0.02	5.80	69.6 ± 5.2
11	07DV346-1	–0.32	1.27	92.0	83.9 ± 0.1	0.11 ± 0.03	5.84	68.7 ± 1.5
12	07DV346-5	0.18	0.99	38.0	81.8 ± 0.1	0.04 ± 0.01	5.74	–
13	07DV346-6	0.27	1.06	41.9	82.7 ± 0.1	0.05 ± 0.01	5.88	72.3 ± 2.6
14	07DV346-8	0.03	0.74	18.5	77.4 ± 0.1	0.04 ± 0.01	5.66	–
15	07DV228-1	0.06	0.88	29.1	78.0 ± 0.2	0.03 ± 0.01	5.78	–
16	07DV229-1	1.32	1.95	22.1	77.6 ± 0.4	0.06 ± 0.01	5.86	69.5 ± 3.5
17	07DV124-2	0.52	1.72	73.4	86.3 ± 0.2	0.06 ± 0.02	5.32	63.8 ± 3.0
18	07DV124-3	–0.67	0.69	79.3	84.5 ± 0.1	0.04 ± 0.01	5.70	63.6 ± 3.7
19	07DV124-11	2.17	3.62	93.2	85.9 ± 0.2	0.06 ± 0.02	5.75	63.5 ± 3.6
20	07DV124-12	–0.36	0.95	88.6	86.9 ± 0.1	0.04 ± 0.01	5.99	65.2 ± 2.9
21	07DV124-13	0.69	2.12	92.0	85.7 ± 0.1	0.06 ± 0.02	5.41	63.3 ± 2.1
22	**07DV124-17**	**–0.51**	**0.74**	**96.4**	**88.1 ± 0.1**	**0.10 ± 0.02**	**6.15**	**62.6 ± 1.3**
23	**07DV124-20**	**2.11**	**3.55**	**94.2**	**85.8 ± 0.1**	**0.07 ± 0.01**	**6.01**	**62.2 ± 2.1**
24	**07DV124-22**	**3.63**	**4.99**	**96.3**	**87.6 ± 0.1**	**0.10 ± 0.02**	**5.96**	**57.9 ± 7.0**
25	**07DV309-1**	**–0.53**	**0.78**	**92.2**	**87.0 ± 0.1**	**0.19 ± 0.05**	**6.26**	**47.7**
26	**07DV131-10**	**3.76**	**5.12**	**95.2**	**87.1 ± 0.1**	**0.28 ± 0.06**	**6.95**	**40.3 ± 3.1**
27	**07DV311-1**	**3.34**	**4.68**	**90.7**	**88.4 ± 0.2**	**1.17 ± 0.01**	**6.37**	**24.4 ± 3.8**
28	07DV314-2	–0.35	0.93	74.1	82.0 ± 0.2	0.04 ± 0.04	5.75	71.3 ± 2.7
29	S08-4	0.76	2.12	75.0	83.5 ± 0.1	0.05 ± 0.01	6.37	62.3 ± 4.3
30	S10-7	0.46	2.06	86.1	83.3 ± 0.2	0.04 ± 0.01	5.60	71.5 ± 2.2
31	S12-2	1.76	2.87	65.7	86.0 ± 0.3	0.04 ± 0.01	6.35	59.1 ± 6.5
32	S30-3	1.79	3.18	82.1	84.6 ± 0.5	0.07 ± 0.01	5.77	63.1 ± 3.0
33	S36-1	1.17	1.74	22.0	80.0 ± 0.2	0.05 ± 0.01	5.89	–

Примечание. Данные о составах оливина и шпинели из Приложения В в работе (Ariskin et al., 2018a). Полужирным шрифтом выделены контаминированные дуниты.

с г. Йоко. Этот состав можно принять за изотопный состав кислорода в оливине, равновесном с исходными довыренскими магмами. Для пяти пород Школьного разреза величина $\delta^{18}O$ составила 6.0 ± 0.4‰. Высокое значение стандартного отклонения в этом случае обусловлено контрастными различиями трех образцов с $\delta^{18}O$ = 5.6–5.9‰ (что близко составам с разреза “Йоко”) и двух образцов со значениями 6.4‰ (табл. 2). Судя по хромистости шпинелида, последние два образца, обогащенные изотопом ^{18}O, претендуют на роль слабо контаминированных карбонатным материалом, однако это не согласуется с первично магматическими содержаниями CaO в оливине (рис. 2). По-видимому, в данном случае можно предполагать контаминацию терригенным материалом – сланцами или кварцитами из вмещающих пород Олокитского комплекса (Рыцк и др., 2002).

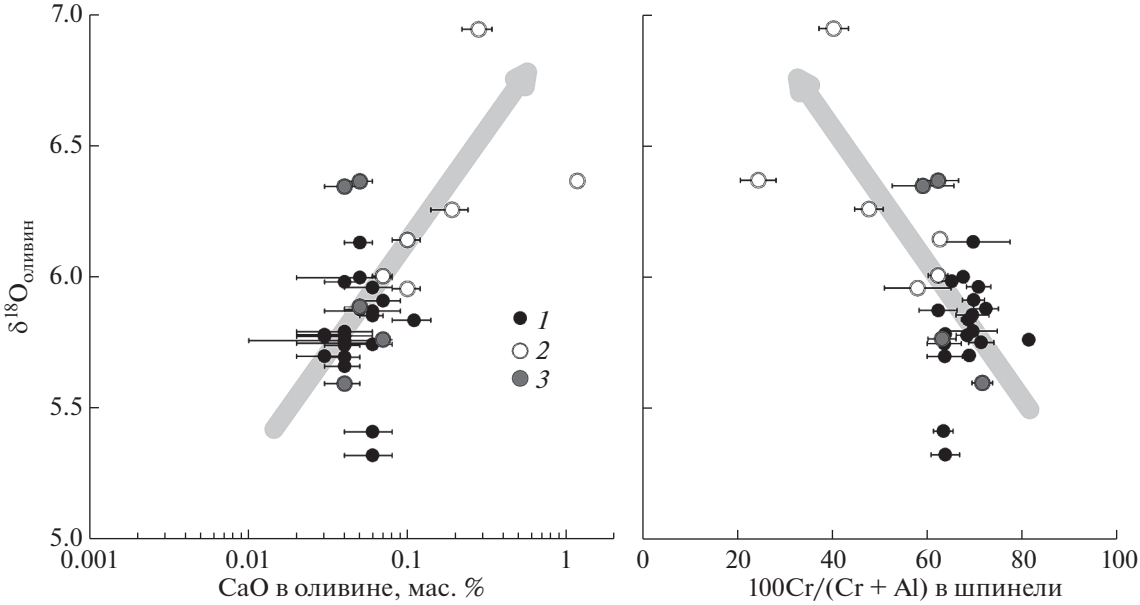

Рис. 2. Соотношения между $\delta^{18}O$ оливина, содержанием CaO в оливине и хромистости шпинели в разных типах пород довыренского массива (данные табл. 2). Условные обозначения: *1* – неконтаминированные породы из разрезов Йоко и Большой-Центральный, *2* – контаминированные дуниты, *3* – породы разреза Школьный.

Данные об исходном $\delta^{18}O$ в оливине можно использовать для оценок масштабов локальной контаминации примитивных магм и производных кумулатов карбонатным материалом при формировании довыренской камеры и/или в процессах внутрикамерной дифференциации. Для этого надо перейти от изотопного состава оливина к изотопному составу исходного расплава. Это возможно для каждой из пород при наличии данных о температурах закрытия кумулусных систем относительно обмена изотопами кислорода между оливином и интеркумулусным расплавом вблизи солидуса пород. Для решения этой задачи использованы результаты моделирования равновесной кристаллизации виртуальных расплавов, отвечающих валовому составу изученных образцов.

Моделирование равновесной кристаллизации пород. Петрологический смысл этих вычислений аналогичен методу геохимической термометрии, который базируется на трех постулатах (Ariskin, Barmina, 2004): (1) валовый химический состав образца породы отражает смесь кумулусных фаз и интеркумулусной жидкости, (2) температура исходной кумулусной смеси отвечает температуре расплава и (3) по мере затвердевания все фазы меняют состав в соответствии с законами термодинамических равновесий минерал–расплав. Таким образом, при наличии алгоритмов моделирования кристаллизации магм можно рассчитать траекторию эволюции состава расплава и равновесных фаз вплоть до полного затвердевания. Задача осложняется тем, что температура исходной смеси (магмы или кумулата) обычно неизвестна, поэтому приходится строить полную траекторию кристаллизации – от 100% плавления породы (включая отрезки виртуальных гетерогенных равновесий) до солидуса. В нашем случае задача проще – важно выйти на наиболее низкотемпературные условия, когда последние порции расплава равновесны со всем объемом твердой фазы.

Моделирование равновесной кристаллизации расплавов пород (табл. 1) проводилось с использованием программы КОМАГМАТ-5 (Ariskin et al., 2018b) в версии 5.2.2.1 (https://comagmat.web.ru/apps-comagmat.html) для номинально сухих условий при давлении 1 атм. и летучести кислорода, отвечающей буферу QFM-1 (Арискин и др., 2017). Эти параметры близки условиям кристаллизации в камере, которые оценены независимыми методами ($P \leq 0.5$–1 кбар, содержание воды в расплаве <0.5 мас. %, летучесть кислорода ≤ QFM) и уже были использованы в серии расчетов, моделирующих параметры наиболее примитивных довыренских магм (Ariskin et al., 2016). При этом использовались валовые составы пород из Приложения А в работе (Ariskin et al., 2018a); максимальная степень кристаллизации составляла 98 мас. %. Примеры расчетных траекторий кристаллизации показаны на рис. 3. Параметры модельных расплавов, расчетные температуры и составы оливина и плагиоклаза вблизи солидуса приведены в табл. 3.

Последовательность кристаллизации образца DV30-2 показана на рис. 3 для сравнения, поскольку этот пикродолерит с нижнего контакта

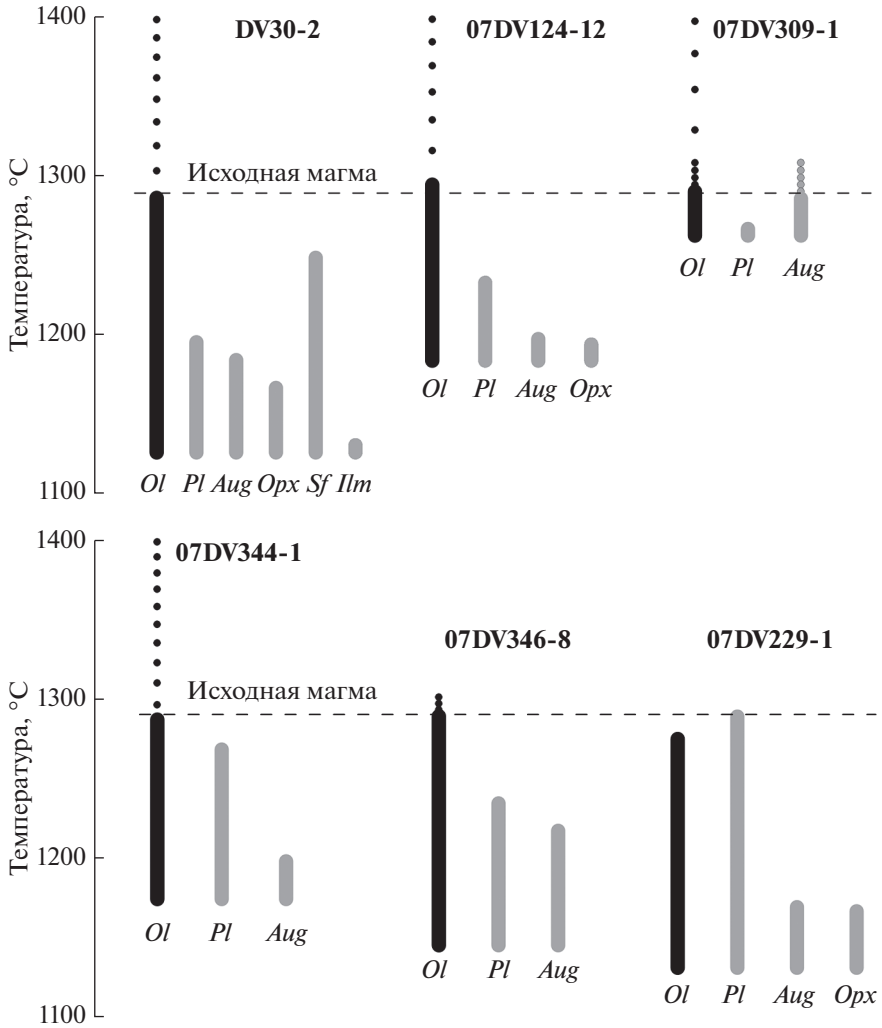

Рис. 3. Модельные порядки кристаллизации и наиболее низкотемпературные ассоциации минералов для примитивного пикродолерита с нижнего контакта Довырена (DV30-2) и представительных образцов из табл. 1 и 2. Расчеты по программе КОМАГМАТ-5 (Ariskin et al., 2018b) в приближении сухих систем при атмосферном давлении в условиях буфера QFM-1. Петрологический смысл имеют результаты при температурах ниже исходной магмы (1290°C).

представляет оливиновый ортокумулат с наиболее магнезиальным интеркумулусным расплавом, содержащим ~11 мас. % MgO и ~52 мас. % SiO_2 при температуре исходной магмы около 1290°C (Ariskin et al., 2016, 2018a). Таким образом, эволюцию интеркумулусного расплава при затвердевании кумулусных смесей с образованием пород характеризуют вычисления при более низких температурах – это справедливо для всех изученных образцов.

За исключением одного образца с верхов разреза Йоки (07DV229-1), расчеты продемонстрировали широкое поле виртуальной кристаллизации оливина (как результат его аккумуляции), но в остальном разделились на две группы, включая “неконтаминированные” и “контаминированные” породы. В первом случае второй кристаллизующейся фазой являлся плагиоклаз, затем появление клинопироксена ± *Opx* – точно так, как предсказывает кристаллизация примитивных ортокумулатов с нижнего контакта (рис. 3). Для контаминированных пород эта последовательность нарушена – вторым кристаллизовался клинопироксен (напр., обр. 07DV309-1 на рис. 3). Соответственно, близсолидусные остаточные расплавы эволюционировали в области сильно недосыщенных кремнеземом расплавов, содержащих менее 40-30 мас. % SiO_2 при температурах выше 1300–1400°C. Мы рассматриваем эти оценки как артефакт модели, хотя расширение поля стабильности Ca-пироксена в системах, контаминированных карбонатом, не удивительно (Gaeta et al., 2009; Mollo et al., 2010; Di Rosso et al., 2012). Это подтверждается появлением в породах магнезиального диопсида (вплоть до диопсидитов) и фассаита (Wenzel et al., 2002; Ariskin et al.,

Таблица 3. Параметры модельных расплавов, расчетные температуры, составы оливина/плагиоклаза и изотопный состав кислорода в остаточных расплавах вблизи солидуса изученных кумулатов

№ образца	Шифр образца	Параметры остаточного расплава, мас. %			Составы минералов, мол. %		T_{98}, °C*	$\delta^{18}O$ в расплаве, ‰
		SiO_2	Al_2O_3	MgO	*Fo* (*Ol*)	*An* (*Pl*)		
1	07DV340-1	59.2	16.0	4.2	82.1	69.8	1139	6.99
2	07DV232-1	49.1	13.9	7.0	83.5	72.8	1163	6.79
3	07DV231-1	58.9	17.8	3.4	84.2	80.4	1137	6.73
4	07DV341-1	49.7	14.3	8.5	82.2	85.2	1190	6.71
5	07DV341-3	49.3	13.3	7.1	79.1	80.1	1158	6.61
6	07DV343-1	48.8	13.7	7.9	79.8	83.0	1176	6.51
7	07DV344-1	52.3	14.3	7.7	79.9	84.9	1175	6.57
8	07DV223-1	42.7	20.6	8.5	82.1	84.9	1245	6.52
9	07DV224-1	50.7	14.2	8.0	82.9	81.4	1181	6.81
10	07DV226-1	47.8	14.1	8.8	81.7	85.5	1192	6.59
11	07DV346-1	50.6	14.9	8.8	82.9	90.6	1191	6.63
12	07DV346-5	50.4	14.2	8.3	81.1	84.9	1184	6.54
13	07DV346-6	46.0	17.3	8.6	81.5	84.9	1216	6.65
14	07DV346-8	49.5	12.9	6.5	75.7	77.6	1146	6.51
15	07DV228-1	51.4	13.4	6.7	77.2	79.4	1153	6.61
16	07DV229-1	50.7	13.2	6.1	75.4	83.8	1131	6.72
17	07DV124-2	56.2	14.7	6.1	85.0	72.7	1154	6.16
18	07DV124-3	57.3	15.1	6.1	83.9	72.2	1165	6.52
19	07DV124-11	47.7	21.4	7.3	84.9	91.5	1223	6.51
20	07DV124-12	54.4	15.1	7.9	85.7	83.9	1183	6.79
21	07DV124-13	54.4	17.0	6.9	84.9	80.3	1189	6.21
22	07DV124-17	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**1176****	**6.96**
23	07DV124-20	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**1176****	**6.82**
24	07DV124-22	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**1176****	**6.77**
25	07DV309-1	**42.1**	**24.0**	**8.1**	**86.1**	**н.о.**	**1176****	**7.07**
26	07DV131-10	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**1176****	**7.76**
27	07DV311-1	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**н.о.**	**1176****	**7.18**
28	07DV314-2	45.2	16.7	9.1	82.9	86.6	1217	6.52
29	S08-4	60.9	17.3	3.2	83.2	75.2	1132	7.23
30	S10-7	51.9	15.0	5.9	82.0	79.1	1152	6.43
31	S12-2	60.1	16.6	4.1	85.5	72.7	1145	7.19
32	S30-3	41.8	23.8	7.4	83.6	84.3	1266	6.48
33	S36-1	49.0	13.3	7.2	78.4	81.4	1160	6.72

Примечания. Расчеты по программе КОМАГМАТ-5 (Ariskin et al., 2018b). *T_{98} – температура закристаллизованной на 98 мас. % породы; в трех случаях расчет проведен до степени кристаллизации 94–96.5% (обр. 07DV340-1, 311-1 и S12-2). ** Постулирована средняя температура всех неконтаминированных пород вблизи солидуса. **н.о.** – параметр не определен.

2018a). Учитывая неопределенность расчетов расплавно-минеральных равновесий в подобных системах при помощи модели КОМАГМАТ-5, эти результаты в дальнейшем не рассматривались. Исключение – обр. 07DV309-1, данные для которого также приведены в табл. 3.

В случае неконтаминированных пород программа КОМАГМАТ-5 предсказывает солидусные ассоциации *Ol* + *Pl* + *Cpx* ± *Opx*, в отдельных случаях с небольшим количеством сульфида и ильменита. Температуры окончания кристаллизации варьируют от 1131 до 1266°C (в среднем

1176 ± 34°C), табл. 3. Эти вариации отражают два фактора: (1) количество захороненного в интеркумулусе расплава и (2) степень его фракционирования при затвердевании массива. Соответственно, минимальные оценки температуры характерны для базальных кумулатов повышенной пористости и прикровельных горизонтов, где распространены наименее магнезиальные оливин и пироксены (см. образцы 14–16 в табл. 2). Максимальные оценки выше 1200°C типичны для оливиновых и троктолитовых адкумулатов с минимальным количеством интеркумулуса.

О реалистичности результатов моделирования можно судить по данным рис. 4, где сопоставляются близсолидусные (по результатам расчетов) и наблюдаемые составы оливина в породах, отнесенных к "неконтаминированнм". Несмотря на явное смещение расчетных составов в область менее форстеритовых составов, средняя величина этих отклонений не велика: 0.96 ± 0.59 мол. % *Fo*; только для одного образца наиболее верхнего лейкотроктолита расхождение превышает 2 мол. % *Fo* (обр. 07DV229-1, Δ = –2.2%). Систематический характер этого сдвига можно объяснить небольшой переоценкой доли двухвалентного железа в расплаве $Fe^{2+}/\Sigma Fe$ (при моделировании использовались довольно восстановительные условия буфера QFM-1, см. выше) или отсутствием полного равновесия между последними порциями расплавов и кристаллической массой кумулатов. В любом случае подобные отклонения не сильно влияют на состав модельных расплавов, вариации температуры которых в зависимости от редокс-условий обычно не превышают нескольких градусов (Ariskin, Barmina, 2004). Это позволяет предполагать, что параметры близсолидусных равновесий изученных пород предсказаны верно (табл. 3).

Изотопный состав кислорода в исходном расплаве рассчитывался на основе приближения (1):

$$\delta^{18}O(Ol) - \delta^{18}O(\text{расплав}) \approx 1000 \ln \alpha, \qquad (1)$$

где α – фактор изотопного фракционирования между расплавом и оливином, связанный с температурой закрытия изотопного обмена соотношением (2):

$$1000 \ln \alpha = 10^6 A/T^2, \qquad (2)$$

где A – полуэмпирическая константа, а T – температура в градусах Кельвина. При расчетах использовалось значение $A = -1.70$, предложенное в работе (Zhao, Zheng, 2003) для вулканических пород, представляющих системы вкрапленник оливина – базальтовое стекло/лава. При этом, для неконтаминированных пород в качестве температуры окончания эффективного изотопного обмена принималась модельная температура в закрытой системе, отвечающая равновесию 2% остаточного расплава с 98% кристаллической массы (табл. 3). Для шести контаминированных дунитов в качестве температуры завершения изотопного обмена постулировалось среднее значение близсолидусных температур в закрытых системах – 1176°C. Эти допущения предполагают, что основной обмен изотопами кислорода завершается на стадии исчерпания "флюида-расплава", а в случае контаминированных расплавов нет основания считать, что они эволюционировали в другом температурном поле относительно массы вмещающих дунитов. Заметим также, что 2/3 изученных образцов содержали более 70% оливина (табл. 2), что предполагает незначительный вклад постсолидусных реакций (в частности, оливин – плагиоклаз) в изотопный состав оливина, сформированного на заключительных стадиях магматического процесса.

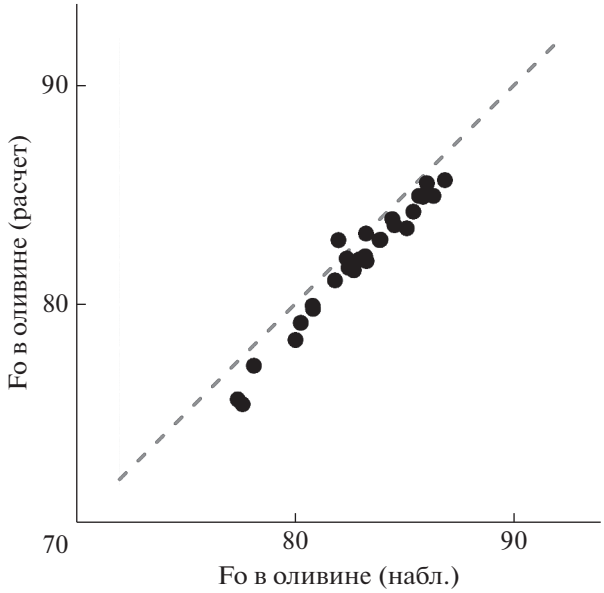

Рис. 4. Соотношения между расчетными и наблюдаемыми составами оливина в неконтаминированных породах Довырена (по данным табл. 2 и 3).

Результаты расчета $\delta^{18}O$ в расплавах для всех изученных образцов приведены в табл. 3. Согласно этим данным, среднее значение $\delta^{18}O$ в интеркумулусных расплавах для неконтаминированных пород составляло 6.6 ± 0.2‰; для расплавов с признаками контаминации коровым материалом 7.1 ± 0.3‰. В соответствии с заданным интервалом близсолидусных температур (1131–1266°C) средняя величина равновесного изотопного сдвига кислорода между оливином и модельными расплавами составляет 0.81 ± 0.03‰.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение с данными по другим расслоенным массивам. На рис. 5 проведено сопоставление результатов изучения изотопного состава оливина в

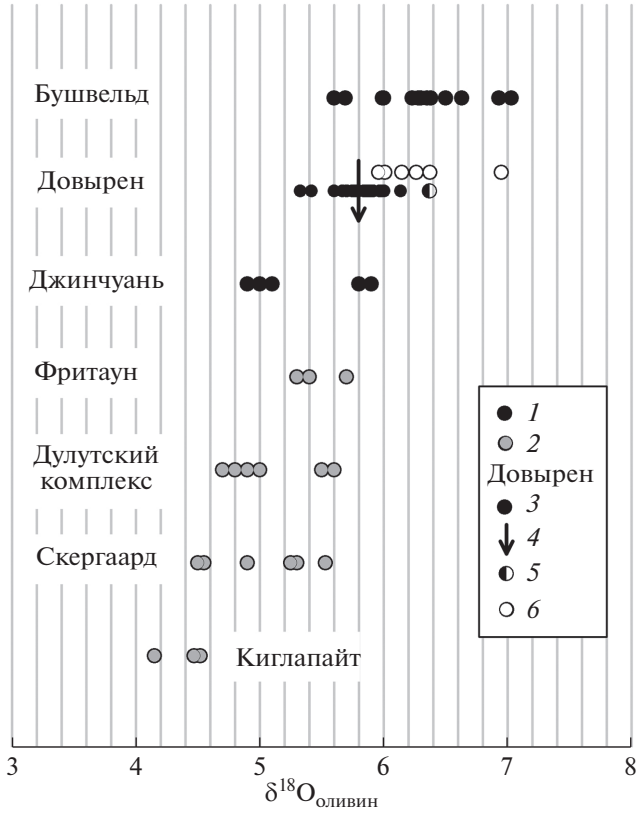

Рис. 5. Изотопный состав кислорода в оливине из пород известных расслоенных интрузивов и рудоносных комплексов. Бушвельский комплекс (Harris et al., 2005; Gunther et al., 2018); Джинчуань (Ripley et al., 2005); Фритаунский интрузив в Сьерра Леоне (Chalokwu et al., 1999); интрузив Южный Кавишиви в Дулутском комплексе (Lee, Ripley, 1996); Скергаардский интрузив (Taylor, 1959; Bindeman et al., 2008); интрузив Киглапайт (Kalamaradis, 1984). Вероятные источники: *1* - предположительно субконтинентальная литосферная мантия (SCLM), *2* – деплетированная мантия MORB-типа; *3–6* – Йоко-Довыренский массив: *3* – неконтаминированные породы, *4* – их средний состав, *5* – две "возможно контаминированные" породы разреза "Школьный", *6* – контаминированные дуниты.

Довырене и других расслоенных интрузивах и/или рудоносных комплексах. Согласно этим данным, наблюдается тенденция к возрастанию $\delta^{18}O$ в оливине от интрузивных тел, для которых установлена ассоциация с толеитовыми базальтами (мантийный источник MORB-типа), к рудоносным интрузивам, связанным с резервуарами, несущими признаки вовлечения корового вещества в процессы магмогенерации и/или эволюции исходных магм (Wilson, 2012; Maier et al., 2016; Ariskin et al., 2018a; Tang et al., 2018). Полученные нами данные наиболее близки к изотопным характеристикам палеопротерозойского Бушвельдского комплекса, при этом средние величины $\delta^{18}O$ оливина из неконтаминированных довыренских пород практически совпадают с максимальными значениями $\delta^{18}O$ оливина из рудоносного комплекса Джинчуаня (Ripley et al., 2005). Последний имеет возраст 831.8 ± 0.6 млн лет и, подобно Довырену, формировался на стадии распада суперконтинента Родинии (Zhang et al., 2010).

В последние годы все больше аргументов указывают на то, что интрузивный магматизм, с которым связано формирование рудоносных комплексов Бушвельд и Джинчуань, имеет определенные аналогии (Eales, Costin, 2012; Tang et al., 2018). Они включают две стадии контаминации исходных магм – нижнекоровую и верхнекоровую, которая могла произойти на докамерной стадии или непосредственно в процессе формировании магматической камеры. Неопределенности касаются мантийного источника наиболее примитивных магм, который представлял астеносферную или метасоматизированную субконтинентальную литосферную мантию (SCLM). Первый сценарий обсуждается применительно к коматиитовым силлам из основания Бушвельдского комплекса (Wilson, 2012; Maier et al., 2016); второй подразумевается для ультрамафитов Джинчуаня. Комплекс изотопно-геохимических данных для Довырена позволяет также предполагать подобную двухстадийную схему вовлечения материалы коры в процессы формирования мантийного источника и внутрикамерной дифференциации.

Крайне низкие значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ в породах Довырена (в среднем –14.8, t = 728.4 млн лет) нельзя связать с ассимиляцией карбонатов из вмещающих толщ, которые по данным Amelin et al. (1996) характеризуются величиной ε_{Nd} около –7. Это не оставляет иных шансов, как признать существование более древнего мантийного протолита с коровым отношением Sm/Nd ~ 0.22 (Арискин и др., 2015). При этом высокая магнезиальность исходного оливина, реконструированного для пород базальной зоны (~Fo_{88}), указывает, что несущие коровую метку довыренские магмы имели пикритоидный состав при температурах около 1300°C (Ariskin et al., 2018a). Эти сигналы "мантийно-коровых" процессов коррелируют с повышенными (относительно MORB-систем) значениями $\delta^{18}O$ в оливине из неконтаминированных пород (рис. 5).

С другой стороны, помимо существенных вариаций $\delta^{18}O$ в оливине, установленных для сильно контаминированных пород, в пределах Довыренского интрузивного комплекса наблюдается неоднородность изотопных данных по Rb–Sr и Sm–Nd системам (Арискин и др., 2015), которую также нельзя объяснить предысторией источника или только процессами кристаллизационной дифференциации. Это особенно проявлено в толщах дунитов, включающих ксенолиты апокарбонатных скарнов (Wenzel et al., 2002). Несмотря на многолетние дискуссии, вопрос о масштабах

контаминации мраморов/доломитов и влиянии этих процессов на дифференциацию в довыренской камере, в конечном счете – на формирование фазовой расслоенности массива, остается открытым.

Оценка степени контаминации карбонатным материалом. Процессы взаимодействия базальтовых магм с карбонатами обычно описывают при помощи реакций десилификации, включающих термическое разложение карбонатов с образованием твердых растворов Ca-пироксенов, напр. (Mollo et al., 2010):

$$L_1 + \mathrm{CaCO_3} \rightarrow L_2 + Di + CaTs + \mathrm{CO_2}\uparrow, \quad (3)$$

где L_1 – исходный расплав, *Di* – диопсид ($\mathrm{CaMgSi_2O_6}$), *CaTs* – богатый чермакитовым компонентом пироксен, L_2 – новообразованный расплав, обедненный $\mathrm{SiO_2}$ и несколько обогащенный CaO. В случае Довырена, исходные пикритоидные магмы содержали порядка 20–30% оливина (Ariskin et al., 2018a), поэтому подобные реакции должны также учитывать присутствие кумулусного оливина и изменения его состава в направлении повышения магнезиальности и увеличения содержания CaO (Wenzel et al., 2002; Di Stefano et al., 2018). Такая гетерогенность реагентов и продуктов взаимодействия затрудняет последовательное решение задачи баланса изотопов кислорода с целью оценки степени контаминированности кумулусных ассоциаций. В упрощенном виде этот материальный баланс можно свести к уравнению:

$$\delta^{18}\mathrm{O}(L_2) = f\delta^{18}\mathrm{O}(\text{конт.}) + (1-f)\delta^{18}\mathrm{O}(L_1), \quad (4)$$

где $\delta^{18}\mathrm{O}(L_1)$ и $\delta^{18}\mathrm{O}(L_2)$ – изотопный состав кислорода в исходном и контаминированном расплаве, $\delta^{18}\mathrm{O}$(*конт.*) характеризует изотопный состав кислорода в карбонатном материале, f – доля контаминанта (т.е. суммарное количество оксидов – CaO + MgO + FeO – поступивших при разложении карбоната в новообразованные силикатные фазы). Если принять средние величины $\delta^{18}\mathrm{O}$ для контаминированных (7.1‰) и неконтаминированных (6.6‰) расплавов и величину $\delta^{18}\mathrm{O} = 23$‰ в карбонатах (Кривоплясов и др., 1982), оценка вклада контаминанта составит ~3.2%. В случае гетерогенности кумулусной системы оценка доли контаминанта снижается: при содержании ~40% кристаллов *Ol* – на 0.3–0.4%, при содержании ~90% кристаллов *Ol* – на 0.7–1%.

Приведенный выше баланс допускает постоянство или незначимые различия изотопного состава кислорода в продуктах разложения карбонатов – см. реакцию (3). В действительности, теоретические оценки показывают, что при температурах около 1200°C изотопное фракционирование кислорода в системе $\mathrm{CO_2}$–$\mathrm{CaCO_3}$ может достигать ~2‰ (Chacko, Deines, 2008). Этот фактор повышает максимальную оценку доли контаминанта до ~5%, при содержании 90% кристаллов оливина – до ~4%. Таким образом, чтобы получить новый расплав или кумулусную систему с изотопными характеристиками, отвечающими равновесию с оливином из зоны контаминированных дунитов (табл. 2 и 3), требуется вклад в исходный расплав не более 3–5% вещества доломитов.

Если допустить максимально утяжеленный изотопный состав кислорода в контаминированном расплаве (допустим $\delta^{18}\mathrm{O} = 12$), который равновесен с оливином из контактов апоркарбонатных скарнов ($\delta^{18}\mathrm{O} \approx 11$; Кривоплясов и др., 1982), потребуется около 30% контаминанта. Однако столь сильная контаминация носит локальный характер, что выражается в формировании ореолов контаминированных дунитов вокруг скарнированных реликтов мраморов и доломитов. Это подчеркивается и составом интеркумулуса из подобных ореолов, где появляются магнезиальный диопсид и фассаит (пироксен с высоким содержанием глинозема; Wenzel et al., 2002), а также изменениями в составе оливина (повышение CaO и mg#) и алюмошпинели (Кислов, 1998; Ariskin et al., 2018a). Естественным отражением реакций исходным магм с карбонатом является расширение поля стабильности клинопироксена, которое установлено при моделировании равновесной кристаллизации контаминированных пород по программе КОМАГМАТ-5 (рис. 3).

ВЫВОДЫ

1. Методом фторирования с применением лазерного нагрева изучен изотопный состав кислорода оливина из плагиолерцолитов, дунитов, троктолитов и оливиновых габброноритов Йоко-Довыренского расслоенного массива. Большинство значений $\delta^{18}\mathrm{O}$ в оливине из наиболее свежих и неконтаминированных пород (n = 27) попадает в интервал 5.8 ± 0.2‰. Для слабо и сильно контаминированных дунитов наблюдается значимое утяжеление изотопного состава кислорода – до 6.2 ± 0.3‰. Показано, что подобные составы наиболее близки к характеристикам рудоносных комплексов – Бушвельдского интрузива и Джинчуаня.

2. При помощи программы КОМАГМАТ-5 (Ariskin et al., 2018b) рассчитаны траектории кристаллизации пород-кумулатов, включая равновесные соотношения фаз при температурах, отвечающих 2% остаточного расплава. Эти близсолидусные температуры охватывают интервал 1131–1266°C (в среднем 1176 ± 34°C) и рассматриваются как температуры закрытия кумулусных систем относительно диффузионного обмена изотопами кислорода между оливином и расплавом при исчерпании интеркумулусного расплава как подвижного “флюида”.

3. Используя данные об изотопном составе кислорода в оливине и модельные температуры закрытия этого минерала, для каждой из пород рассчитаны значения $\delta^{18}O$ в равновесных с оливином расплавах. Среднее значение величины $\delta^{18}O$ в интеркумулусных расплавах неконтаминированных пород составило 6.6 ± 0.2‰; для расплавов с признаками контаминации коровым материалом оно повышается до 7.1 ± 0.3‰.

4. Согласно оценкам по балансовой модели контаминации расплавов доломитами, для основного объема дунитов в центральной части массива вклад контаминанта не превышал 3–5 мас. %. Изотопные характеристики расплавов из ореолов вблизи контактов с ксенолитами апокарбонатных скарнов, указывают на возможность растворения до 30% карбонатов.

Авторы выражают признательность В.Б. Полякову (ИЭМ РАН) и О.А. Луканину (ГЕОХИ РАН) за ценные комментарии по содержанию рукописи.

Статья подготовлена при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 16-17-10129. Изотопный анализ кислорода в оливине проведен в рамках Государственного задания ИГЕМ РАН по теме НИР № 0136-2019-0013. Подготовка препаратов оливина проводилась в рамках Госзадания ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Костицын Ю.А., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсоев Д.А. (2013) Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия). *Геохимия* (11), 955-972.

Ariskin A.A., Kostitsyn Yu.A., Konnikov E.G., Danyushevsky L.V., Meffre S., Nikolaev G.S., McNeill A., Kislov E.V., Orsoev D.A. (2013) Geochronology of the Dovyren Intrusive Complex, Northwestern Baikal Area, Russia, in the Neoproterozoic. *Geochem. Int.* **51**(11), 859-875.

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Э.Г. Конников, Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. (2015) Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника. *Геология и геофизика.* **56**(3), 528-556.

Арискин А.А., Фомин И.С., Жаркова Е.В., Кадик А.А., Николаев Г.С. (2017) Окислительно-восстановительный режим формирования ультрамафитов и габброидов Йоко-Довыренского массива (по результатам измерений собственной летучести кислорода в оливине). *Геохимия.* (7), 579-593.

Ariskin A.A., Fomin I.S., Zharkova E.V., Kadik A.A. Nikolaev G.S. (2017) Redox Conditions During Crystallization of Ultramafic and Gabbroic Rocks of the Yoko–Dovyren Massif (Based on the Results of Measurements of Intrinsic Oxygen Fugacity of Olivine). *Geochem. Int.* **55**(7), 595-607.

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Фиорентини М., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Пшеницын И.В., Япаскурт В.О., Соболев С.Н. (2020) Петрология, геохимия и происхождение сульфидоносных и ЭПГ-минерализованных троктолитов из зоны Конникова в Йоко-Довыренском расслоенном интрузиве. *Геология и геофизика.* **62**(5–6), 748-773.

Бушуев В.П., Тарасова Р.С. (1984) *Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение. Отчет Холоднинской ГРП за 1975–84 гг.* Бурятгеология, Улан-Удэ.

Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Фомин Ю.А. (1992) Эволюция изотопного состава кислорода в оливинах из пород Йоко-Довыренского плутона. *Геология и геофизика.* **12**, 63-71.

Гурулев С.А. (1965) *Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива.* М.: Наука, 122 с.

Дистлер В.В., Степин А.Г. (1993) Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Довыренского расслоенного гипербазит-базитового интрузива (Северное Прибайкалье). *ДАН.* **328**(4), 498-501.

Кислов Е.В. (1998) Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: издательство БНЦ СО РАН, 1998, 265 с.

Конников Э.Г. (1986) *Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья.* Новосибирск: Наука, 127 с.

Кривоплясов Г.С., Ярошевский А.А., Устинов В.И., Стрижов В.П. (1982). Перераспределение изотопов кислорода при взаимодействии магматической системы с вмещающими породами (по материалам Йоко-Довыренского расслоенного массива, Северное Прибайкалье). *Тезисы докладов IX Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии,* М.: ГЕОХИ АН СССР, 134-136.

Кривоплясов Г.С., Ярошевский А.А., Устинов В.И. (1984). Изотопный состав кислорода породообразующих минералов некоторых дифференцированных трапповых силлов и крупного расслоенного интрузива (на примере траппов Норильского района, р. Подкаменная Тунгуска и Йоко-Довыренского массива). *Тезисы докладов X Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии.* М.: ГЕОХИ АН СССР, 233.

Орсоев Д.А., Кислов Е.В., Конников Э.Г., Канакин С.В., Куликова А.Б. (1995) Закономерности размещения и особенности состава платиноносных горизонтов Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье). *ДАН.* **340**(2), 225-228.

Орсоев Д.А. (2019) Анортозиты малосульфидного платиноносного горизонта (Риф I) в верхнерифейском Йоко-Довыренском массиве (Северное Прибайкалье): новые данные по составу, ЭПГ-Cu-Ni минерализации, флюидному режиму и условиям образования. *Геология рудных месторождений.* **61**(4), 15-43.

Перцев Н.Н., Шабынин Л.И. (1979) *Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Йоко-Довыренского массива. Контактовые процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях.* М.: Наука, 85-96.

Перцев Н.Н., Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсоев Д.А., Некрасов А.Н. (2003) Магнезиальные скарны мервинитовой фации из ксенолитов в дунитах Довыренского массива. *Петрология.* **11**(5), 512-523.

Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсоев Д.А., Колотилина Т.Б. (2013) Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности. *Геология и геофизика*. **54**(11), 1689-1704.

Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. (2002) Олокитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные. *Геотектоника*. **1**, 29-41.

Спиридонов Э.М. (2019) Минералы бария – барит и хлордоминантный феррокиноситалит $BaFe_3^{2+}[Cl_2/Al_2Si_2O_{10}]$ в плагиоперидотитах Йоко-Довыренского интрузива (Северное Прибайкалье) – продукты эпигенетического низкоградного метаморфизма. *Геохимия*. **64**(11), 1196-1205.

Spiridonov E.M. (2019) Barium Minerals Barite and Chlorinedominant Ferrokinoshitalite $BaFe_3^{2+}[Cl_2/Al_2Si_2O_{10}]$ in Plagioperidotites of the Yoko-Dovyren Intrusion, Northern Baikal Area: Products of Epigenetic Low-Grade Metamorphism. *Geochem. Int.* 57(11), 1221-1229.

Степин А.Г., Власенко А.И. *Результаты поисковых работ в пределах Йоко-Довыренского и Безымянного базит-гипербазитовых массивов. Отчет Довыренского отряда за 1989–1993 гг. Нижнеангарск*, 1994, Бурятгеолком. 253 с.

Устинов В.И., Ярошевский А.А., Стриглов В.П., Суховерхов В.Ф. (1980). Изотопный состав кислорода породообразующих минералов Йоко-Довыренского дунит-троктолитгаббро-норитового массива (Северное Прибайкалье). В сборнике *VIII Всесоюз. Симпозиум по стабильным изотопам в геохимии*. 56-58.

Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. (1996) Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for contamination by ancient upper-crustal material. *Chem. Geol.* **129**, 39-69.

Ariskin A.A., Barmina G.S. (2004) COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications. *Geochem. Int.* **42**, S1-S157.

Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V., Nikolaev G.S., Fiorentini M.L., Gilbert S., Goemann K., Malyshev A. (2016) Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunite based on quantitative sulfide mineralogy. *Min. Deposita*. **51**, 993-1011.

Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G., Kislov E., Fiorentini M., McNeill A., Kostitsyn Yu., Goemann K., Feig S., Malyshev A. (2018) The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility. *Lithos*. **302**, 242-262.

Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S. (2018) The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe-Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates. *J. Petrol.* **59**, 283-298.

Chacko T., Deines P. (2008) Theoretical calculation of oxygen isotope fractionation factors in carbonate systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **72**, 3642-3660.

Chalokwu C.I., Ripley E.M., Park Y.-R. (1999) Oxygen isotopic systematics of an open-system magma chamber: An example from the Freetown Layered Complex of Sierra Leone. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **63**(5), 675-685.

Clayton R.N., Mayeda T.K. (1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **27**, 43-52.

Di Rocco T., Freda C., Gaeta M., Mollo S., Dallai L. (2012). Magma chambers emplaced in carbonate substrate: petrogenesis of skarn and cumulate rocks and implications for CO_2 degassing in volcanic areas. *J. Petrol.* **53**, 2307-2332.

Di Stefano F., Mollo S., Scarlato P., Nazzari M., Bachmann O., Caruso M. (2018) Olivine compositional changes in primitive magmatic skarn environments: A reassessment of divalent cation partitioning models to quantify the effect of carbonate assimilation. *Lithos*. **316–317**, 104–121.

Eales H.W., Costin G. (2012) Crustally contaminated komatiite: primary source of the chromitites and Marginal, Lower, and Critical Zone magmas in a staging chamber beneath the Bushveld Complex. *Econ. Geol.* **107**, 645-665.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. (2016) Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geoscience*. **9**, 464-469.

Gaeta M., Di Rocco T., Freda C. (2009). Carbonate assimilation in open magmatic systems; the role of melt-bearing skarns and cumulate-forming processes. *J. Petrol.* **50**, 361-385.

Günther T., Haase K.M., Junge M., Oberthür T., Woelki D., Krumm S. (2018) Oxygen isotope and trace element compositions of platiniferous dunite pipes of the Bushveld Complex, South Africa – Signals from a recycled mantle component? *Lithos*. **310-311**, 332-341.

Harris C., Pronost J.J.M., Ashwal L., Cawthorn R.G. (2005) Oxygen and hydrogen isotope stratigraphy of the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex: Constraints on crustal contamination. *J. Petrol.* **46**, 579-601.

Ito E., White W.M., Gopel C. (1987) The O, Sr, and Pb isotope geochemistry of MORB. *Chem. Geol.* **62**, 157-176.

Kalamarides R.I. (1984) Kiglapait geochemistry VI: Oxygen isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 1827-1836.

Konnikov E.G., Meurer W.P., Neruchev S.S., Prasolov E.M., Kislov E.V., Orsoev D.A. (2000) Fluid regime of platinum group elements (PGE) and gold-bearing reef formation in the Dovyren mafic-ultramafuc layered complex, eastern Siberia, Russia. *Min. Deposita*. **35**, 526-532.

Lee I., Ripley E.M. (1996) Mineralogic and oxygen isotopic studies of open system magmatic processes in the South Kawishiwi Intrusion, Spruce Road area, Duluth Complex, Minnesota. *J. Petrol.* **37**, 1437-1461.

Lechler P.J., Desilets M.O. (1987) A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole-rock analysis. *Chem. Geol.* **63**, 341-344.

Maier W.D., Barnes S.-J., Karykowski B.T. (2016) A chilled margin of komatiite and Mg-rich basaltic andesite in the western Bushveld Complex, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.* **171**, 1-22.

Mollo S., Gaeta M., Freda C., Di Rocco T., Misiti V., Scarlato P. (2010) Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology. *Lithos.* **114**, 503-514.

Orsoev D. A. (2010) Distribution of Oxygen Isotopes in Rocks and Minerals from the Critical Zone of the Ioko–Dovyren Pluton. *Geology of Ore Deposits.* **52**, 543-550.

Ripley E.M., Sarkar A., Li C. (2005) Mineralogic and Stable Isotope Studies of Hydrothermal Alteration at the Jinchuan Ni-Cu Deposit. *China Econ. Geol.* **100**, 1349-1361.

Sharp Z.D. (1990) A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **54**, 1353-1357.

Spicuzza M.J., Valley J.W., Kohn M.J., Girard J.P., Fouillac A.M. (1998) The rapid heating, defocused beam technique: a CO_2-laser-based method for highly precise and accurate determination of $\delta^{18}O$ values of quartz. *Chem. Geol.* **144**, 195-203.

Tang Q., Jian Bao J., Dang Y., Ke S., Zhao Y. (2018) Mg–Sr–Nd isotopic constraints on the genesis of the giant Jinchuan Ni–Cu–(PGE) sulfide deposit, NW China. *Earth Planet. Sci. Let.* **502**, 221-230.

Taylor H.P., Epstein S. (1962) Relation between $^{18}O/^{16}O$ ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. I Principles and experimental results. *Geol. Soc. Am. Bull.* **73**, 461-480.

Taylor H.P. Jr., Epstein S. (1963) O^{18}/O^{16} ratios in rocks and coexisting minerals of the Skaergaard intrusion. *J. Petrol.* **4**, 51-74.

Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution.* Oxford: Blackwell Sci. Pub., 312 p.

Wenzel T., Baumgartner L.P., Bruegman G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. (2002) Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal Region, Russia). *J. Petrol.* **43**, 2049-2074.

Wilson A.H. (2012) A chill sequence to the Bushveld Complex: insight into the first stage of emplacement and implications for the parental magmas. *J. Petrol.* **53**, 1123-1168.

Zhang M., Kamo S.L., Li C., Hu P., Ripley E.M. (2010) Precise U-Pb zirconbaddeleyite age of the Jinchuan sulfide ore-bearing ultramafic intrusion, western China. *Min. Deposita.* **45**, 3-9.

Zhao Z.F., Zheng Y.F. (2003). Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks. *Chem. Geol.* **193**, 59-80.

ГЕОХИМИЯ, 2021, том 66, № 2, с. 161–182

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОДИФИЦИРОВАННОГО МЕТОДА МАТЕРИАЛЬНОГО БАЛАНСА В КОМПЛЕКСЕ С ПИРОЛИЗОМ ДЛЯ ОЦЕНКИ НЕФТЕГЕНЕРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

© 2021 г. М. Ю. Зубков*

ООО "Западно Сибирский геологический центр", ул. Сургутская, 11, корп. 4/9, Тюмень, 625002 Россия

**e-mail: ZubkovMYu@mail.ru*

Поступила в редакцию 19.03.2020 г.
После доработки 19.03.2020 г.
Принята к публикации 15.06.2020 г.

Рассмотрены существующие способы оценки генерационных свойств нефтегазоматеринских отложений. Предложен новый вариант модифицированной диаграммы Ван-Кревелена и оригинальный алгоритм для оценки нефтегазогенерационных свойств битуминозных отложений баженовской свиты и ее аналогов. Для этого использован комплексный подход на основе результатов пиролитических исследований образцов керна и метода материального баланса. На основе данных о наиболее вероятных значениях водородного индекса и степени трансформации исходного органического вещества в нафтиды предложено формальное разбиение возможных типов органического вещества на пять разновидностей. Обработаны результаты анализов 340 образцов, отобранных из скважин 13 месторождений и 3 площадей в пределах Ханты-Мансийского автономного округа. Рассчитаны исходные содержания органического вещества в образцах до начала генерации им нафтидов, исходные и текущие значения его генерационного потенциала, количество образовавшихся и эмигрировавших нафтидов. Продемонстрированы широкие вариации генерационных свойств образцов, отобранных на минимальных расстояниях друг от друга (с интервалом в 1–3 см). Показано, что широкий диапазон изменения нефтегазогенерационных свойств образцов невозможно объяснить только присутствием в их составе двух типов органического вещества – террагенного и аквагенного. Предполагается, что широкие вариации генерационных свойств отложений обусловлены особенностями их микробиальной переработки, а также окислительно-восстановительными условиями, существовавшими в осадке в седименто- и диагенезе. Высокие значения отношения S_1/S_2 у образцов битуминозных отложений объясняются двумя основными причинами, во-первых, наличием в них открытой пористости и, во-вторых, активной генерацией и замедленной эмиграцией образующихся в них нафтидов. Очень высокие содержания органического вещества в образцах (до 40–50% и более) объясняются присутствием в них эпигенетичных тиобитумов, образовавшихся вследствие воздействия на отложения высокоэнтальпийных гидротермальных флюидов. Выполнена оценка минимальных и максимальных значений удельной генерации нафтидов отложениями баженовской свиты и ее аналогами с площади 1 км^2 при условии, что они имеют толщину 25 м. Сопоставлены значения удельной эмиграции образовавшихся в баженовской свите и ее аналогах нафтидов с удельными геологическими запасами углеводородов в пределах Ханты-Мансийского автономного округа в расчете на 1 км^2.

Ключевые слова: баженовская свита, пиролиз, материальный баланс, модифицированная диаграмма Ван-Кревелена, типы органического вещества, нефтегазогенерационные свойства, коэффициенты превращения и эмиграции, тиобитум, гидротермальные флюиды, удельная генерация нафтидов

DOI: 10.31857/S0016752521020096

ВВЕДЕНИЕ

Для оценки перспектив нефтегазоносности того или иного осадочного бассейна геологи-нефтяники в середине прошлого века обычно использовали метод материального баланса в комплексе с осадочно-миграционной теорией нафтидогенеза (Успенский, 1954; Вассоевич, 1967; Вассоевич и др., 1970; Неручев, 1969; Неручев, 1998; Конторович и др., 1975). Но уже в его конце начали активно развиваться пиролитические методы исследования нефтематеринских пород, которые дали возможность оперативно оценивать нефтегазогенерационные свойства органического вещества (ОВ), присутствующего в тех или иных типах пород, а затем послужили началом следующему этапу моделирования процесса об-

разования нафтидов, получившему впоследствии название “бассейновое моделирование” (Астахов, 2015; Богородская и др., 2005; Волков и др., 2016; Галушкин, 2007; Гончаров, Харин, 1982; Гончаров и др., 2016; Конторович и др., 1986; Лопатин, Емец, 1985; Меленевский, 1985; Тиссо, Вельте, 1981; Durand, Paratte,1983; Espitalié, 1985; Espitalié et al., 1988, 1991; Horsfield et al., 1988; Lafargue, Behar, 1989; Larter, 1985 и многие другие).

Несмотря на явную перспективность развивающегося направления, оно не лишено ряда недостатков. Главные из них – это отсутствие однозначных данных о палеотектонической и термической истории развития того или иного осадочного бассейна, а также набора кинетических параметров, позволяющих реконструировать процесс генерации нефти и газа и собственно самих образцов нефтематеринских пород, еще не вступивших в главную зону нефтегенерации. Кроме того, не учитывается возможность влияния на процессы образования нефти и газа из исходного органического вещества высокоэнтальпийных гидротермальных флюидов, поступающих в зонах дробления из фундамента в осадочный чехол (Зубков, 2017).

Понятно, что для того, чтобы разработать собственную компьютерную программу для бассейнового моделирования и подготовить необходимые кинетические параметры по конкретным нефтематеринским отложениям, необходимо специальное дорогостоящее пиролитическое оборудование и квалифицированные специалисты в области химической кинетики и программирования. Однако, к сожалению, далеко не во всех организациях, занимающихся оценкой перспектив нефтегазоносности тех или иных регионов, имеется такое оборудование и специалисты. Поэтому в настоящей публикации в качестве альтернативного метода оценки нефтегазогенерационных свойств на примере пород баженовской свиты и ее аналогов, предлагается достаточно простой и сравнительно недорогой вариант использования модифицированного метода материального баланса, но основанного не только на результатах исследования элементного состава седикахитов, по мере их термического или катагенетического созревания, как это делалось классиками (Успенский, 1954; Вассоевич, 1967; Вассоевич и др., 1970; Неручев, 1969; Неручев, 1998; Конторович и др., 1975), а также при помощи данных, полученных с помощью пиролитических исследований (Зубков, Прямоносова, 1988; Зубков и др., 2000, 2005; Зубков, 2015).

Целью настоящей публикации является демонстрация возможностей предлагаемого метода на примере баженовской свиты и ее лито-стратиграфических аналогов, являющихся, по мнению большинства ученых-нефтянников, главными нефтегазоматеринскими отложениями в разрезе Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Еще одной важной особенностью этой свиты является то, что она представляет собой не только нефтегазогенерирующую, но и нефтегазоносную толщу. Из ее отложений в 1968–1969 г.г. на территории Салымского месторождения геологами Горноправдинской экспедиции, руководимой замечательным геологом-нефтяником Ф.К. Салмановым, впервые были получены высокодебитные притоки нефти.

АППАРАТУРА И МЕТОДИКИ

Исследование нефтегазогенерационных свойств образцов, отобранных из отложений баженовской свиты и ее аналогов различных месторождений (рис. 1), осуществлялось на модифицированном программно-аппаратурном комплексе “Хроматэк-Кристалл 5000.2”. Результатами этих исследований являются следующие определяемые параметры: S_1, S_2 и T_{max}. Принято считать, что величина S_1 соответствует количеству газообразных и жидких углеводородов (УВ), содержащихся в поровом пространстве образцов и выделяющихся при их нагреве в изотермическом режиме при 300°C в течение 3 мин. Пик S_2, также в соответствии с общепризнанным мнением, соответствует количеству УВ, выделяющихся из образцов при их дальнейшем нагреве в интервале температур 300–650°C в результате термокрекинга оставшейся мобильной части ОВ (Богородская и др., 2005; Волков и др., 2016; Гончаров, Харин, 1982; Гончаров и др., 2010, 2016; Зубков, Прямоносова, 1988; Зубков и др., 2000; Зубков, 2005, 2015; Конторович и др., 1986; Лопатин, Емец, 1987; Меленевский, 1985; Тиссо, Вельте, 1981; Espitalié, 1985; Espitalié and et al., 1991; Lafargue, Behar, 1989; Larter, 1985 и др.).

На анализаторе АН 7529-М, после удаления карбонатов из анализируемых образцов, определялось содержание в них органического углерода ($C_{орг}$). Величина HI рассчитывалась в соответствии с известным уравнением:

$$HI = S_2 \times 100/C_{орг}, \quad (1)$$

Для проведения геохимических расчетов на основе полученных пиролитических данных применялась оригинальная модифицированная диаграмма Ван-Кревелена, построенная с использованием результатов анализов элементного состава различных типов пород, характеризующихся повышенным содержанием ОВ: углей, черных сланцев, битумов и т.д., находящихся на различных стадиях катагенеза, а также различных типов нафтидов (в расширенном понимании, предложенным А.Э. Конторовичем). То есть под этим термином понимается весь комплекс УВ (газооб-

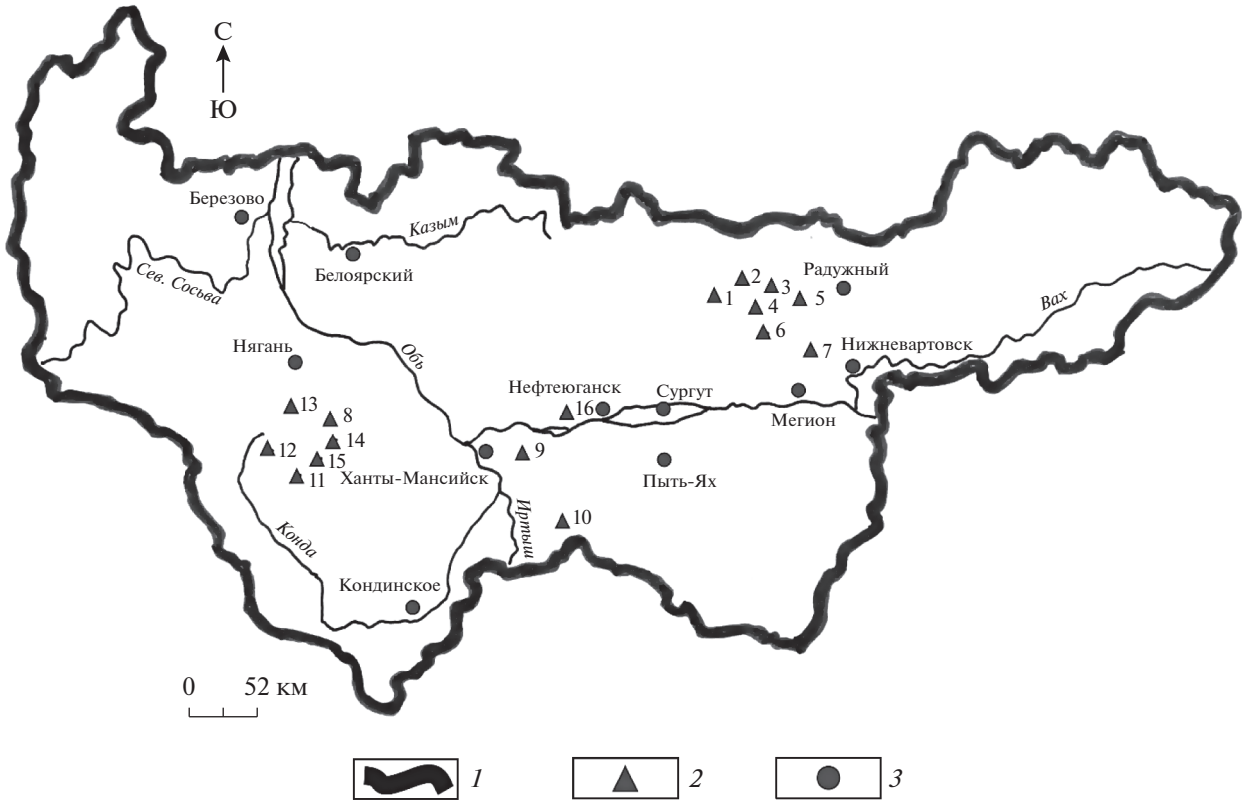

Рис. 1. Схема расположений месторождений и площадей, в пределах которых производился отбор образцов на пиролитические исследования. *1* – границы Ханты-Мансийского автономного округа; *2* – расположение месторождений и площадей; *3* – населенные пункты. Месторождения: 1 – Тевлинско-Русскинское; 2 – Южно-Ягунское; 3 – Ново-Ортъягунское; 4 – Дружное; 5 – Повховское; 6 – Нон-Еганское; 7 – Северо-Егурьяхское; 9 – Приобское; 10 – Верхне-Салымское; 11 – Западно-Семивидовское; 12 – Тальниковое; 15 – Красноленинское; 16 – Маслиховское. Площади: 8 – Пальяновская, 13 – Ем-Еговская; 14 – Каменная.

разные и жидкие) и гетеросоединений, генерируемых исходным ОВ, а не только нефть и ее дериваты, как предлагалось Муратовым (1954).

От обычно используемых диаграмм подобного типа, предлагаемая отличается равномерным распределением изолиний катагенетического созревания ОВ того или иного типа от исходного ("незрелого") его состояния до завершения процесса нефтегазогенерации (рис. 2а, 2б).

Кроме значений HI, расположенных на правой оси ординат, для удобства ведения расчетов, на левой оси ординат нанесена равномерная шкала с величинами исходного нефтегазогенерационного потенциала всевозможных типов ОВ, изменяющимися от 0 до 100%, с которой спускаются упомянутые выше гипотетические "нефтегазогенерационные" или сокращенно "генерационные" кривые, расположенные через 5% друг от друга (рис. 2б). В дальнейшем рассматриваемый параметр будем называть коэффициентом остаточной нефтегазогенерации ($К_{он}$), а его первоначальную или исходную величину (до начала процесса нефтегазогенерации) обозначим как $К_{он\ исх.}$ Именно эти значения $К_{он\ исх.}$, как и величины HI, расположены на осях ординат напротив друг друга (рис. 2б).

По аналогии с предложенными Тиссо и Вельте (1981) тремя типами ОВ (I, II и III), предлагается формально выделить пять, расположив их равномерно через 20%, друг от друга. Тогда ОВ I типа имеет исходный генерационный потенциал или $К_{он\ исх.}$, изменяющийся от 80 до 100%, ОВ II типа – от 60 до 80%, ОВ III типа – от 40 до 60%, ОВ IV типа – от 20 до 40% и ОВ V типа – от 0 до 20% (рис. 2б).

Как и любая другая модель, предлагаемая модифицированная диаграмма Ван-Кревелена имеет свои ограничения и допускаемые (строго не доказанные) предположения, которые заключаются в следующем. Во-первых, принимается, что генерация нафтидов ОВ начинается, когда величина T_{max} образца составляет 410°С и более. Во-вторых, что генерация им нафтидов в основном заканчивается, когда величина его Tmax достигает значений около 460°С. В-третьих, что процесс генерации ОВ нафтидов, в анализируемых образцах, осуществляется в соответствии с расположением его фигуративной или "виртуальной" точки

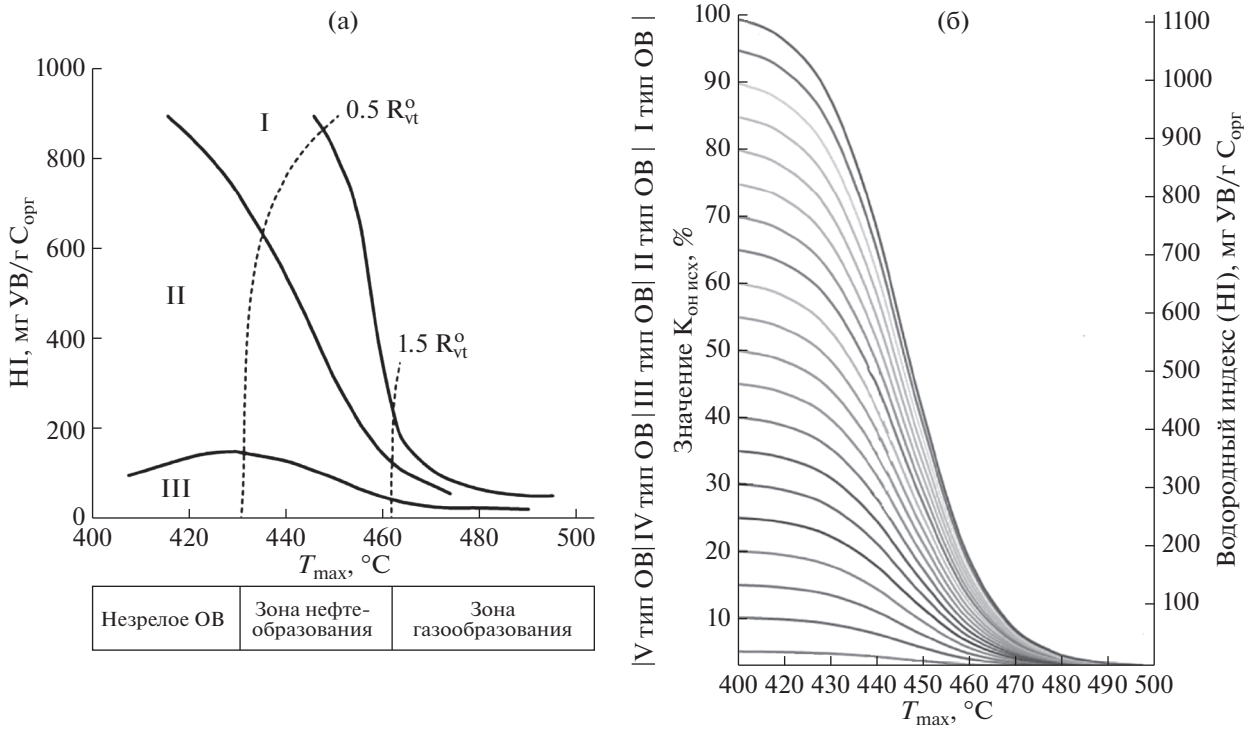

Рис. 2. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена. а – традиционная; б – предлагаемая авторами. Условные обозначения: (I, II, III – типы ОВ по Тиссо, Вельте, 1981), R^0_{vt} – отражательная способность витринита; HI – водородный индекс.

на той или иной генерационной кривой, присутствующей на модифицированной диаграмме Ван-Кревелена (рис. 2б).

Кроме того, для перевода значений $C_{орг}$ в содержание ОВ использованы соответствующие переводные коэффициенты, учитывающие качество исходного ОВ и только ту его долю, которая превращается по мере его катагенетического преобразования в нафтиды, исключая ту его часть, которая переходит в неуглеводородные летучие, представленные, главным образом, H_2O, NH_3, H_2S и CO_2.

Прежде чем приступить к расчетам нефтегазогенерационных свойств ОВ, входящего в состав образцов керна, отобранных на геохимические анализы с помощью идеализированной номограммы катагенетического созревания ОВ, сделаем некоторые пояснения и введем ряд обозначений.

Для облегчения понимания нижеследующих экспериментальных и расчетных данных приведена упрощенная схема термического созревания ОВ II типа, в процессе которого происходит генерация им нафтидов (рис. 3).

Текущее (современное) содержание ОВ – $ОВ_{тек}$, находится путем умножения $C_{орг}$ (в расчете на породу) на соответствующий переводной коэффициент, учитывающий его современный элементный состав.

Дебитуминированное ОВ или $ОВ_д$, находится вычитанием из $ОВ_{тек}$ значения S_1, переведенного в процентное содержание на породу в предположении, что этот параметр отражает содержание в породе нефтяных УВ, присутствующих в поровом пространстве исследуемого образца в свободном и/или физически связанном состоянии.

Инертная часть ОВ ($ОВ_{ин}$), которая остается в виде инертного остатка после завершения процесса нефтегазогенерации, вычисляется путем вычитания из $ОВ_д$ значения S_2 (так же переведенного в % содержание на породу), в предположении, что величина S_2 соответствует мобильной части ОВ, которая способна превратиться в нафтиды по мере его термического созревания, о чем говорилось выше (рис. 3).

Все расчетные генерационные параметры приводятся в весовых процентах, рассчитанных на породу.

Для определения исходного содержания ОВ ($ОВ_{исх.}$) необходимо на идеализированной номограмме, двигаясь влево вверх по генерационной кривой, на которую попала точка с соответствующими координатами HI–T_{max} полученными по

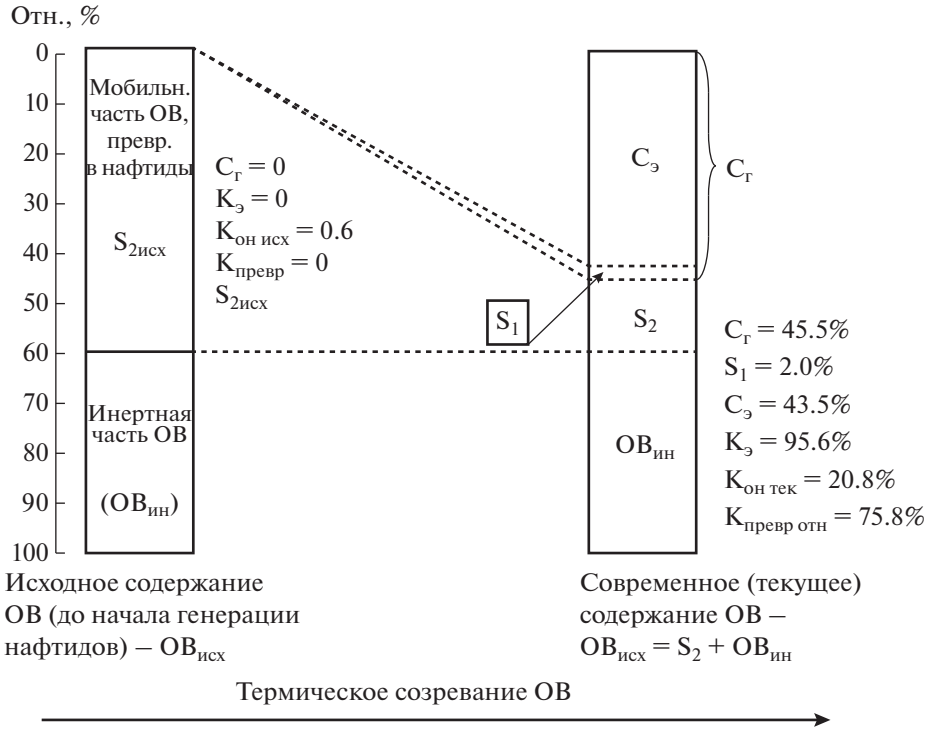

Рис. 3. Схема термического созревания органического вещества II типа (по Зубков и др., 2005 с изменениями).

данным пиролиза для анализируемого образца, найти величину $K_{он\ исх.}$, соответствующую исходному значению остаточного нефтегазогенерационного потенциала, выраженному в %, который в этой точке по смыслу правильнее назвать начальным (см. выше). Вычисляем переводной коэффициент (K_1) для расчета величины $ОВ_{исх.}$ следующим образом:

$$K_1 = 100\%/(100\% - K_{он\ исх.}\%). \quad (2)$$

Откуда:

$$ОВ_{исх}\% = ОВ_{ин}\% \times K_1. \quad (3)$$

Исходное значение S_2 ($S_{2\ исх.}$), соответствующее мобильной (превращаемой в нафтиды) части ОВ равно разнице между $ОВ_{исх}$ и $ОВ_{ин}$:

$$S_{2\ исх.}\% = ОВ_{исх.}\% - ОВ_{ин.}\%. \quad (4)$$

Текущее значение остаточного нефтегазогенерационного потенциала ($K_{он\ тек.}$) находится следующим образом: S_2 в % на породу делится на величину $ОВ_{исх.}$ % и равняется в долях единицы:

$$K_{он\ тек.} = S_2\%/ОВ_{исх.}\%. \quad (5)$$

Для перевода полученного значения в % оно умножается на 100.

Тогда абсолютное значение коэффициента превращения $ОВ_{исх}$ в нафтиды ($K_{превр.\ абс.}$) равно:

$$K_{превр.\ абс.}\% = K_{он\ исх.}\% - K_{он\ тек.}\%. \quad (6)$$

Относительная величина того же параметра ($K_{превр.\ отн.}$), находится при условии, что величина $K_{он\ исх.}$ принимается за 100%, и равняется:

$$K_{превр.\ отн.}\% = (K_{превр.абс.}/K_{он\ исх.}) \times 100\%. \quad (7)$$

Количество образовавшихся нафтидов ($C_г$) равняется разнице между $S_{2исх}$ и современной величиной S_2:

$$C_г,\ \% = S_{2\ исх.},\% - S_2,\%. \quad (8)$$

Количество эмигрировавших нафтидов ($C_э$) равно:

$$C_э,\% = C_г,\% - S_1,\%. \quad (9)$$

Коэффициент эмиграции ($K_э$) равен:

$$K_э,\% = (C_э/C_г) \times 100\%. \quad (10)$$

Для экспрессной качественной оценки нефтегазогенерационных свойств использовано также отношение S_1/S_2, для удобства представления полученных данных умноженное на 10^{-2}. Это отношение позволяет на качественном уровне быстро оценить, во-первых, является ли анализируемая порода “генератором” нафтидов или, напротив, их коллектором и, во-вторых, находится ли тот или иной образец в зоне интенсивной нефтегазогенерации или нет. Конкретные примеры использования этого отношения будут рассмотрены ниже. Здесь, однако, следует заметить, что использовать предлагаемую методику расчетов

нефтегазогенерационных свойств образцов следует только для таковых, которые отобраны исключительно из нефтегазоматеринских толщь, в которых присутствуют только автохтонные нафтиды. Действительно, если будут использованы результаты пиролиза пород-коллекторов, насыщенных аллохтонными УВ, то мы получим ошибочные расчетные данные, часто имеющие отрицательные значения.

Все исследованные образцы условно названы аргиллитами, хотя на самом деле они имеют полиминеральный состав, в котором часто преобладает аутигенный биогенный кремнезем. Всего проанализировано порядка 340 образцов, отобранных в пределах 13 месторождений и 3 площадей (рис. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из-за большого количества образцов результаты их пиролитических исследований и выполненных на их основе расчетов невозможно привести в настоящей публикации полностью. Поэтому в таблице даются лишь интервалы изменения рассматриваемых параметров и их среднеарифметические значения (табл. 1). По той же причине приводятся рисунки с модифицированными диаграммами Ван-Кревелена и геохимическими разрезами с подробным их описанием не для всех исследованных скважин, а лишь для некоторых из них (рис. 4–9, 11).

Начнем рассмотрение полученных результатов с образцов, у которых, по данным пиролитических исследований значения T_{max} имеют минимальные значения, то есть с образцов, характеризующихся минимальной степенью катагенеза или термического превращения. К таковым относятся образцы, отобранные из отложений баженовской свиты в пределах Северо-Егурьяхского и нижнеданиловской подсвиты (ее лито-стратиграфического аналога) – на Западно-Семивидовском месторождениях (рис. 4, 5, табл. 1).

Образцы баженовской свиты, отобранные в пределах Северо-Егурьяхского месторождения, характеризуются широкими вариациями значений $K_{он\ исх.}$, изменяющимися в пределах от 51.1 до 80.0%, при среднем значении, равном 62.7%, то есть попадают в поля, соответствующие III-му и II-му типам ОВ (рис. 4, табл.). Величина $K_{превр.\ отн.}$ в среднем составляет всего 20.1%. Иными словами, в среднем почти 80% исходного генерационного потенциала ОВ рассматриваемых образцов, осталось не реализованным. Значение $C_г$ в среднем составляет 2.56%, что говорит о незначительном объеме образовавшихся нафтидов, но, тем не менее, все же их основная часть эмигрировала из битуминозных отложений (величина $K_э$ в среднем составляет 74%). Значения отношения $(S_1/S_2) \times 10^{-2}$, составляют в среднем 5.28, что объясняется, главным образом, сравнительно небольшим количеством нафтидов, образовавшихся в рассматриваемых отложениях и их энергичной эмиграцией (рис. 4, табл. 1).

Образцы из скважины, пробуренной в пределах Западно-Семивидовского месторождения отобраны из отложений нижнеданиловской подсвиты, распространенной в Приуральской нефтегазовой области, являющейся, как было отмечено выше, литолого-стратиграфическим аналогом баженовской свиты. Они отобраны в периферийной части верхнеюрско-нижненеокомского морского бассейна (рис. 1, 5, табл.). Тем не менее, эти отложения характеризуются довольно высокими значениями $K_{он\ исх.}$, варьирующими в пределах 30.5–75.3%, при среднем значении 54.59%, т.е. ОВ, входящее в состав нижнеданиловских отложений чаще всего относится к III-му типу, хотя часть образцов содержит ОВ IV-го и II-го типов. Степень катагенетического превращения ОВ, содержащегося в рассматриваемых образцах, невелика ($K_{превр.\ отн.}$ изменяется в пределах от 18.79 до 39.72% при среднем значении равном 29.26%). Иными словами, ОВ, входящее в состав рассматриваемых образцов, в среднем израсходовало всего около 30% от своего исходного генерационного потенциала. Величина $C_г$ этого ОВ изменяется от 0.2 до 3.95% при среднем значении равном 1.61% (рис. 5, табл. 1). Основная часть образовавшихся нафтидов эмигрировала из этих образцов ($K_э$ изменяется от 80 до 94% при средней величине равной 88%), что подтверждается невысокими значениями отношения $(S_1/S_2) \times 10^{-2}$, которое варьирует в пределах 3.18–8.06 при средней величине равной 4.91.

Для оценки степени изменчивости генерационных свойств битуминозных отложений на кратчайших расстояниях, из одного и того же куска керна, отобранного из баженовской свиты Новоортъягунского месторождения, длиной всего 4–5 см, на пиролитические исследования бралось от двух до пяти образцов. Проведенные на них пиролитические исследования позволили установить, что на ближайшем расстоянии (всего через 1–3 см) друг от друга генерационные свойства этих образцов резко изменяются в широких пределах. Это касается как всех определенных пиролитическим методом параметров, так и рассчитанных на их основе генерационных свойств исследованных образцов (рис. 6).

Так их исходный генерационный потенциал ($K_{он\ исх.}$) варьирует от 41.6 до 76.0%, составляя в среднем 57.9% (рис. 6, табл. 1). Иными словами, ОВ, входящее в их состав преимущественно относится к III, реже II типам. Оно израсходовало в среднем около 44% от своего исходного генерационного потенциала и генерировало в среднем

Таблица 1. Вариации и средние значения исходных пиролитических данных образцов, отобранных из баженовской свиты и ее аналогов, а также рассчитанных на их основе генерационных параметров

Значения	Исходные данные					Рассчитанные генерационные параметры													Количество образцов, шт.
	$C_{пор}$, %	S_1, мг УВ/г пор	S_2, мг УВ/г пор	T_{max}, °C	HI, мг УВ/г $C_{орг}$	$ОВ_{тек.}$, %	$ОВ_{д}$, %	$ОВ_{ин.}$, %	$ОВ_{исх.}$, %	$S_{2исх.}$, %	$К_{он\ исх.}$, %	$К_{он\ тек.}$, %	$К_{превр.\ абс.}$, %	$К_{превр.\ отн.}$, %	$C_{г}$, %	$C_{э}$, %	$К_{э}$, %	$S_1/S_2 \times 10^{-2}$	
Тевлинско-Русскинское месторождение																			
(min–max)	2.89–25.50	0.05–2.55	22.56–171.04	435–440	571–780	3.31–28.89	3.18–28.77	0.92–11.67	5.99–41.96	5.07–32.97	65.40–84.40	34.86–40.76	27.91–46.74	42.68–55.38	2.81–15.93	2.68–15.89	93–100	0.07–5.96	5
Среднее	14.34	1.12	97.68	438	680	16.26	16.15	6.38	24.93	18.55	74.40	38.28	36.12	48.21	8.78	8.67	97	2.50	
Южно-Ягунское месторждение																			
(min–max)	0.80–18.26	0.22–2.78	3.74–88.06	434–440	397–526	0.89–20.29	0.87–20.12	0.49–11.31	1.09–26.76	0.60–15.44	48.50–65.30	28.75–34.28	15.04–35.59	30.88–54.50	0.23–8.04	0.20–7.92	84–99	1.7–8.68	14
Среднее	9.07	1.50	43.71	438	473	10.08	9.93	5.56	14.11	8.55	58.32	31.19	27.14	45.99	4.18	4.03	94	4.34	
Новоортъягунское месторождение																			
(min–max)	5.89–12.16	1.19–2.82	25.24–58.20	434–439	329–680	6.51–13.50	6.35–13.33	3.30–8.06	8.61–18.49	4.78–11.23	41.60–76.00	25.28–37.21	16.32–38.79	36.62–51.04	1.99–5.79	1.87–5.57	88–97	2.40–8.71	34
Среднее	9.35	1.99	45.00	437	481	10.39	10.19	5.69	13.84	8.16	57.86	32.41	25.45	43.74	3.66	3.46	94	4.60	
Дружное месторождение																			
(min–max)	2.86–13.20	1.23–3.66	7.57–62.80	436–444	264–508	3.11–14.60	2.88–14.43	2.13–8.60	3.61–23.47	1.49–14.78	37.40–67.80	20.17–29.51	11.84–40.70	31.66–62.95	0.73–9.04	0.50–8.87	69–98	2.98–29.59	34
Среднее	7.76	2.26	31.02	441	385	8.55	8.32	5.22	12.00	6.78	53.34	25.33	28.01	51.88	3.68	3.45	90	9.75	
Повховское месторождение																			
(min–max)	0.80–10.50	0.46–2.38	2.04–44.50	439–446	255–462	0.87–11.57	0.82–11.33	0.62–7.13	0.94–16.07	0.32–9.53	33.6–62.10	18.88–25.88	11.94–43.22	35.54–69.60	0.12–6.02	0.07–5.82	62–97	3.84–22.55	14
Среднее	6.94	1.73	25.89	442	356	7.63	7.45	4.87	10.72	5.86	51.38	23.52	27.86	53.49	3.27	3.10	92	8.84	
Нонг-Еганское месторождение																			
(min–max)	1.86–17.42	0.13–3.12	8.57–129.10	428–439	461–741	2.06–19.87	1.98–19.56	1.12–7.60	2.77–26.30	1.65–19.66	56.60–74.50	30.96–49.08	15.70–35.43	27.74–53.20	0.79–7.30	0.71–7.29	87–100	0.17–10.06	7
Среднее	9.59	1.44	59.36	434	579	10.80	10.66	4.72	14.72	10.00	64.69	38.69	26.00	40.21	4.07	3.92	94	4.06	
Северо–Егурьяхское месторождение																			
(min–max)	4.78–26.62	0.25–11.77	27.63–150.71	422–430	495–813	5.36–29.83	5.11–28.65	2.34–13.58	5.71–30.70	3.37–18.09	51.10–80.00	40.97–55.80	5.13–24.99	9.11–31.63	0.61–5.21	0.35–4.66	33–99	0.26–9.27	17
Среднее	16.50	5.42	102.81	426	631	18.60	18.06	7.78	20.62	12.84	62.68	49.73	12.95	20.11	2.56	2.02	74	5.28	
Пальяновская площадь, скв. 1																			
(min–max)	2.04–12.20	0.59–4.64	4.24–39.35	439–448	208–343	2.21–13.23	2.15–12.87	1.72–9.88	2.96–17.60	1.24–9.11	32.20–57.90	14.32–24.91	11.84–39.26	36.77–67.81	0.81–6.09	0.75–5.96	79–98	3.60–18.93	9
Среднее	8.38	1.78	25.68	444	297	9.14	8.96	6.40	12.42	6.02	46.06	20.08	25.98	55.31	3.46	3.28	93	7.90	

Таблица 1. Продолжение

Значения	Исходные данные					Рассчитанные генерационные параметры													Количество образцов, шт.
	$C_{пор}$, %	S_1, мг УВ/г пор	S_2, мг УВ/г пор	T_{max}, °C	HI, мг УВ/г $C_{орг}$	$ОВ_{тек.}$, %	$ОВ_{д}$, %	$ОВ_{ин.}$, %	$ОВ_{исх.}$, %	$S_{2исх.}$, %	$К_{он\ исх.}$, %	$К_{он\ тек.}$, %	$К_{превр.\ абс.}$, %	$К_{превр.\ отн.}$, %	$C_{г}$, %	$C_{э}$, %	$К_{э}$, %	$S_1/S_2 \times 10^{-2}$	
Пальяновская площадь, скв. 2																			
(min–max)	0.77–10.24	0.70–9.17	1.80–20.38	440–447	123–308	0.83–11.05	0.76–10.67	0.58–8.63	0.90–13.44	0.32–4.80	18.60–46.70	11.12–22.80	7.48–24.96	37.18–59.15	0.14–2.77	0.03–2.39	5.0–87	15.27–83.35	10
Среднее	5.57	3.68	10.08	443	203	5.99	5.62	4.62	6.74	2.13	32.39	16.50	15.69	47.54	1.12	0.75	53	40.27	
Пальяновская площадь, скв. 3																			
(min–max)	0.80–16.84	0.29–5.12	1.80–21.29	440–450	89–258	0.87–18.00	0.84–17.53	0.63–15.69	1–19.39	0.36–4.79	14.50–36.90	8.03–20.77	6.47–20.49	41.16–60.28	0.15–2.66	0.09–2.21	25–83	14.09–123.57	9
Среднее	9.17	3.62	12.00	445	148	9.83	9.46	8.26	10.94	2.67	26.12	12.23	13.89	52.91	1.47	1.11	67	44.35	
Приобское месторождение, скв. 1																			
(min–max)	1.92–16.99	0.67–5.57	8.35–76.52	440–447	422–557	2.12–18.81	2.06–18.26	1.22–10.60	3.29–35.18	2.06–24.57	61.90–75.20	15.71–30.53	36.50–59.49	57.77–79.11	1.23–16.92	1.16–16.39	91–97	7.28–12.55	5
Среднее	6.43	2.65	29.72	443	464	7.13	6.86	3.89	13.51	9.62	68.60	23.75	44.85	65.02	6.64	6.38	95	9.24	
Приобское месторождение, скв. 2																			
(min–max)	1.44–16.80	0.39–4.34	4.50–64.45	438–447	313–423	1.57–18.48	1.53–18.04	1.08–11.60	2.29–26.46	1.21–14.86	50.30–58.80	18.52–30.06	22.24–39.71	42.52–67.53	0.76–8.41	0.71–7.98	73–96	6.73–25.94	10
Среднее	6.96	2.50	26.15	443	364	7.64	7.40	4.78	10.94	6.16	54.69	23.45	31.24	56.86	3.54	3.29	91	11.69	
Приобское месторождение, скв. 3																			
(min–max)	1.01–13.31	0.48–5.07	2.32–48.36	436–449	229–476	1.10–14.61	1.04–14.46	0.81–9.62	1.13–18.55	0.32–10.24	28.30–74.00	15.14–31.03	7.87–57.15	27.30–77.23	0.09–7.48	0.04–7.26	25–97	3.10–44.32	21
Среднее	5.86	2.93	21.64	442	362	6.44	6.14	3.98	9.02	5.05	52.96	24.23	28.73	52.04	2.88	2.59	80	17.20	
Верхне–Салымское месторождение (исходный вариант)																			
(min–max)	5.77–12.03	3.90–7.60	7.90–16.40	449–457	121–191	6.18–12.89	5.79–12.38	5.00–10.74	9.24–25.31	4.23–14.57	36.40–55.30	6.48–13.45	27.34–48.82	68.57–88.28	3.44–12.93	2.71–12.42	78–96	31.10–58.90	8
Среднее	8.69	5.47	12.56	453	146	9.32	8.77	7.51	14.37	6.85	44.68	9.11	35.57	79.15	5.60	5.05	88	44.32	
Верхне–Салымское месторождение (откорректированный вариант)																			
(min–max)	5.77–12.03	3.90–7.60	7.90–16.40	449–457	121–191	6.18–12.89	5.79–12.38	5.00–10.74	12.74–58.78	8.74–48.04	50.20–80.30	2.79–9.77	43.24–77.51	83.07–96.53	7.71–46.60	6.95–45.89	95–99	31.10–58.90	8
Среднее	8.69	5.47	12.56	453	146	9.32	8.77	7.51	23.81	16.30	62.60	6.05	56.55	89.88	15.04	14.49	95	44.32	
Западно-Семивидовское месторождение																			
(min–max)	2.01–18.65	0.19–5.21	5.98–111.26	426–434	259–721	2.19–20.96	2.17–20.44	1.55–9.32	2.38–23.06	0.80–13.75	30.50–75.30	21.89–48.24	8.12–29.91	18.79–39.72	0.20–3.95	0.18–3.70	80–94	3.18–8.06	8
Среднее	7.27	1.92	38.83	431	512	8.12	7.93	4.05	9.54	5.49	54.49	37.96	16.53	29.26	1.61	1.42	88	4.91	

Таблица 1. Окончание

Значения	Исходные данные					Рассчитанные генерационные параметры													Количество образцов, шт.
	$C_{пор}$, %	S_1, мг УВ/г пор	S_2, мг УВ/г пор	T_{max}, °C	HI, мг УВ/г $C_{орг}$	$ОВ_{тек.}$, %	$ОВ_{д}$, %	$ОВ_{ин.}$, %	$ОВ_{исх.}$, %	$S_{2исх.}$, %	$К_{он\ исх.}$, %	$К_{он\ тек.}$, %	$К_{превр.\ абс.}$, %	$К_{превр.\ отн.}$, %	$C_{г}$, %	$C_{э}$, %	$К_{э}$, %	$S_1/S_2 \times 10^{-2}$	
Тальниковое месторождение																			
(min–max)	1.92–3.24	0.22–0.45	5.65–12.90	428–444	271–398	2.09–3.57	2.07–3.55	1.50–2.31	2.64–3.85	0.87–1.60	32.50–46.20	19.80–33.47	6.85–26.38	17.98–57.10	0.25–0.78	0.22–0.76	84–97	1.71–4.60	6
Среднее	2.65	0.29	9.49	433	351	2.90	2.88	1.93	3.26	1.33	40.30	28.54	11.76	28.51	0.38	0.35	92	3.00	
Ем-Еговская площадь, скв. 1																			
(min–max)	2.05–12.60	0.09–4.19	0.86–56.45	425–443	42–498	2.18–13.94	2.17–13.78	2.00–8.19	2.28–20.07	0.19–12.82	8.00–62.90	3.78–32.75	4.21–37.32	12.27–59.33	0.11–7.69	0.10–7.46	47–97	2.75–18.93	23
Среднее	7.40	1.83	30.65	439	378	8.16	7.98	4.91	10.99	6.08	49.18	25.99	23.19	45.83	3.01	2.83	90	6.94	
Ем-Еговская площадь, скв. 2																			
(min–max)	0.88–52.78	0.12–2.77	0.36–147.56	436–454	40–530	0.94–57.41	0.92–57.13	0.85–42.61	0.98–67.17	0.09–26.64	8.30–69.60	3.61–35.03	4.69–54.39	40.08–78.15	0.05–11.88	0.03–11.63	69–99	1.73–41.20	23
Среднее	12.78	1.07	34.84	444	242	13.89	13.79	10.30	17.79	7.49	38.88	16.77	22.11	56.03	4.00	3.90	94	6.75	
Каменная площадь																			
(min–max)	2.08–16.90	0.34–4.84	1.58–45.56	434–448	75–453	2.23–18.37	2.16–17.89	1.46–13.60	2.42–24.51	0.39–11.17	15.60–64.70	6.51–32.58	6.86–46.92	26.04–74.01	0.23–7.93	0.19–7.68	59–97	9.14–21.26	25
Среднее	7.61	3.07	20.97	442	283	8.28	7.97	5.87	10.59	4.72	42.87	20.31	22.56	50.31	2.62	2.31	83	15.35	
Маслиховское месторождение, скв. 1																			
(min–max)	0.16–13.39	0.21–6.62	0.49–42.02	441–448	163–345	0.18–14.62	0.16–13.96	0.11–9.76	0.19–20.53	0.09–10.78	29.20–52.70	14.37–25.54	14.83–36.42	41.42–69.11	0.04–6.57	0.02–5.91	32–95	11.91–75.00	8
Среднее	6.94	3.53	19.38	445	268	7.55	7.20	5.26	10.11	4.85	44.06	19.41	24.66	55.18	2.91	2.56	74	29.36	
Маслиховское месторождение, скв. 2																			
(min–max)	0.05–17.25	0.09–17.25	0.32–79.83	440–445	105–600	0.06–18.92	0.05–18.14	0.02–12.03	0.12–29.66	0.10–23.53	18.20–83.80	9.60–30.58	8.60–56.28	37.28–68.87	0.07–16.27	0.01–14.54	2.0–90	11.39–84.85	16
Среднее	7.38	5.42	27.28	443	340	8.11	7.56	4.84	11.21	6.38	50.18	22.99	27.19	51.86	3.65	3.11	70	29.36	
Маслиховское месторождение, скв. 3																			
(min–max)	2.48–17.87	1.98–11.02	3.46–66.76	438–445	131–459	2.65–19.64	2.42–18.62	1.79–11.97	2.73–22.80	0.65–14.59	23.30–63.70	12.23–31.48	8.47–40.56	36.49–63.76	0.31–9.38	0.01–8.60	1.0–92	10.88–119.05	10
Среднее	9.19	6.03	32.38	442	304	10.07	9.47	6.23	12.79	6.56	44.47	22.32	21.06	46.78	3.32	2.72	61	38.92	

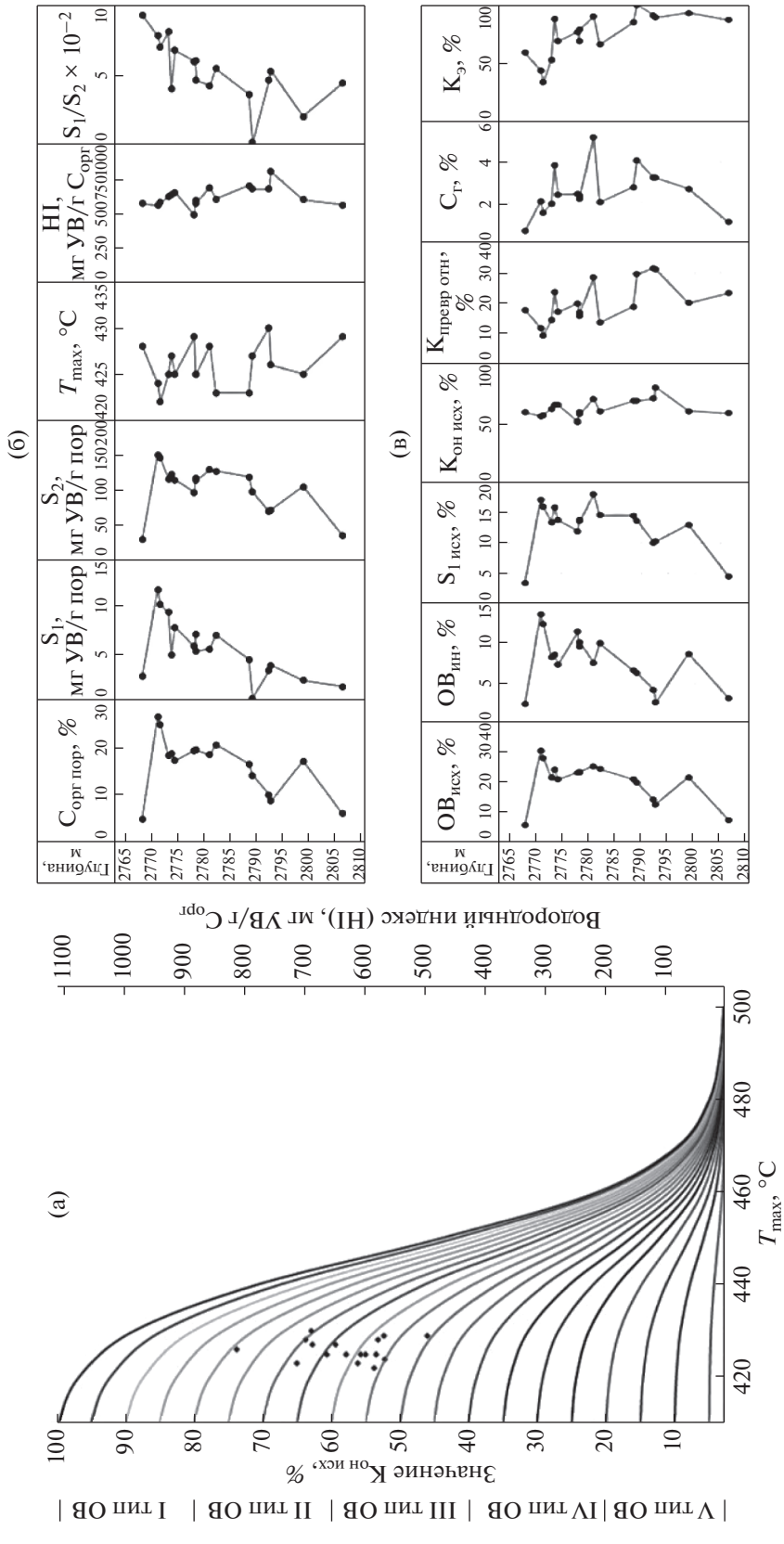

Рис. 4. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Северо-Етурьяхское месторождение, баженовская свита.

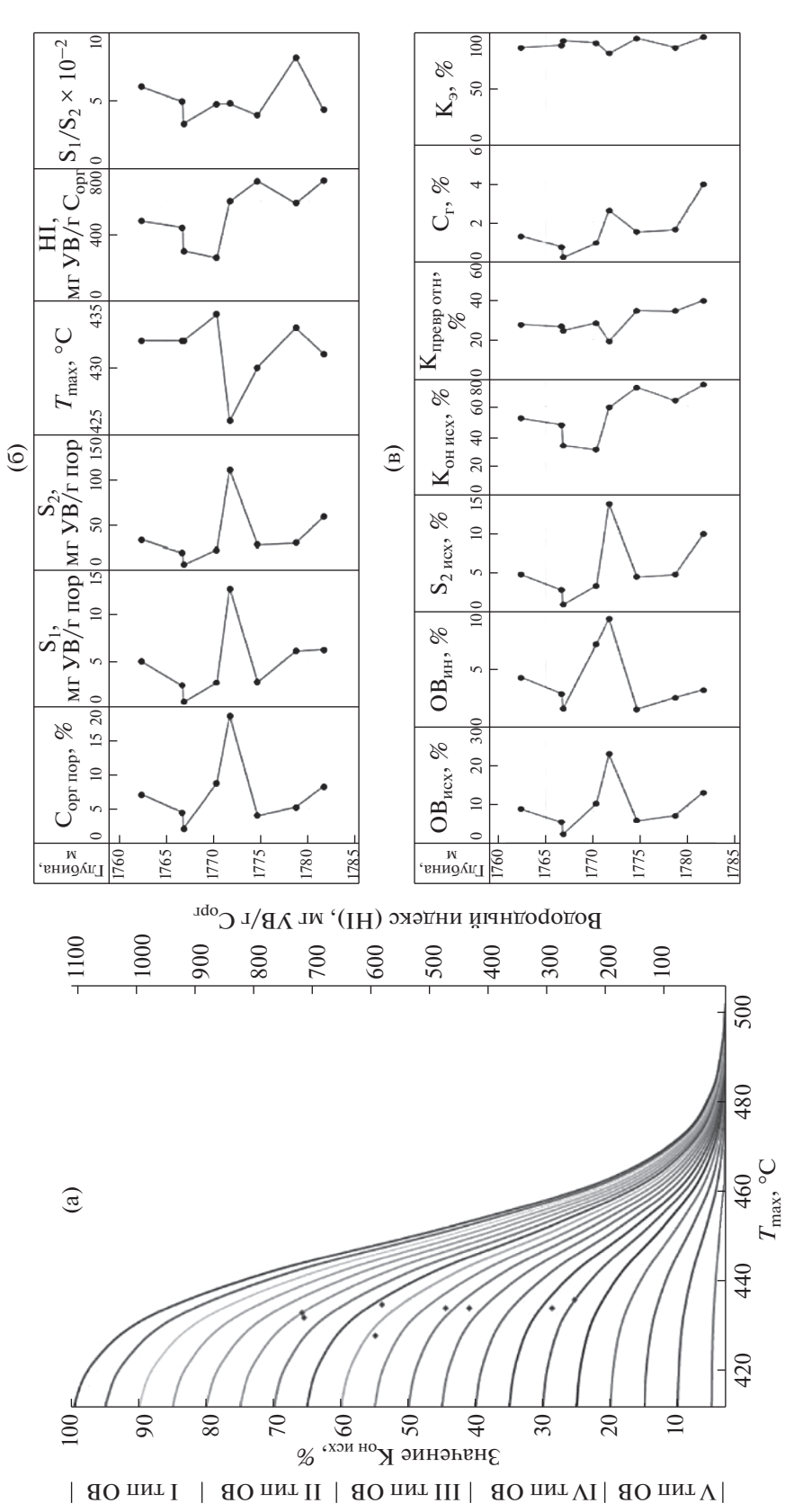

Рис. 5. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Западно-Семивидовское месторождение, даниловская свита.

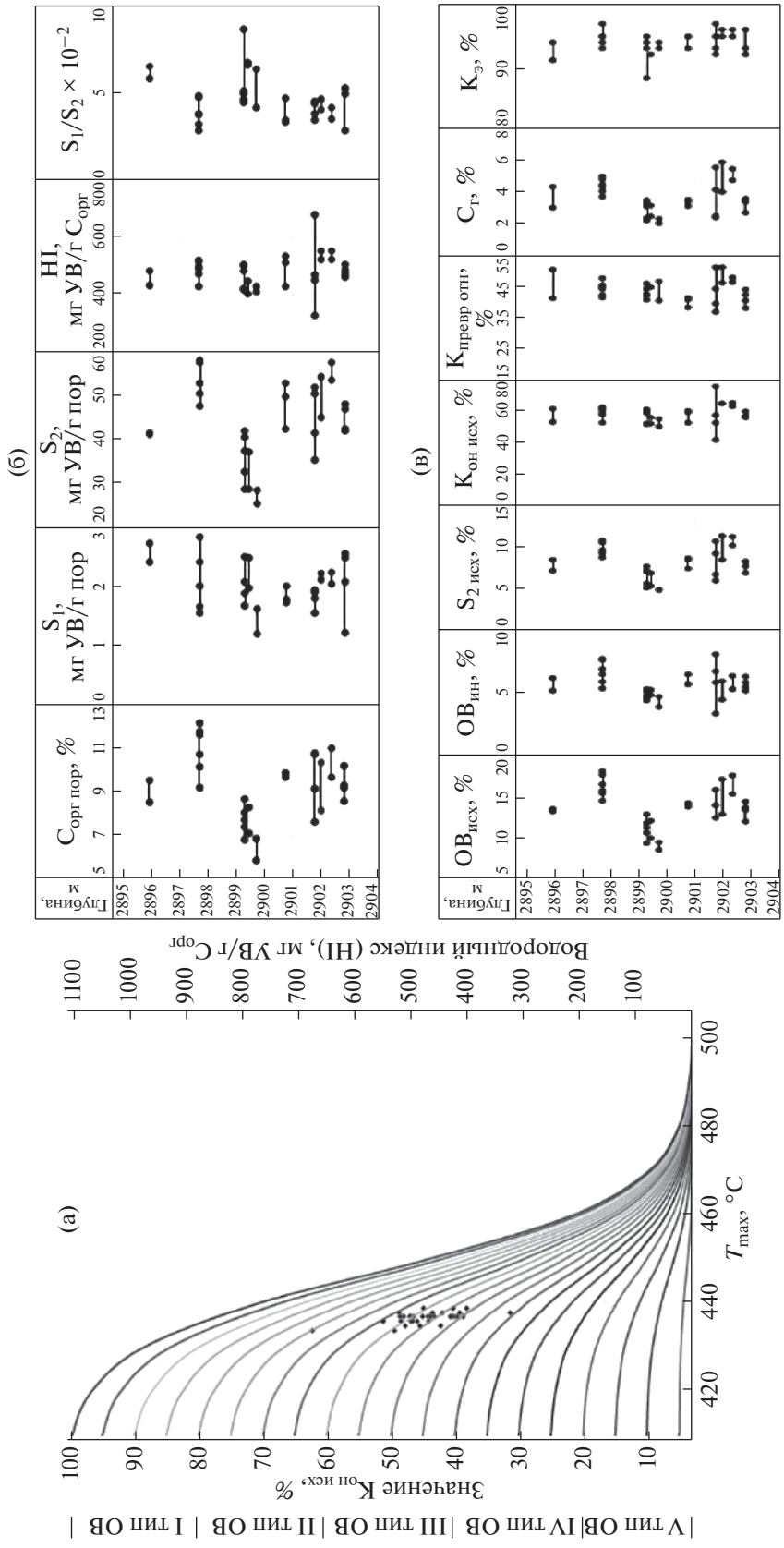

Рис. 6. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Новоортъягунское месторождение, баженовская свита.

порядка 3.7% нафтидов, из которых основная часть эмигрировала (в среднем $K_э$ равен 94%). Невысокие значения отношения $(S_1/S_2) \times 10^{-2}$, в среднем равные 4.6, подтверждают этот факт.

Образцы, отобранные из битуминозных отложений в пределах Дружного месторождения, характеризуются средними по величине значениями T_{max} (около 441°C) и сравнительно невысокой концентрацией в них ОВ (среднее значение $C_{орг}$ равно 7.8%). Величина $K_{он\ исх.}$ варьирует в пределах от 37.4 до 67.8%, при среднем значении 53.3%, т.е. большинство образцов имеет в своем составе ОВ, относящееся к III-му типу (рис. 7, табл. 1). В процессе катагенетического созревания ОВ, входящее в состав рассматриваемых образцов, израсходовало в среднем чуть больше половины своего исходного генерационного потенциала (средняя величина $K_{превр.\ отн.}$ равна 51.9%). Количество образовавшихся из него нафтидов ($C_г$) варьирует в пределах от 0.73 до 9.04% и в среднем составляет порядка 3.68% (рис. 7, табл. 1). Величина отношения $(S_1/S_2) \times 10^{-2}$ заметно выше, чем в рассмотренных ранее образцах и в среднем составляет 9.75, что свидетельствует о том, что в этих образцах сохранилось больше образовавшихся нафтидов, чем в ранее рассмотренных образцах, отобранных в разрезе Новоортъягунского месторождения, что подтверждается и более низкими значениями $K_э$, равными в среднем 90%.

Образцы, отобранные из нижнетутлеймской подсвиты (лито-стратиграфический аналог баженовской свиты) Красноленинского месторождения, характеризуются довольно высокими значениями T_{max} (в среднем около 449°C) и невысоким содержанием ОВ. Величина их $C_{орг}$ изменяется от 0.83 до 13.54% при среднем значении, равном 6.56% (рис. 8, табл. 1). Их генерационный потенциал невелик. Действительно, $K_{он\ исх.}$, хотя и варьирует в широких пределах – от 11.3 до 85.2%, но его средняя величина составляет всего 39.52%. Иными словами, ОВ, входящее в состав этих отложений относится преимущественно к IV-му и III-му типам. Хотя в них также присутствует ОВ, относящееся к V-му и даже I-му типам (рис. 8, табл. 1). Для исследованных образцов характерен широкий интервал изменения значений $K_{превр.\ отн.}$, изменяющийся в пределах от 42.58 до 93.45% при средней величине, равной 65.27%. Следовательно, ОВ, входящее в состав рассматриваемых образцов, претерпело значительные катагенетические преобразования и его оставшийся генерационный потенциал составляет в среднем менее 35% от исходного (рис. 8, табл. 1). Величина $C_г$ также изменяется в очень широком интервале значений – от 0.07 до 22.89%, при среднем значении, равном 4.05%. Основная часть образовавшихся нафтидов эмигрировала из битуминозных отложений. Действительно, $K_э$ изменяется от 6 до 96% при среднем значении, равном 71%. Тем не менее, рассматриваемые отложения богаты нафтидами, что подтверждается очень высокими значениями отношения $(S_1/S_2) \times 10^{-2}$, варьирующими от 16.14 до 190.91 при средней его величине, составляющей 53.2. Иными словами в их составе присутствуют разновидности, обладающие коллекторскими свойствами, содержащими нафтиды, вероятно, частично аллохтонного и параавтохтонного происхождения.

Образцы баженовской свиты, отобранные из разреза Верхне-Салымского месторождения, характеризуются самыми высокими значениями T_{max}, равными в среднем 453°C, но невысокими значениями $K_{он\ исх}$. Средняя величина этого параметра составляет 44.68%, а диапазон его изменений колеблется в пределах от 36.4 до 55.3% (рис. 9, табл. 1). То есть ОВ, входящее в состав этих образцов, относится преимущественно к III-му типу. Величина параметра $K_{превр.\ отн.}$ варьирует в пределах 68.57–88.28%, составляя в среднем 79.15%. Следовательно, основная часть исходного генерационного потенциала ОВ, входящего в состав рассматриваемых образцов исчерпана и в среднем оставшаяся нереализованной его часть близка к 20%. Величина $C_г$ изменяется от 3.44 до 12.93% при среднем значении 5.6%, что свидетельствует о довольно большом количестве нафтидов, генерированных ОВ, входящим в состав этих образцов (рис. 9, табл. 1). Основная часть образовавшихся нафтидов эмигрировала из рассматриваемых образцов (величина $K_э$ варьирует в пределах 78–96%, при среднем значении 88%), однако, тем не менее, средняя величина отношения $(S_1/S_2) \times 10^{-2}$, составляющая 44.32 свидетельствует о том, что в рассматриваемых отложениях в недавнем прошлом происходила интенсивная генерация нафтидов, немалая часть которых осталась в исследованных образцах (рис. 9, табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Понятно, что полученные результаты носят сугубо оценочный характер, так как предложенная модель содержит ряд предположений, которые в настоящее время невозможно проверить. Так предполагается, что ось ординат проходит через значение T_{max}, равное 410°C, однако нет надежных данных, которые бы однозначно свидетельствовали о том, что это значение T_{max}, действительно отражает начало процесса генерации органическим веществом нафтидов, так как на пирограммах всех исследованных образцов присутствует пик S_1, свидетельствующий о наличии в их поровом пространстве УВ, что, в свою очередь, говорит о том, что все исследованные образцы

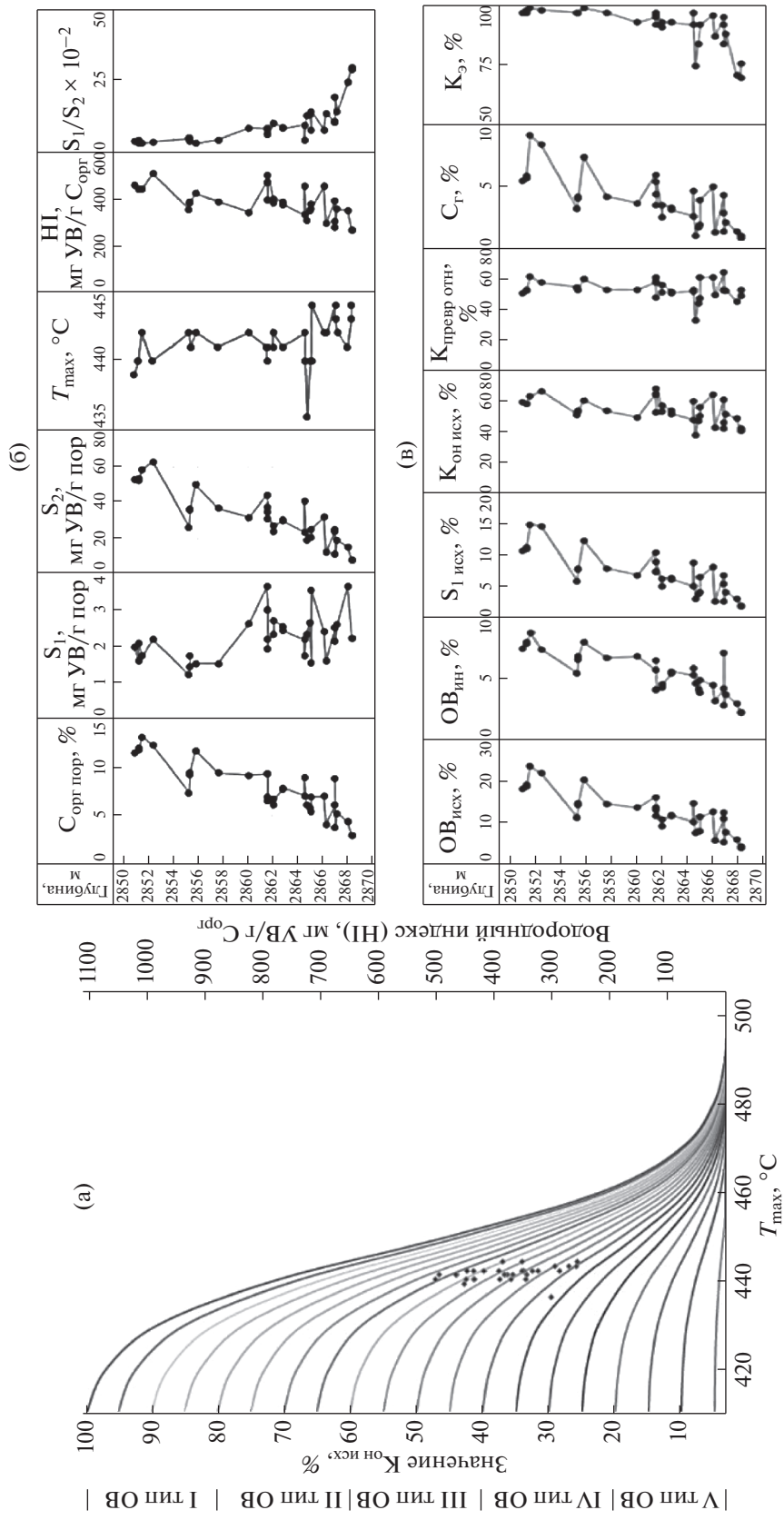

Рис. 7. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Дружное месторождение, баженовская свита.

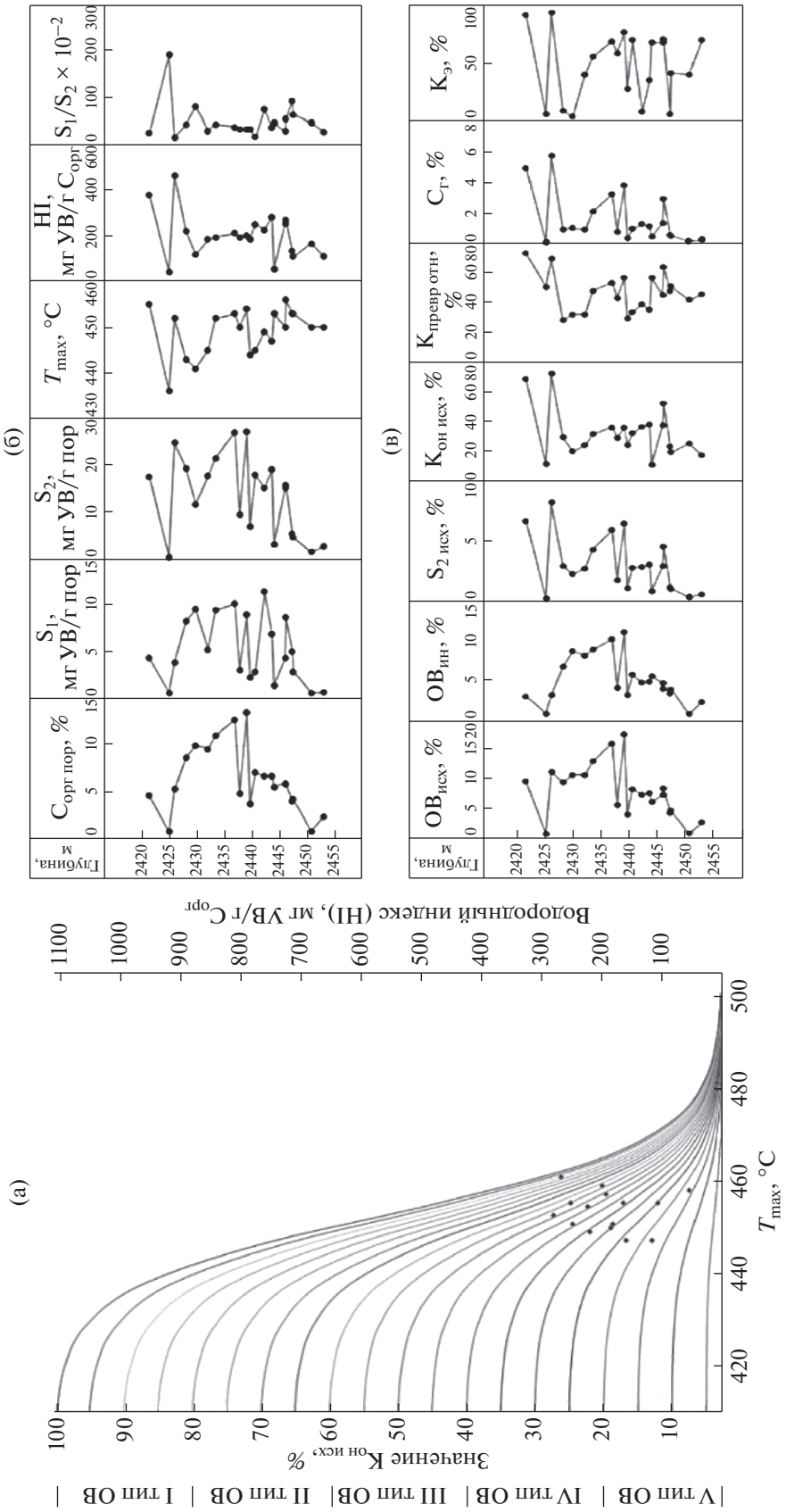

Рис. 8. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Красноленинское месторождение, тутлеймская свита.

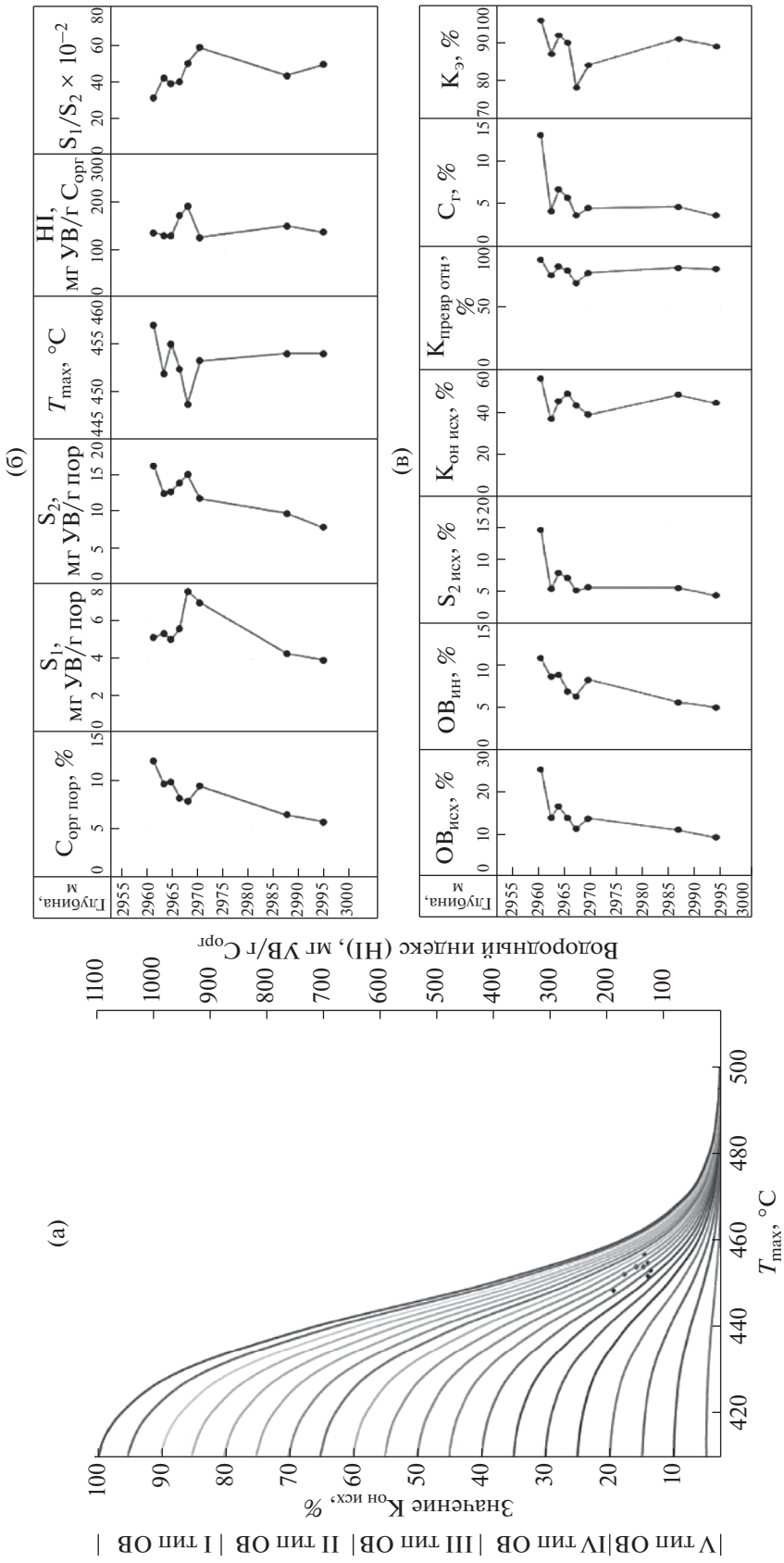

Рис. 9. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Верхне-Салымское месторождение, баженовская свита.

уже вступили в фазу нефтегазогенерации. Хотя нельзя полностью исключить возможность того, что в их составе присутствуют аллотигенные УВ. В этой связи стоит отметить, что по данным (Гончаров и др., 2010) пик S_1, присутствующий на пирограммах образцов, в составе которых присутствует слабо катагенетически преобразованное ОВ (не вступившее в "нефтяное окно") обусловлен присутствием в этих образцах продуктов его диагенетического преобразования.

Однако, здесь следует обратить внимание на то, что при пиролизе образцов баженовской свиты, содержащих слабо катагенетически преобразованое исходное ОВ в состав пика S_1 наряду с аутигенными и/или аллотигенными нафтидами входят углеводороды, образующиеся в результате термокрекинга этого исходного ОВ, в результате чего из него образуется битум (Зубков, 2019). Пик S_2 в этих образцах включает в себя углеводороды, выделяющиеся в результате термического разложения битума, образовавшегося на первой температурной задержке (300°C). В конце пиролитического процесса образуется инертный остаток ($ОВ_{ин.}$), представляющий собой кокс (Зубков, 2019).

Так же условно принято, что каждому образцу, характеризующемуся той или иной величиной HI и T_{max} соответствует своя генерационная кривая имеющая представленный на рис. 2б вид, по которой движется его фигуративная точка по мере его катагенетической трансформации. Причем сама форма этой кривой и ее наклон так же выбраны достаточно произвольно исходя из общих соображений и имеющихся литературных данных, которые свидетельствуют о том, что процессу интенсивной нефтегазогенерации соответствует интервал T_{max} от 430 до 460°C, что примерно соответствует значениям R^0_{vt}, изменяющимся от 0.5 до 1.5% (Богородская и др., 2005; Волков и др., 2016; Гончаров и др., 2016; Конторович и др., 1986; Лопатин, Емец, 1987; Меленевский, 1985; Чахмачев и др., 1989). Поэтому нельзя исключить возможность того, что форма генерационной кривой может изменяться в зависимости от мацерального состава ОВ, присутствующего в том или ином образце, а также кинетических параметров, управляющих процессом нефтегазогенерации.

Обращает на себя внимание широкий диапазон вариаций значений HI при сравнительно небольшом интервале значений T_{max}, в пределах которого располагаются фигуративные точки, соответствующие образцам, отобранным из одной и той же скважины, который, как правило, не превышает 5–10°C (рис. 4–9, табл. 1). Если принять концепцию, предложенную Б. Тиссо и Д. Вельте (1981) и других авторов, придерживающихся такой же точки зрения, что величина HI обусловлена лишь мацеральным составом исходного ОВ и I типу соответствует сапропелевое ОВ, II типу – смешанное сапропелево-гумусовое, а III типу – гумусовое (рис. 2а), то получается, что ОВ, входящее в состав баженовской свиты и ее аналогов, представлено, главным образом, сапропелево-гумусовым и гумусовым типами.

Однако рассматриваемые отложения накапливались в эпиконтинентальном морском бассейне, причем скважины, из которых отбирались образцы, расположены в сотнях и первых тысячах километров от его берега, поэтому трудно себе представить, что в осадках такого крупного морского бассейна в большом количестве могло накапливаться ОВ террагенного (гумусового) типа. Кроме того, ОВ, входящее в состав баженовской свиты, в интервале, вскрытом одной и той же скважиной, находится практически в одинаковых термодинамических условиях (так как мощность свиты обычно не превышает 25–30 м). Поэтому оно претерпело одинаковое катагенетическое преобразование, о чем также свидетельствуют небольшие интервалы изменения T_{max}. Поэтому остается предположить, что качество исходного ОВ и, соответственно, величина его HI в рассматриваемых отложениях во многом зависит от степени его переработки микроорганизмами и окислительно-восстановительных условий, существовавших в осадке, которые, в свою очередь, тесным образом связаны и с первым (микробиальным) фактором преобразования ОВ. Действительно, наличие или отсутствие сероводородного заражения в осадке являлось главным фактором, определявшим степень переработки исходного ОВ микроорганизмами и окисления кислородом, растворенным в морской воде. Скорее всего, значительные вариации значений HI в образцах баженовской свиты объясняются именно упомянутыми выше факторами и в гораздо меньшей степени соотношением ОВ террагенного и морского происхождения. Поэтому высокие величины HI свидетельствуют о том, что эти образцы отобраны из отложений, накапливавшихся в восстановительных условиях, обусловленных сероводородным заражением илового осадка и придонного слоя морской воды, что препятствовало активному окислению отмерших органических остатков и снижению их исходного генерационного потенциала. Здесь следует отметить, что похожие выводы содержатся и в более ранних публикациях (Гончаров, 1987; Гончаров и др., 2010, 2016). Авторы этих публикаций считают, что главным фактором изменений генерационного потенциала исходного ОВ являются именно окислительно-восстановительные условия, существовавшие в садке, в состав которого оно входило.

Выше, на примере образцов, отобранных из скважины Новоортъягунского месторождения, находящихся на расстоянии всего 1–3 см друг от друга, обращалось внимание на резкие измене-

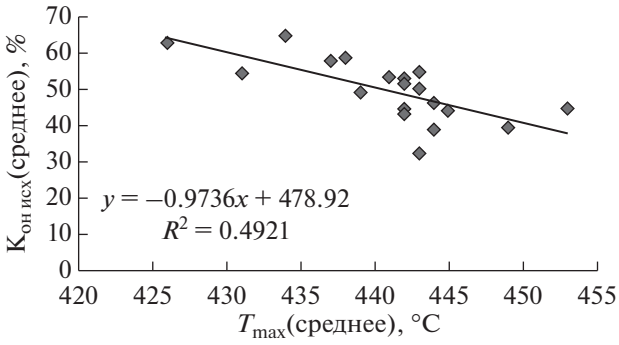

Рис. 10. Зависимость средних значений $K_{он\ исх.}$ от средних значений T_{max}, построенная по данным пиролитических исследований образцов, отобранных из баженовской и тутлеймской свит различных месторождений и площадей (см. табл.).

ния их генерационных параметров и в частности величин HI, несмотря на их одинаковую катагенетическую историю преобразования. Отмеченная особенность объясняется теми же причинами – микробиологической активностью и тесно связанными с нею окислительно-восстановительными условиями, существовавшими в осадках. Действительно, не следует забывать, что при средней толщине баженовской свиты около 25–30 м и времени ее накопления порядка 5 млн. лет (минимальные оценки) в среднем за год отлагалось лишь около 0.006 мм осадков, поэтому для накопления всего 1–3 см осадков требовалось порядка от 1.7 до 5 тыс. лет. Понятно, что за столь продолжительное время окислительно-восстановительные и прочие физико-химические условия, существовавшие в осадке, могли многократно изменяться.

Тем не менее, отмечается закономерное уменьшение интервала вариаций значений HI по мере роста T_{max} с минимальной величиной этих вариаций у образцов, отобранных из скважины Верхне-Салымского месторождения (рис. 9). Следовательно, предложенная модель термического "созревания" образцов работает – по мере увеличения значений T_{max} наблюдается "скольжение" виртуальных точек образцов вниз–вправо по генерационным кривым и они в конце концов (при завершении процесса генерации, когда исходное ОВ представляет собой инертный остаток) оказываются в одной точке, где величина HI равна 0.

Однако, отмечается еще одна важная закономерность, заключающаяся в том, что в образцах, имеющих высокие значения T_{max} (например, Верхне-Салымское, и Красноленинское месторождения), величина их $K_{он\ исх.}$ имеет сравнительно низкие значения – в среднем всего 44.7% для первого и 39.4% для второго (рис. 8, 9, табл. 1). Тоже самое справедливо и по отношению к образцам, отобранным из скважин, пробуренных на Ем-Еговской, Пальяновской, Каменной площадях и Маслиховском месторождении (табл. 1).

Все эти месторождения и площади характеризуются повышенными современными пластовыми температурами по кровле баженовской свиты и ее аналогов, по сравнению с нормальными (фоновыми) для этих глубин значениями, на 30–40°C! ОВ, присутствующее в этих образцах, представлено в различной степени метаморфизованными тиобитумами, которые часто отмечаются на поверхности трещин и каверн, в кремнистых и карбонатных литологических типах пород, названных автором потенциально продуктивными или ППП (Зубков, 2001, 2015, 2016). Здесь же отмечаются друзы и отдельные прекрасно ограненные кристаллы многочисленных минералов, представленных кварцем, кальцитом, сидеритом, барито-кальцитом, баритом, цельзианом, каолинитом, диккитом, ангидритом, пиритом и другими более редкими сульфидами (миллерит, акантит, сфалерит и др.) (Зубков, 2015, 2016, 2017, 2019). Все эти факты однозначно свидетельствуют о том, что отложения баженовской свиты и ее аналогов, распространенных в пределах перечисленных выше площадей и месторождений были подвергнуты тектоно-гидротермальному воздействию, в результате чего образовались вышеперечисленные минералы и тиобитумы. Вероятно, кинетика термического "созревания" ОВ в условиях воздействия на него гидротермальных флюидов и превращения его в тиобитум отличается от таковой, характерной для территорий с нормальным геотермическим градиентом. Не исключено, что в обсуждаемых условиях генерационные кривые на зависимостях T_{max}–HI должны быть расположены круче (то есть левее), чем для стандартных (с нормальным геотермическим градиентом) термодинамических условий, существующих в осадках баженовской свиты и ее аналогов. Тогда и значения $K_{он\ исх.}$ примут более высокие значения (рис. 2б).

Действительно, если построить зависимость средних значений $K_{он\ исх.}$ для образцов, отобранных из одной и той же скважины от их средних величин T_{max} (для всех исследованных месторождений и площадей), то наблюдается отрицательная связь между этими параметрами, хотя логичнее было бы предположить, что величина $K_{он\ исх.}$ должна зависеть не от T_{max}, а от качества $ОВ_{исх}$ (рис. 10). Следовательно, кинетика превращения $ОВ_{исх.}$ в нафтиды в гидротермальных условиях отличается от таковой в нормальной (фоновой) геотермальной обстановке, и, соответственно, расположение генерационных кривых будет сдвигаться влево по сравнению с таковыми, описывающими его катагенетическое "созрева-

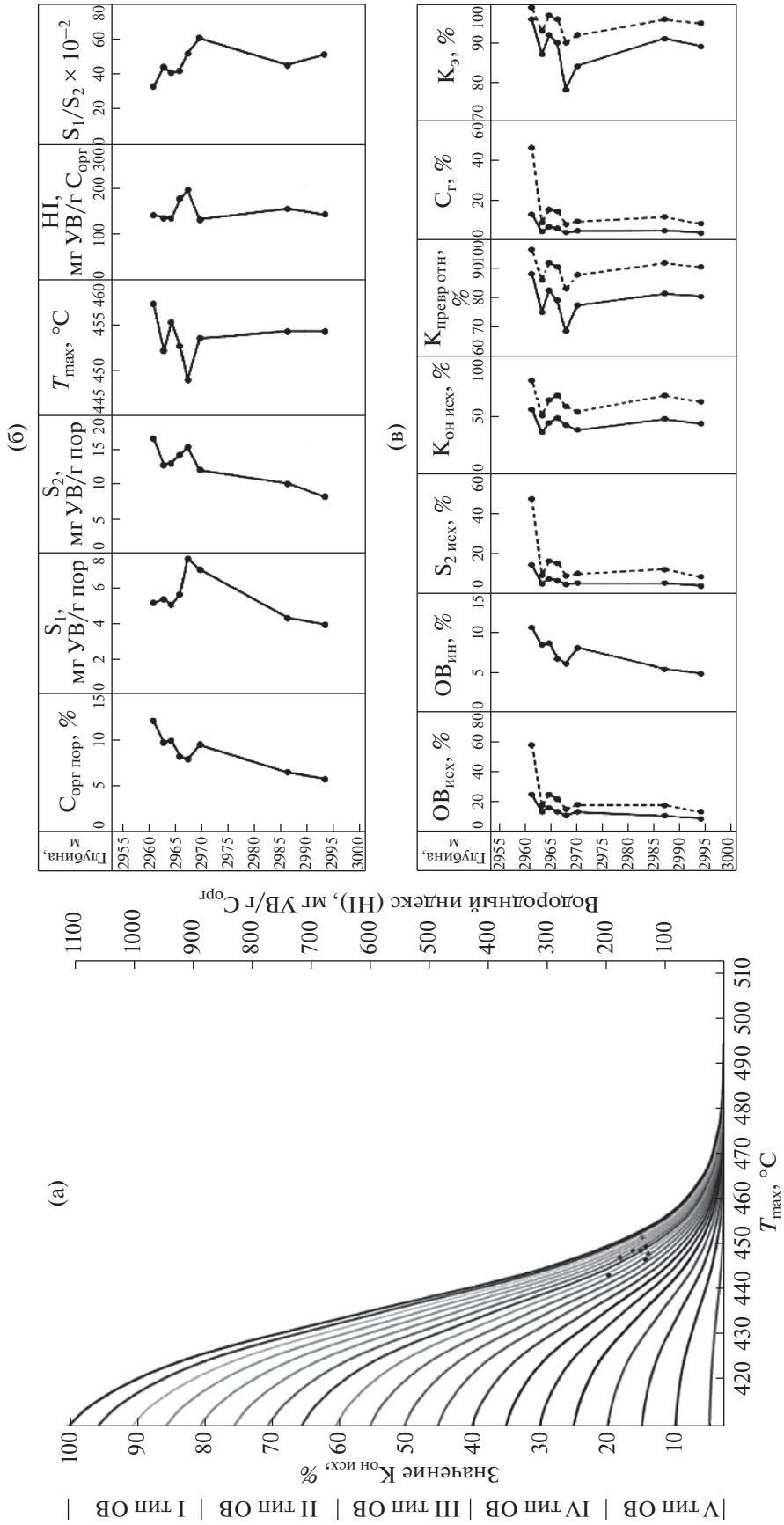

Рис. 11. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Верхне-Салымское месторождение, баженовская свита (откорректированный вариант).

ние” в условиях с нормальным геотермическим градиентом.

Чтобы внести поправку в форму генерационных кривых для образцов, отобранных из высокотемпературных зон, нами была определена средняя величина $K_{он\ исх.}$ для отложений баженовской свиты центральной части бассейна, которая оказалась равной примерно 63%. Эта величина $K_{он\ исх.}$ соответствует значению HI равному 690 мгУВ/г$C_{орг}$ (рис. 2б).

Интересно, что та же величина в публикации (Гончаров и др., 2010), обозначенная авторами как HI_0, принята ими для баженовской свиты равной 710 мгУВ/г$C_{орг}$. То есть всего на 20 мгУВ/г$C_{орг}$ больше, чем полученное нами исходное значение того же параметра (HI) для органического вещества баженовской свиты центральной части бассейна. Это небольшое расхождение в величинах обсуждаемых параметров, вероятно, обусловлено тем, что использованные нами для расчетов образцы уже вступили в зону нефтегазогенерации, а исследованные упомянутыми выше авторами (Гончаров и др., 2010) образцы баженовской свиты, еще не начали генерировать нафтиды.

На основе использования полученной величины $K_{он\ исх.}$ была осуществлена корректировка расположения генерационных кривых для образцов, отобранных из высокотемпературных зон, в которых ОВ, входящее в состав баженовской свиты, представлено в различной степени метаморфизованными битумами. Как и предполагалось, исправленные генерационные кривые в этом случае сместились влево и их наклон стал заметно круче. Пример такой коррекции генерационных кривых на модифицированной диаграмме Ван-Кревелена и вычисленных на их основе методом материального баланса генерационных параметров приведен для образцов, отобранных из баженовской свиты в пределах Верхне-Салымского месторождения (рис. 11, табл. 1).

После проведенной коррекции данных оказалось, что на самом деле исходное ОВ относится преимущественно ко II-му, реже к III-му типам. Поэтому расчетные значения генерационного потенциала и, соответственно, количества образовавшихся из исходного ОВ нафтидов значительно увеличилось (рис. 11, табл. 1).

После коррекции величины $K_{он\ исх.}$ заметно выделяется своими расчетными генерационными параметрами самый верхний образец, у которого они имеют неправдоподобно высокие значения, среди которых особенно выделяются $S_{2\ исх.}$ и $C_г$ (рис. 11, табл. 1). Этот феномен объясняется тем, что в нем присутствуют параавтохтонные битумы, мигрировавшие в него внутри самой баженовской свиты (Зубков, 2015, 2016, 2017).

Битумы, входящие в состав баженовской свиты в высокотемпературных участках в зависимости от степени их метаморфизма или термического превращения, подобно обычному исходному ОВ имеют различную величину T_{max}, которая с ростом их термического превращения закономерно увеличивается.

В заключение проведем оценку удельного нафтидогенеза баженовской свитой и ее аналогами от минимальных (Тальниковое месторождение) до максимальных (Тевлинско-Русскинское месторождение) его значений. Для этого примем, что плотность этих отложений в пределах первого месторождения равна 2.2 г/см^3, а для второго – 2.0 г/см^3. Мощность отложений будем считать равной 25 м. Оценка проводится в расчете на 1 км^2.

Тогда для первого месторождения средняя удельная величина нафтидогенеза составит 0.21 млн тонн на 1 км^2, а количество эмигрировавших нафтидов с той же площади будет равно около 0.19 млн тонн. Для второго месторождения те же параметры принимают следующие значения: 4.4 млн тонн и 4.3 млн тонн, соответственно. Удельный генерационный потенциал битуминозных отложений в пределах остальных месторождений находится в обозначенных выше пределах, но их значения находятся ближе к таковым второго месторождения (табл. 1).

Сопоставим полученные значения со средними удельными геологическими запасами УВ по Ханты-Мансийскому автономному округу. В зависимости от мощности продуктивных пластов и их количества средние удельные геологические запасы УВ в округе варьируют в среднем в пределах 1–2 млн тонн на 1 км^2, что ниже, вычисленных нами, значений, эмигрировавших из баженовской свиты и ее аналогов нафтидов, если не принимать во внимание Тальниковое месторождение. Здесь следует отметить, что конечно же, не все эмигрировавшие из баженовской свиты и ее лито-стратиграфических аналогов нафтиды достигли пород-коллекторов, создавая в них залежи углеводородов. Некоторая их часть рассеялась в осадочной толще по пути к коллекторам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенный алгоритм оценки нефтегазогенерационных свойств на основе комплексирования результатов пиролитических исследований и метода материального баланса позволил рассчитать основные генерационные параметры образцов баженовской свиты и ее аналогов, включая их начальные (исходные) и современные (текущие) значения, а также количество образовавшихся и эмигрировавших из этих отложений нафтидов.

Установлен широкий диапазон изменений генерационных параметров даже в соседних образ-

цах, находящихся на расстоянии 1–3 см друг от друга, что объясняется резкими изменениями качества исходного ОВ, что, в свою очередь, невозможно объяснить лишь соотношением террагенного и аквагенного органического материалов, входящих в состав этих отложений, без учета особенностей процессов их микробиального разложения и окислительно-восстановительных условий, в которых происходило их накопление.

В подавляющем большинстве образцов основная часть образовавшихся в них нафтидов эмигрировала из них (величина $K_э$ обычно составляет более 85–90%), однако в некоторых образцах $K_э$ имеет невысокие и даже низкие значения, что объясняется двумя причинами, во-первых, наличием в этих образцах (представленных обычно карбонатными и/или кремнистыми разновидностями, обозначенными выше, как ППП) открытых пор, заполненных нефтеподобными УВ и, во-вторых, энергичной недавней или продолжающейся в настоящее время генерацией нафтидов при замедленной их эмиграции, что подтверждается наличием в таких участках аномально высоких давлений (АВПД) в баженовской свите и ее аналогах.

Очень высокие значения $C_{орг}$ в образцах баженовской свиты и ее аналогов, достигающие 25–50% и более объясняются присутствием в них в большом количестве в различной степени метаморфизованных параавтохтонных тиобитумов, что вместе с наличием в таких участках эпигенетических часто прекрасно ограненных кристаллов разнообразных минералов свидетельствует о непосредственном участии в процессе нафтидогенеза в баженовской свите и ее аналогов ювенильных высокоэнтальпийных флюидов (Зубков, 2015, 2016, 2017). Воздействие гидротермальных флюидов на исходное ОВ, присутствующее в баженовской свите и ее аналогах с образованием из него тиобитумов, вероятно, заметным образом влияет на кинетику его термического “созревания”, что следует учитывать при расчетах его генерационных параметров с использованием предложенной модифицированной диаграммы Ван-Кревелена. Генерационные кривые для образцов, отобранных из таких участков имеют более крутой наклон и смещены влево.

Удельная генерация нафтидов в рассматриваемых отложениях с площади в 1 км^2 при принятой их средней мощности равной 25 м, в пределах изученной территории изменяется от 0.19 до 4.4 млн тонн, составляя в среднем 1.8 млн тонн на 1 км^2, что в первом приближении соответствует средним значениям удельных геологических запасов УВ, содержащихся в породах-коллекторах Ханты-Мансийского автономного округа в пределах той же площади, равной 1 км^2. Здесь, однако, следует обратить внимание на то, что в западной части рассматриваемой территории, где расположены Ем-Еговская, Пальяновская, Каменная площади, Западно-Семивидовское, Красноленинское, Тальниковое месторождения (рис. 1) ОВ, входящее в состав аналогов баженовской свиты обладает более низкими генерационными свойствами, изменяющимися от 0.19 до 2.0 млн тонн УВ на 1 км^2, при среднем значении равном 1.1 млн тонн УВ на 1 км^2. В то время, как месторождения, расположенные в центральной части нефтегазоносного бассейна, характеризуются гораздо более высокими генерационными свойствами пород, входящих в состав баженовской свиты. ОВ, присутствующее в их составе, генерировало от 1.5 до 4.4 млн тонн УВ на 1 км^2, при средней величине этого показателя равном 2.1 млн тонн УВ на 1 км^2. То есть баженовская свита в центральной части Западно-Сибирского бассейна обладает гораздо более высоким генерационным потенциалом, чем ее западные аналоги. На эту особенность битуминозных отложений обращают внимание в своих публикациях и другие авторы (Гончаров и др., 2010, 2016).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Астахов С.М. Георeактор. (2015) *Алгоритмы нефтегазообразования. Ростов-на–Дону.*: Контики, 256 с.

Богородская Л.И., Конторович А.Э., Ларичев А.И. (2005) Кероген. Методы изучения, геохимическая интерпретация. Новосибирск.: Изд-во СО РАН, Филиал “Гео”, 254 с.

Вассоевич Н.Б. (1967) Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние). *Известия АН СССР. Серия геологическая.* (11), 137-142.

Вассоевич Н.Б., Трофимук А.А., Конторович А.Э., Неручев С.Г. (1970) *Новые исследования в области диагностики нефтепроизводящих отложений и оценки прогнозных запасов нефти и газа объемно-генетическим методом. Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений.* М.: Недра, 61-81.

Волков В.А., Олейник Е.В., Оксенойд Е.Е., Солопахина Л.А. (2016) К вопросу о типе органического вещества пород баженовской свиты. *Вестник недропользователя.* (28), 3-18.

Галушкин Ю.И. (2007) Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтеносности. М.: Научный мир, 456 с.

Гончаров И.В., Харин В.С. (1982) Использование пиролиза в инертной атмосфере при исследовании органического вещества пород. В сб.: Проблемы нефти и газа Тюмени. *Тюмень.* № 56. С. 8-10.

Гончаров И.В., Обласов Н.В., Самойленко В.В., Фадеев С.В., Кринин В.А., Волков В.А. (2010) Нефтематеринские породы и нефти восточной части Западной Сибири. *Нефтяное хозяйство.* (8), 24-28.

Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В, Фадеева С.В., Веклич М.А., Кашапов Р.С., Трушков П.В., Бахтина Е.С. (2016) Типы и катагенез органического

вещества баженовской свиты и ее возрастных аналогов. *Нефтяное хозяйство*. (10), 20-25.

Зубков М.Ю., Прямоносова И.А. (1988) Нефте- и газогенерационный потенциалы баженовской свиты. *Геохимия*. (3), 386-392.

Зубков М.Ю., Меленевский В.Н., Кос. И.М., Медведев Н.Я. (2000) Нефтегенерационные свойства различных типов пород, слагающих верхнеюрские отложения Маслиховского месторождения. *Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО*. (Под ред. Волкова В.А.). Ханты-Мансийск: Путиведъ, 152-161.

Зубков М.Ю., Маринин В.И., Облеков Г.И. (2005) Степень катагенеза, а также соотношение нефтегенерационных и емкостных свойств юрских и неокомских отложений Медвежьего и Уренгойского месторождений. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. ВНИИОЭНГ*. (8), 18-33.

Зубков М.Ю. (2015) Соотношение нефтегенерационных и емкостных свойств керогена баженовской свиты (Западная Сибирь). *Петрофизика сложных коллекторов: проблемы и перспективы 2015*. (под ред. Еникеева Б.Н.). М.: ООО "ЕАГЕ Геомодель", 292-306.

Зубков М.Ю. (2016) Оценка региональных и локальных перспектив нефтеносности баженовской и абалакской свит Западной Сибири. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. (3), 51-67.

Зубков М.Ю. (2017) Региональный прогноз нефтеносности баженовской свиты. *Геология и геофизика*. **58**(3–4), 504-510.

Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. (1975) *Геология нефти и газа Западной Сибири*. М.: Недра, 680 с.

Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Фомичев А.С., Шведенков Г.Ю. (1986) Пиролиз как метод изучения нефтегазогенерационного потенциала материнских пород. *Геология нефти и газа*. (12), 36-41.

Лопатин Н.В., Емец Т.П. (1985) *Пиролиз в нефтегазовой геохимии*. М.: Наука, 144 с.

Меленевский В.Н. (1985) Методические рекомендации по применению пиролитического метода в органической геохимии. Новосибирск.: СНИИГГиМС, 42 с.

Неручев С.Г. (1969) *Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти*. Л.: Недра, 240 с.

Справочник по геохимии нефти и газа (1998) (под ред. Неручева С.Г.). Спб.: Недра, 576 с.

Тиссо Б., Вельте Д. (1981) *Образование и распространение нефти*. М.: Мир, 502 с.

Успенский В.А. (1954) Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов. *Известия АН СССР. Серия геологическая*. (6), 94-101.

Чахмачев В.А., Тихомиров В.И., Виноградова Т.Л. (1989) *Термические методы изучения органического вещества в нефтегазопоисковой геохимии*. Обзор ВИЭМС. М., 59 с.

Durand, B. and Paratte. M. (1983). Oil potential of coals. *Petroleum geochemistry and exploration of Europe* (Ed. Brooks J.). Oxford: Blackwell Scientific Publication, 92-285.

Espitalié, J. (1985). Use of T_{max} as f maturation index for different types of organic matter. Comparison with witrinite reflectance. *Thermal modeling in sedimentary basins* (Ed. Burrus J.). Paris: Editions Technip, 97-475.

Espitalié, J., Ungerer, P., Irwin, H., and Marquis, F. (1988). Primary cracking of kerogens. Experimenting and modeling C1, C2-C5, C6-C15, and C15+ classes of hydrocarbons formed. *Advances in Organic Geochemistry 1987, Org. Geochem*. **13**(4–6), 9-893.

Espitalié, J., Lafargue, E. and Eggen S. (1991). Petroleum potential of terrestrial and marine organic matter in Jurassic sequences of the northern North Sea and offshore mid-Norway. *Generation, Accumulation, and Production of Europe's Hydrocarbons* (Ed. Spencer A.M.). Oxford University Press, 49-63.

Horsfield B., Yordy K.L., Crelling J.C. (1988). Determining the petroleum-generating potential of coal using organic geochemistry and organic petrology. *Advances in Organic Geochemistry 1987, Org. Geochem*. Oxford: Pergamon Press, **13**(1–3), 9-121.

Lafargue, E. and Behar. F. (1989). Application of a new pyrolysis technique to determination of source-rock types and oil/source-rocks correlations. *Geochim. Cosmochim. Acta*. (53), 83-2973.

Larter, S. R. (1985). Integrated kerogen typing in the recognition and quantitative assessment of petroleum source-rocks. *Petroleum geochemistry in exploration of the Norwegian shelf* (Ed. Thomas B.M.). London: Graham and Trotman, 17-101.

ГЕОХИМИЯ, 2021, том 66, № 2, с. 183–190

КИНЕТИКО-ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КИСЛОТНОГО ДРЕНАЖА ОБЪЕДИНЕННОЙ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОБЫ С МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАВЛОВСКОЕ (АРХИПЕЛАГ НОВАЯ ЗЕМЛЯ, о. ЮЖНЫЙ). ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА

© 2021 г. Е. В. Черкасова[a], *, М. В. Мироненко[a], **, Е. С. Сидкина[a], ***

[a] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия*

**e-mail: wri-lab@geokhi.ru*

***e-mail: mironenko@geokhi.ru*

****e-mail: sidkinaes@yandex.ru*

Поступила в редакцию 24.10.2019 г.
После доработки 09.01.2020 г.
Принята к публикации 22.01.2020 г.

Для оценки потенциальной угрозы загрязнения окружающей среды при разработке месторождения Павловское проведено кинетико-термодинамическое моделирование взаимодействия объединенной технологической пробы с атмосферными водами. Рассчитано накопление основных (Zn, Pb) и примесных (Cu, Co, Cd, As, Se, Hg, Sb) элементов в водном растворе за летний период. Показано, что водный раствор после взаимодействия с пробой становится сульфатным кальциевым и происходит накопление Zn, Sb, Hg до концентраций, превышающих ПДК.

Ключевые слова: кислотный дренаж, окружающая среда, кинетико-термодинамическое моделирование, сульфиды

DOI: 10.31857/S0016752521020035

ВВЕДЕНИЕ

Оценка воздействия на окружающую среду (ОВОС) при разработке рудных сульфидных месторождений обязательно учитывает кислотный дренаж – процесс окисления сульфидных руд отвалов водой в присутствии кислорода воздуха. Реакция окисления пирита выглядит следующим образом: $FeS_2 + 3.5O_2 + H_2O = Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 2H^+$. С этим процессом связано не только образование кислых сернокислых растворов, но и растворение в них и возможная последующая миграция микрокомпонетов руд, включая рассеянные в сульфидах тяжелые металлы, для которых установлены жесткие ПДК (ГН 2.1.5.1315-03). Кислотный дренаж на различных месторождениях имеет свои особенности. На его протекание влияют, в первую очередь, составы вмещающих пород и руд, климат, особенности гидрологии. В частности, в работе (Лиманцева и др., 2015) выполнено термодинамическое моделирование кислотного дренажа на месторождении золото–хлорит–сульфидно–кварцевого типа. Были рассчитаны предельные концентрации компонентов в водном растворе в равновесии с итоговой ассоциацией вторичных минералов и показаны резкие различия в составе дренажных растворов в зависимости от того, являются вмещающие породы карбонатными или алюмосиликатными.

Для ОВОС на месторождениях разработаны различные стандартные методики модельных лабораторных тестов на кислотный дренаж (Blowes et al., 2003). Основным результатом таких тестов является измерение pH раствора и концентраций компонентов в растворах в течение экспериментов. К недостаткам модельных экспериментов следует отнести их недостаточную продолжительность по времени, а также то обстоятельство, что они отражают лишь суммарный результат многих взаимодействующих между собой химических процессов и, таким образом, не способны предсказать влияние каких-либо изменений в системе на протекание процесса.

Ранее (Лиманцева и др., 2019) проводилось термодинамическое моделирование кислотного дренажа на месторождении Павловское в зависимости от интенсивности водообмена, которая имитировалась изменением соотношения вода/порода (W/R) в системе. В работе показано,

Таблица 1. Минеральный состав объединенной технологической пробы месторождения Павловское по (Козырьков и др., 2016)

Минерал	Химическая формула	Мас. %	моль/кг
Пирит	FeS_2	38.13	3.178292
Галенит	PbS	1.05	0.043828
Сфалерит	ZnS	6.67	0.684799
Кальцит	$CaCO_3$	16.68	1.666805
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	16.68	0.904689
Кварц	SiO_2	17.16	2.855868
Мусковит	$KAl_3Si_3O_{12}H_2$	0.95	0.023933
Дафнит	$Fe_5Al_2Si_3O_{18}H_8$	0.48	0.00668
Клинохлор	$Mg_5Al_2Si_3O_{18}H_8$	0.48	0.008576
Альбит	$NaAlSi_3O_8$	0.96	0.036354
Органическое в-во	$C_{16}H_{10}$	0.76	0.037707

что при уменьшении соотношения W/R происходит экспоненциальный рост концентраций загрязняющих элементов в водных растворах, сделан вывод о целесообразности применения равновесно-кинетического моделирования кислотного дренажа.

В данной работе рассчитано изменение химического состава водного раствора и масс первичных и новообразованных минералов во времени для ситуации, когда вода находится в контакте с минералами объединенной технологической пробы месторождения Павловское, а также сделан термодинамический и кинетический анализ полученных результатов с целью оценки полноты учета химических взаимодействий, существенно влияющих на миграцию и фиксацию загрязняющих компонентов.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Полиметаллическое месторождение Павловское расположено на о. Южный архипелага Новая Земля. Период оттаивания снега и таяния ледников продолжается не более трех месяцев в году. Месторождение локализовано в осадочных породах палеозоя, на участке сочленения одной из наиболее крупных структур Пайхойско-Новоземельской складчатой области – Северноновоземельского антиклинория с сопредельными отрицательными структурами – Баренцевским синклинорием и Кармакульским перегибом, а также в зоне влияния крупных региональных разрывных нарушений – Главного Новоземельского разлома и Байдарацкого глубинного разлома древнего заложения. Интрузивные образования имеют ограниченное распространение и представлены двумя фазами базитового магматизма: силлами и дайками габбро-диабазов позднего девона и субщелочными долеритами мезозоя. Главной продуктивной толщей является грибовская свита органогенных известняков нижнего девона. Рудные тела слагают линзообразные залежи среди известняков и песчаников в сводах и на крыльях антиклинальных структур, а также секущие жилы и тела со сложной морфологией (Губина, 2000).

Моделирование производилось на основе минерального состава объединенной технологической пробы месторождения, приведенного в (Козырьков и др., 2016). Он пересчитан нами в моль/кг руды (табл. 1). Главными рудными минералами являются сфалерит, галенит и пирит, в качестве акцессорных минералов отмечаются халькопирит, пирротин, миаргирит, пираргирит, буланжерит, геокронит, грейтонит, шульцит. Нерудные жильные минералы представлены кальцитом, доломитом, кварцем. Размер зерен минералов в пробе варьировал от 0.01 до 1 мм. Для расчетов принят средний размер 0.1 мм.

Пирит, по данным (Козырьков и др., 2016) содержит значительные концентрации следующих элементов-примесей (мас. %): As (0.14), Sb (0.02), Se (0.01), Cu (0.01), Cd (0.1), Co (0.04), Pb (0.3), Zn (0.02); галенит (мас. %): Ag (100–200 г/т), Sb (0.14), Se (<0.01), Hg (0.03), Cu (0.01), Co (<0.01). Химический состав сфалерита соответствует стехиометрии этого минерала, основные элементы-примеси (мас. %): Cd (0.12–0.29), Fe (0.6–1.7%), Pb (0.16–0.35%), Cd (0.2), As (0.01), Hg (<0.01), Co (<0.01).

Равновесно-кинетическое моделирование предполагает, что примесные химические элементы поступают в водный раствор по мере растворения минералов-хозяев, поэтому их содержания были пересчитаны в химические формулы этих минералов. Например, галенит имеет состав $(Pb_{0.995}Co_{0.0002}Cu_{0.00038}Hg_{0.00036})(S_{1.0}Sb_{0.00277}Se_{0.00015})$

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Кинетико-термодинамическое моделирование химических взаимодействий технологической пробы полиметаллического месторождения с поверхностной водой было проведено для условий равновесия с атмосферой. Учитывались: скорость окислительного растворения пирита, галенита и сфалерита, скорость окисления Fe(II) при атмосферном давлении кислорода и переменном pH, скорости растворения жильных минералов в условиях меняющейся кислотности. Рассчитано выпадение вторичных минералов. Учитывалось возможное соосаждение кадмия с новообразованным кальцитом.

Кинетико-термодинамическая модель необратимых химических взаимодействий в системе “вода–порода” описана в (Мироненко, Золотов,

2013). Она базируются на принципе частичного равновесия (Helgeson et al., 1970), который сводится к следующим допущениям: наиболее медленными химическими взаимодействиями в системе являются реакции растворения минералов; гомогенные реакции в растворе протекают практически мгновенно; реакции осаждения протекают быстро и контролируются насыщением. Моделирование заключается в последовательном расчете серии частичных равновесий в системах, валовый химический состав которых рассчитывается из состава водного раствора с предыдущего шага по времени и масс минералов, растворившихся за время Δt. Кинетика растворения большинства минералов при постоянном pH описывается реакциями псевдо-нулевого порядка (Brantley, 2004). Кинетику окислительного растворения сульфидов при постоянных pH и концентрации растворенного кислорода m_{O_2} также можно описать реакциями псевдо-нулевого порядка, например (Williamson, Rimstidt, 1994). Для того, чтобы изменение pH на каждом шаге по времени было несущественным, его продолжительность Δt должна быть достаточно малой, она регулируется автоматически.

ПРОГРАММНАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ, ВХОДНЫЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ И КИНЕТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Термодинамико-кинетическая модель реализована на основе комплекса GEOCHEQ_M (Мироненко и др., 2008). Основу базы термодинамических данных составляет известная база SUPCRT92 (Johnson et al., 1992) с многочисленными дополнениями. В базу, для наиболее важных силикатов, алюмосиликатов, карбонатов, оксидов введены значения кинетических параметров для расчета скоростей конгруэнтного растворения минералов в зависимости от pH при различных температурах.

Для расчета скорости реакций окислительного растворения пирита, галенита и сфалерита взято уравнение для скорости растворения пирита из (Williamson and Rimstidt, 1994): $r = 10^{-8.19(\pm 0.10)} \frac{m_{DO}^{0.5(\pm 0.04)}}{m_{H^+}^{0.11(\pm 0.01)}}$, где r – скорость растворения для 25°C, моль м$^{-2}$ с$^{-1}$; m_{DO} – моляльность растворенного O_2, m_{H^+} – моляльность иона H^+. Уравнение применимо для широкого диапазона концентраций растворенного кислорода и интервала pH 2–10. Энергия активации реакции равна 57.9 ± 7.5 кДж/моль (McKiblen, Barnes, 1986). Учтена также кинетика окисления растворенного Fe^{2+} кислородом: $-d[Fe(II)]/dt = k[Fe(II)][O_2][OH^-]^2$. Константы скорости реакции взяты из (Millero et al., 1987).

Программа расчета взаимодействий содержит рутины, которые готовят входные данные для расчета частичных равновесий на каждом шаге по времени: текущие площади поверхности минералов, и текущие скорости их растворения, оптимальный шаг по времени и, в конечном итоге, материальный баланс системы для расчета точечного химического равновесия.

ОПИСАНИЕ СИСТЕМЫ

Расчет химических взаимодействий производился в системе O–H–K–Mg–Ca–Al–C–Si–S–Na–Fe–Co–Cu–Zn–Cd–Pb–As–Hg–Sb, открытой в отношении атмосферных O_2 и CO_2. Список рассматриваемых частиц водного раствора и минералов представлен в табл. 2. Первичные минералы пробы выделены жирным шрифтом. Мы по возможности стремились охватить наиболее важные химические взаимодействия в системе. После изучения результатов расчетов выяснилось, что это удалось далеко не для всех нормируемых химических элементов.

Был взят 1 кг объединенной технологической пробы и 1 кг воды, равновесной с атмосферой (P_{O_2} = 0.2 атм., $P_{CO_2} = 3.98 \times 10^{-4}$ атм.). Зерна всех исходных минералов полагались сферическими диаметром 0.1 мм. Температура принята равной 5°C. Взаимодействия продолжались в течение 90 дней, что немного превышает период сезонного оттаивания на острове. Следует отметить, что, поскольку вода не обновлялась, принятая схема расчетов дает максимально возможные концентрации компонентов в водном растворе. В дальнейшем, если тяжелый металл не выпадает в виде собственной твердой фазы, не сорбируется или не соосаждается с макрокатионами, возможно лишь понижение его концентрации за счет разбавления этого раствора атмосферными осадками и дальнейший поверхностный или подземный сток.

Для **свинца** были предусмотрены следующие вторичные минералы: англезит, церуссит, гидроцеруссит, глет; для **меди** – азурит, куприт, малахит, тенорит; для **цинка** – смитсонит, цинкит; для **мышьяка** – арсенолит, клаудетит, аурипигмент, для **сурьмы** – сенармонтит, валентинит; для **кобальта** – гаусманит и оксид кобальта(II), для **кадмия** – очень редкий минерал отавит.

Для учета соосаждения кадмия с карбонатом кальция мы воспользовались моделью твердого раствора. Поскольку при равновесно-кинетическом моделировании необходимо различать твердые растворы, образованные на разных этапах процесса, мы раздробили непрерывные составы раствора на ряд фаз промежуточного постоянного состава Cd-содержащего кальцита: $Ca_{0.99}Cd_{0.01}CO_3$, $Ca_{0.98}Cd_{0.02}CO_3$, ..., $Ca_{0.8}Cd_{0.2}CO_3$. При расчете свободных энергий этих промежуточных соста-

Таблица 2. Минералы и частицы водного раствора, учтенные при моделировании

Минералы		Растворенные частицы				Газовая фаза
Пирит	HgO	H_2O	$CaCO_3$,aq	$HCuO_2^-Fe^{2+}$	PbO,aq	CO_2,g
Галенит	Иллит	H^+	$CaHSiO_3^+$	Fe^{3+}	$PbOH^+$	H_2O,g
Сфалерит	Каолинит	OH^-	$CaHCO_3^+$	FeO,aq	$HPbO_2$	O_2,g
Альбит	Литаргит PbO	H_2,aq	$CaSO_4$,aq	FeO_2^-	$Pb(HS)_2$,aq	
Аморфный кремнезем	Органическое вещество	O_2,aq	Cd^{2+}	FeO^+	$Pb(HS)_3$	
Англезит $PbSO_4$	Магнезит	Al^{3+}	CdO,aq	$FeOH^+$	HS^-	
Арсенолит As_2O_3	Магнетит	AlO^+	CdO_2^{2-}	$FeOH^{2+}$	SO_4^{2-}	
Азурит $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$	Малахит $Cu_2CO_3(OH)_2$	AlO_2^-	$CdOH^+$	$HFeO_2^-$	HSO_4^-	
Кальцит	Mg-Fe-сапонит	$AlOH^{2+}$	$HCdO_2^-$	$HFeO_2$,aq	HSe^-	
Cd-кальцит	Микроклин	$HAlO_2$,aq	$CdSO^4$, aq	Hg^{2+}	$HSeO_3^-$	
Отавит $CdCO_3$	Ca-монтморилонит	As_2S_3,aq	Co^{2+}	Hg_2^{2+}	$HSeO_4^-$	
Церуссит $PbCO_3$	K-монтморилонит	$As_2S_4^{2-}$	Co^{3+}	HgO,aq	SeO_3^{2-}	
Халцедон	Na-монтморилонит	$As_4S_7^{2-}$	CoO,aq	$HHgO_2^-$	SeO_4^{2-}	
Халькопирит CuFeS	Мусковит	AsO_3^{3-}	CoO_2^{2-}	$HgOH^+$	H_2SeO_3,aq	
Клаудетит As_2O_3	Аурипигмент As_2S_3	AsO_4^{3-}	$CoOH^+$	K^+	$Sb(OH)_3$,aq	
Клинохлор	Гидроцеруссит $Pb_3(CO_3)_2(OH)_2$	$HAsO_4^{2-}$	$CoOH^{2+}$	$KHSO_4$,aq	$Sb(OH)_4^-$	
Гауссманит Co_3O_4	Глет PbO_2	$HAsO_3^{2-}$	$HCoO_2^-$	KSO_4^-	$Sb_2S_4^{2-}$	
CoO	**Кварц**	$HAs_2S_4^-$	$CoSO^4$, aq	Mg^{2+}	$HSb_2S_4^-$	
Куприт Cu_2O	Сенармонтит Sb_2S_3	$H_2AsO_3^-$	Cu^+	$MgOH^+$	$H_2Sb_2S_4$,aq	
Дафнит	Сидерит	$H_2AsO_4^-$	Cu^{2+}	$MgHCO_3^+$	SiO_2,aq	
Доломит	Смитсонит $ZnCO_3$	H_3AsO_3,aq	CuHS,aq	$MgSO_4$,aq	$HSiO_3^-$	
$Fe(OH)_3$	Тенорит CuO	H_3AsO_4,aq	CuO,aq	$MgHSiO_3^+$	Zn^{2+}	
Гиббсит	Валентинит Sb2O3	CO_3^{2-}	CuO_2^{2-}	$MgCO_3$,aq	$ZnOH^+$	
Гетит	Цинкит ZnO	HCO_3^-	CuOH,aq	Na^+	ZnO,aq	
Гипс		CO_2,aq	$CuOH^+$	$NaHSiO_3$,aq	ZnO_2^-	
		Ca^{2+}	$Cu(OH)_2^-$	$NaSO_4^-$	$HZnO_2^-$	
		$CaOH^+$	$CuSO^4$, aq	Pb^{2+}	$ZnSO^4$, aq	

Примечания. Жирным шрифтом выделены первичные минералы пробы.

вов твердый раствор полагался идеальным. Это допущение дает незначительные погрешности в области низких содержаний минала $CdCO_3$ (Papadopoulos, Rowell, 1988).

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Основные результаты расчетов показаны на рисунках. Вначале отметим изменение макрокомпонентного состава раствора. Благодаря заметным содержаниям кальцита и доломита в технологической пробе и достаточно высокой скорости их растворения, кислотность раствора быстро повышается до слабощелочной (pH ≈ 7.9) и остается далее постоянной (рис. 1). Пирит, галенит и сфалерит постепенно растворяются, раствор становится сульфатным. Насыщения раствора в отношении гипса не зафиксировано. Двухвалентное железо в водном растворе окисляется до трехвалентного, выпадает гетит (рис. 2).

Кобальт, поступающий в раствор по мере растворения пирита, вначале накапливается в нем,

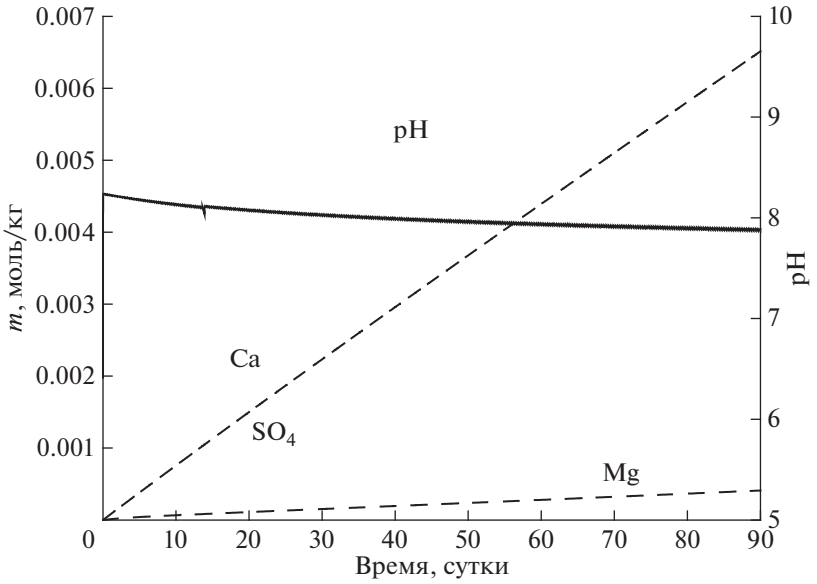

Рис. 1. Рассчитанное изменение макрокомпонентного состава водного раствора в контакте с технологической пробой во времени.

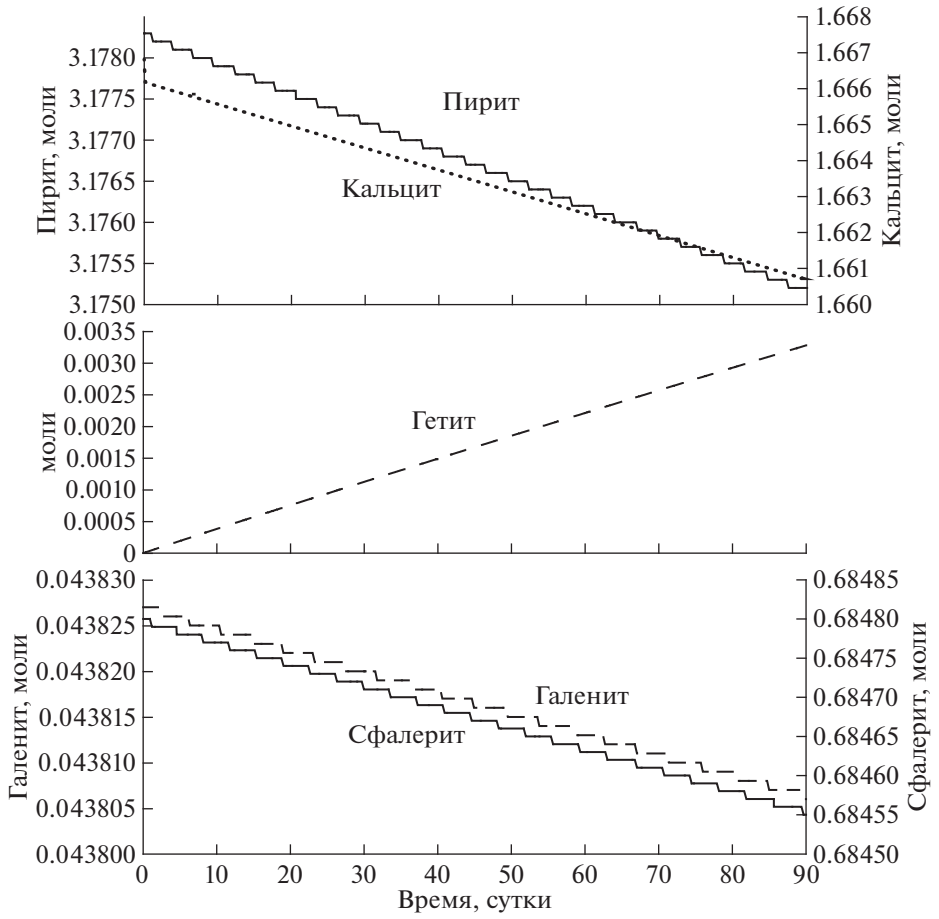

Рис. 2. Изменение масс растворяющихся кальцита, пирита, сфалерита, галенита и новообразованного гетита во времени.

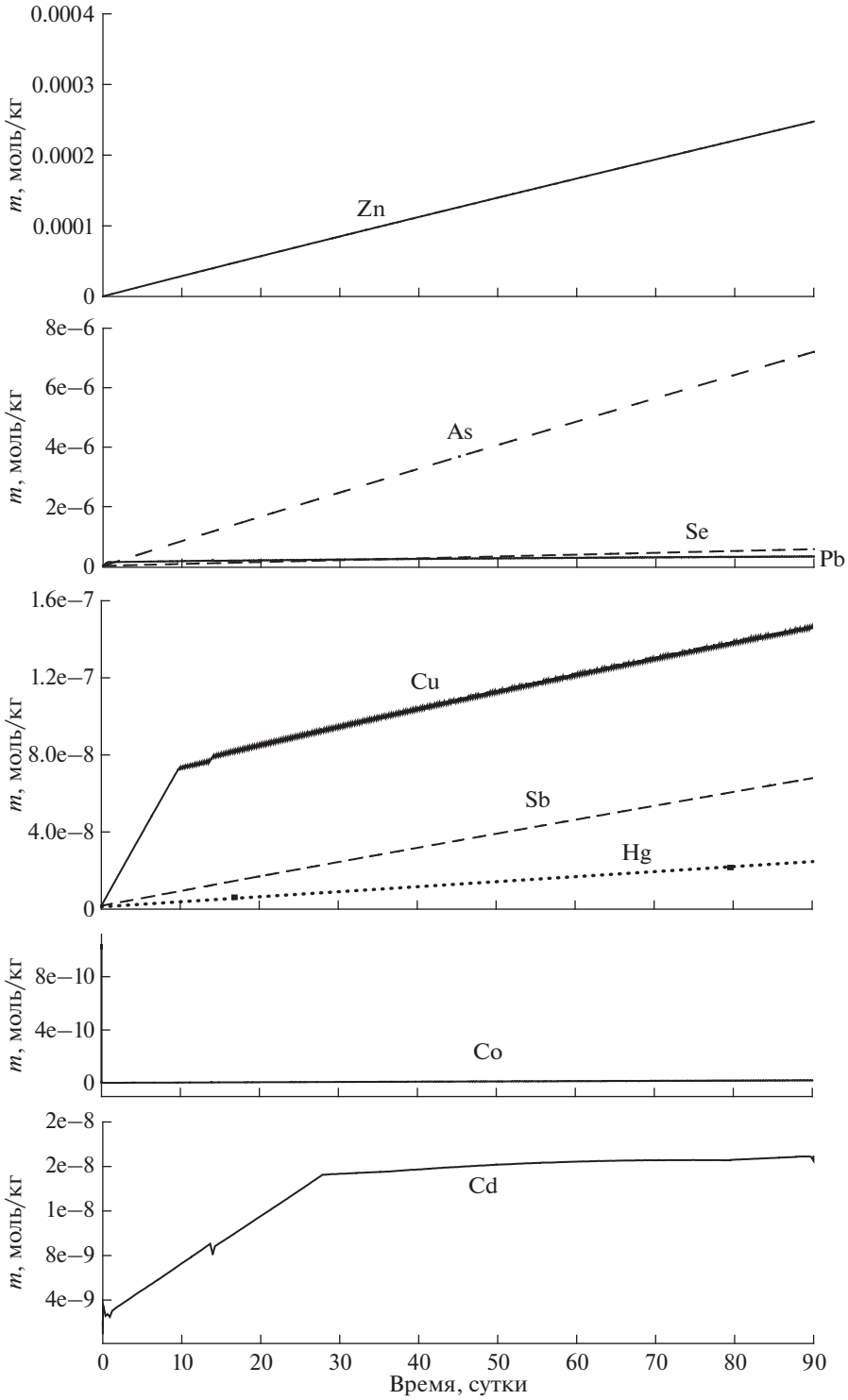

Рис. 3. Изменение концентраций некоторых нормируемых компонентов водного раствора в контакте с технологической пробой во времени.

пока раствор кислый, затем осаждается в виде практически нерастворимого Co_3O_4 (рис. 3, 4). Его концентрация в растворе стабилизируется на уровне 1.12×10^{-6} мг/л (1.91×10^{-11} моль/кг).

Концентрация кадмия в растворе, благодаря его соосаждению с кальцитом (рис. 3, 4), уже через 30 дней стабилизируется на уровне 2.14×10^{-4}–1.86×10^{-3} мг/л (1.90×10^{-9}–1.65×10^{-8} моль/кг).

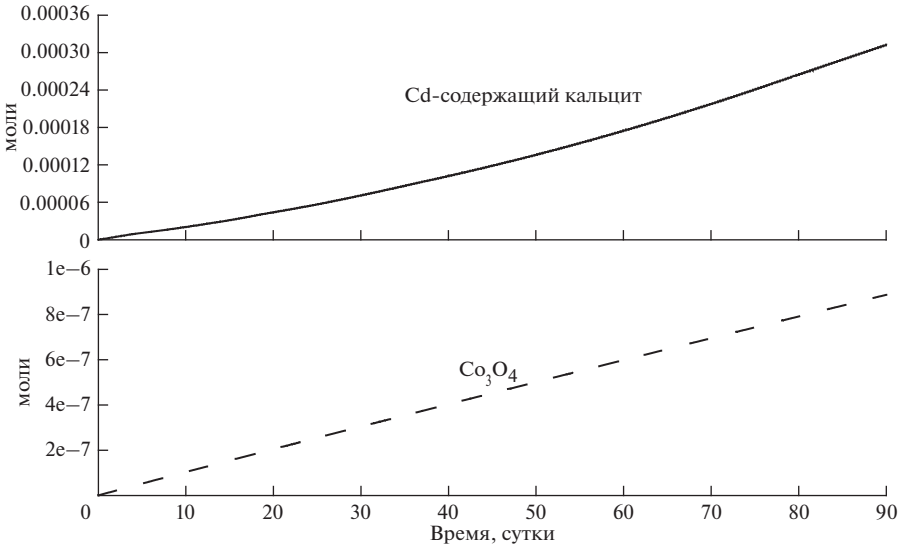

Рис. 4. Массы соосажденного с кальцитом кадмия и новообразованного Co_3O_4(cr) во времени.

Разброс значений объясняется достаточно грубым разбиением твердого раствора $(Ca,Cd)CO_3$ на промежуточные члены. На рис. 3 показаны сглаженные значения содержаний кадмия в растворе. Энергетически более выгодно, чтобы часть кальция из растворенного жильного кальцита вновь отлагалась в виде твердого раствора. При этом следует отметить, что схожая по концентрации фиксация кадмия в твердой фазе должна иметь место и при сорбции кадмия на кальците вмещающих пород и после полного растворения жильного кальцита.

Поступающая в раствор медь (рис. 3), содержащаяся изначально в виде примеси в пирите и галените, быстро откладывается в виде вторичного минерала тенорита (рис. 5). Ее концентрация в растворе стабилизируется на уровне около 9.23×10^{-3} мг/л (1.45×10^{-7} моль/кг), что значительно ниже ПДК (1 мг/л).

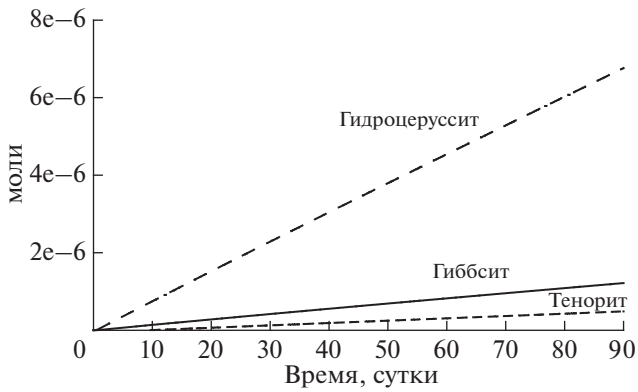

Рис. 5. Отложение гидроцеруссита, гетита и тенорита во времени.

Свинец из галенита и сфалерита соответственно, переоткладываются в виде гидроцеррусита (рис. 5). Концентрация свинца в водном растворе стабилизируется на уровне 9.23×10^{-3} мг/л (1.45×10^{-7} моль/кг), что почти соответствует ПДК (0.01 мг/л). Содержание цинка в водном растворе – 16.2 мг/л (2.47×10^{-4} моль/кг). Это значительно выше ПДК (1 мг/л). Насыщение относительно смитсонита и цинкита не достигается. Возможно, цинк может сорбироваться на кальците по механизму катионного обмена или соосаждаться с ним. Для моделирования этих процессов требуется внести в базу данных термодинамику сорбированной формы цинка.

Концентрации мышьяка, сурьмы, ртути монотонно возрастают, поскольку раствор не достигает насыщения в отношении рассматриваемых арсенолита (As_2O_3), валентинита (Sb_2O_3), оксида ртути HgO. Для селена минеральные формы вообще не предусматривались. Сорбция на поверхностях минералов или соосаждение этих химических элементов с макрокомпонентами не рассматривались.

ВЫВОДЫ

Проведенное кинетико-термодинамическое моделирование взаимодействия обобщенной технологической пробы месторождения Павловское с атмосферной водой в течение летнего периода показало: 1) вода приобретает сульфатный кальциевый состав; 2) кислотность раствора нейтрализуется растворением кальцита; 3) концентрации в воде основных рудных элементов месторождения: свин-

ца не превышают ПДК, цинка – многократно превышают ПДК; 4) среди примесных элементов превышение в воде отмечено по сурьме и ртути, содержание кадмия находится на уровне ПДК, а концентрации меди, кобальта, мышьяка, селена ниже ПДК.

Таким образом, можно сделать вывод, что взаимодействие воды с минералами технологической пробы приводит к накоплению в воде токсичных химических элементов даже без образования кислотного дренажа. Принятая схема расчетов позволила получить максимально возможные концентрации компонентов в водном растворе. В природных условиях при обновлении воды концентрации могут быть ниже. Однако, учитывая токсичность рассмотренных элементов, при разработке месторождений такого типа должны приниматься меры по мониторингу за состоянием водных ресурсов и при необходимости их очистке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ГН 2.1.5.1315-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. Постановление 30.04.2003 Москва № 79.

Губина Т.А. (2000) Минералогия и геохимия полиметаллических проявлений бассейна реки Безымянной (архипелаг Новая Земля). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, Санкт-Петербург.

Козырьков В.Д., Лаврентьев А.В., Щербакова С.Н. (2016) Особенности вещественного состава и технологических свойств свинцово-цинковых руд Павловского месторождения. *ВНИИХТ – 65 лет: Сборник научных трудов.* ООО “Винпресс”, 79-85.

Лиманцева О.А., Рыженко Б.Н., Черкасова Е.В. (2015) Прогноз влияния кислотного дренажа на изменение гидрохимической обстановки в районах сульфидсодержащих месторождений. *Геохимия.* (10), 945-960.

Limantseva O.A., Ryzhenko B.N., Cherkasova E.V. (2015) Prediction of the effects of acid mine drainage on variations in the hydrogeochemical environment at sulfide-bearing ore deposits. *Geochem. Int.* **53**(10), 922-936.

Лиманцева О.А., Рыженко Б.Н., Черкасова Е.В. (2019) Проявление кислотного дренажа на месторождении Павловское (Новая Земля). *Геохимия.* **64**(5), 538-547. Limantseva O. A., Ryzhenko B.N., Cherkasova E.V. (2019) Acidic Drainage at the Pavlovskoe Ore Deposit, Novaya Zemlya Archipelago. *Geochem. Int.* **57**(5), 583-592.

Мироненко М.В., Мелихова Т.Ю., Золотов М.Ю., Акинфиев Н.Н. (2008) GEOCHEQ_M – комплекс для термодинамического и кинетического моделирования геохимических процессов в системе вода-порода-газ. Версия 2008. *Вестник ОНЗ РАН* (URL: http: // www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2008/informbul_1_2008/mineral_22.pdf).

Мироненко М.В., Золотов М.Ю. (2012) Равновесно-кинетическая модель взаимодействий вода-порода. *Геохимия.* (1), 3-9.

Mironenko M.V., Zolotov M.Y. (2012) Equilibrium-kinetic model of water-rock interaction. *Geochem. Int.* **50**(1), 1-7.

Blowes D.W., Ptacek C.J., Jambor J.L., Weisener C.G. (2005) The Geochemistry of Acid Mine Drainage. *Treatise on Geochem.* (9), 150-204; Acid Base Accounting (ABA) Test Procedures. Ed. Chris Mills.

Brantley S.L. (2004) Reaction kinetics of primary rock-forming minerals under ambient conditions. *Treatise on Geochem.* (5), 73-118.

Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. (1992) SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bars and 0 to 1000°C. *Comp. Geosci.* (18), 899-947.

Helgeson H.C., Brown T.H., Nigrini A., Jones T.A. (1970) Calculation of mass transfer in geochemical processes involving aqueous solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **34**(5), 569-592.

McKiblen M.A., Barnes H.L. (1986) Oxidation of pyrite in low temperature acidic solutions; rate laws and surface texture. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **50**(7), 1509-1520.

Millero F.J., Sotolongo S. and Izaguirre M. (1987) The oxidation kinetics of Fe(II) in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **51**, 793-801.

Papadopoulos P., Rowell D.L. (1988) The reactions of cadmium with calcium carbonate surfaces. *J. Soil Sci.* (39), 23-36.

Williamson M.A., Rimstidt J.D. (1994) Rate kinetics and electrochemical rate-determining step of aqueous pyrite oxidation. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **58**(2), 5443-5454.

ГЕОХИМИЯ, 2021, том 66, № 2, с. 191–196

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

ВОЗРАСТНОЙ РЕПЕР ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В АНГАРО-КАНСКОМ БЛОКЕ (ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ДАЕК ГРАНИТ-АПЛИТА

© 2021 г. П. С. Козлов[a], *, И. И. Лиханов[b], **, К. А. Савко[c], ***

[a] *Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого, УрО РАН, ул. Акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия*

[b] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия*

[c] *Воронежский государственный университет, Университетская пл., 1, Воронеж, 394006 Россия*

**e-mail: kozlov@igg.uran.ru*

***e-mail: likh@igm.nsc.ru*

****e-mail: ksavko@geol.vsu.ru*

Поступила в редакцию 25.02.2020 г.
После доработки 10.03.2020 г.
Принята к публикации 19.03.2020 г.

Выполнены изотопно-геохронологические исследования цирконов из дайки гранит-аплита, секущей гранат-гиперстеновые гнейсы кузеевской толщи канской серии неоархей-палеопротерозоя на южном продолжении Ишимбинско-Татарской региональной сдвиговой зоны (р. Кан). Морфология и внутренняя структура большинства зерен цирконов указывают на метаморфогенную природу и ксеногенный характер цирконов, захваченных кислой магмой из вмещающих пород в процессе интрудирования гранулитов. На основании этих данных полученный палеопротерозойский U-Pb возраст 1784 ± 6 млн лет может быть интерпретирован как время проявления гранулитового метаморфизма. Анализ имеющихся геологических и изотопных данных подтверждает постгранулитовый возраст образования аплитов, субсинхронный с образованием анорогенных лейкогранитов поздней фазы таракского комплекса, – на завершающей стадии формирования суперконтинента Нуна.

Ключевые слова: дайка гранит-аплитов, U-Pb геохронология, циркон, Ангаро-Канский блок, канская серия, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S0016752521020047

ВВЕДЕНИЕ

Палеопротерозойская эпоха представляет собой важный период в истории Земли. К концу интервала 2.5–1.8 млрд лет была сформирована основная масса континентальной коры (Rosen et al., 1994). На рубеже 1.95–1.8 млрд лет произошли крупные коллизионные события, результатом чего явилось становление палеопротерозойского суперконтинента Нуна, частью которого был и Сибирский кратон (Roger, Santosh, 2002; Rosen, 2003). На западной его периферии был образован протяженный (>1500 км) Ангарский складчатый пояс, включающий метаосадочные, метаосадочно-вулканогенные и гранитоидные комплексы Енисейского кряжа и Присаянья.

Ангаро-Канский блок Южно-Енисейского кряжа, расположенный в центральной части Ангарского складчатого пояса на юго-западе Сибирского кратона, является древним, глубоко эродированным неоархей-палеопротерозойским выступом Сибирской платформы. Он сопоставляется с архейскими метаморфическими комплексами Анабара и Алданской плиты (Кузнецов, 1988) и относится к структурам раннедокембрийского фундамента (Ножкин, Туркина, 1993). Сложен блок преимущественно гранулит-гнейсо-амфиболитовыми комплексами кузеевской и атамановской толщ канской серии (Кузнецов, 1988; Легенда, 2002), интрудированных синколлизионными Таракскими полихронными гранитоидами с возрастом 1.9–1.75 млрд лет (Бибикова и др., 2001; Ножкин и др., 2003). Принято считать, что коллизионный этап становления структуры Сибирского кратона завершился около 1.84 млрд лет вхождением его в состав суперконтинента Нуна (Rosen, 2003). На постколлизионном этапе развития региона подобный рубеж проявлений гранитоидно-

го магматизма в интервале 1.85–1.75 млрд лет на удалении от интрузий таракского гранитоидного массива ранее не был зафиксирован.

Тесная ассоциация разнообразных породных комплексов Ангаро-Канского блока свидетельствует о весьма сложном строении (Ножкин и др., 2016, 2019, 2020; Лиханов и др., 2015). Поэтому реконструкция его геологической истории важна не только для понимания эволюции региона, но и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древних суперконтинентов (Likhanov, Santosh, 2017, 2019; Козлов и др., 2020; Likhanov et al., 2018). Актуальность выполненных исследований обосновывается дефицитом определений возраста геологических комплексов на юге Ангаро-Канского блока, которые могли свидетельствовать о ранних этапах его развития. Это существенно ограничивает возможности временных корреляций его эволюции, как в разных сегментах Ангарского пояса, так и с глобальными геологическими процессами в истории Земли.

Выполненные нами исследования выявили новые проявления активности магматических событий в регионе, свидетельствующие о постколлизионном растяжении высокометаморфизованной континентальной коры.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Объект работ расположен в среднем течении р. Кан, на крайнем юге Таракского геоблока (Ножкин, Туркина, 1993). Особый интерес здесь был проявлен к скальным выходам гранат-гиперстеновых гнейсов кузеевской толщи на западном фланге крупной тектонической зоны (мощностью около 1.5 км) (азимут падения 210°–230°, угол падения 60–80°). По нашим представлениям эта зона является южным продолжением Ишимбинско-Татарской региональной сдвиговой зоны, прослеживающейся с севера на юг в субмеридиональном направлении на сотни км. Выражена зона тонкополосчатыми бластомилонитами *Qz* + *Bt* + *Px*(реликтовый) + *Grt* + *Pl* + *Hbl* состава с примесью зерен вторичных хлорита и мусковита по гранат-гиперстеновым гнейсам (рис. 1г) и маркируется роями более поздних синтектонических вертикальных даек гранатсодержащих миндалекаменных долеритов (мощностью от первых см до одного и более м). Здесь и далее в тексте символы минералов приняты по (Whitney, Evans, 2010). В западном борту этой зоны в скальном обнажении правого берега р. Кан (координаты: широта 56°8′27.05″ С; долгота 94°43′48.69″ В) была закартирована и опробована (проба К-16-8) дайка лейкократового гранит-аплита (мощность 0.9–1 м). Залегает она субсогласно с рассланцеванием диафторированных гранат-гиперстеновых гнейсов (аз. пад. 80°–85°, уг. 40°–45°) и сечется миндалекаменными долеритами (диаметр 1–2 мм) с точечным выделением идиоморфного граната альмандинового состава (1–2 мм). Предположительно, генезис граната может быть обусловлен автометаморфизмом долеритов. Дайка аплита слабо рассланцевана и низко метаморфизована, что связано с ее приуроченностью к западному борту региональной тектонической зоны.

Аплиты (проба К-16-8) имеют светло-серый цвет, однородную мелкозернистую структуру, массивную, с участками слабосланцеватой, согласной со сланцеватостью вмещающих гнейсов, текстуру. Под микроскопом порода представлена мелкозернистым (0.5–1.0 мм) ксеноморфным агрегатом кварца (30–35 об. %), калиевого полевого шпата (35–45 об. %) и плагиоклаза (20–25 об. %) (рис. 1а) с небольшими скоплениями чешуек мусковита и биотита между ними. Структура гранит-аплитов аллотриоморфнозернистая, участками симплектитовая (рис. 1в) с прорастанием зерен калиевого полевого шпата альбитом. Промежутки между зернами кварца и полевыми шпатами выполнены вторичным микрозернистым кварцем микрогранобластовой структуры с участками реликтовой микроаллотриоморфнозернистой (рис. 1б), что свидетельствует о перекристаллизации кварца в процессе низкотемпературного динамометаморфизма. Об этом также свидетельствуют катаклазированные (с разрывами) зерна плагиоклаза, микрогрануляция и облачное погасание кварца, а также ориентированные в плоскости рассланцевания биотит и мусковит, тесно ассоциирующие с зернами кальцита и гломеролепидобластами хлорита. Низкотемпературные изменения проявлены развитием хлорита по биотиту, иногда хлорит образует тонкие мономинеральные плёнки по плоскостям рассланцевания. Гипергенные процессы связаны с серицитизацией полевых шпатов. Акцессории представлены цирконом, апатитом и рудным минералом.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

U-Pb датирование цирконов из пробы К-16-8 выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. С.-Петербург) по стандартной методике с использованием эталонных цирконов “91500” и “Temora” (Larionov et al., 2004). Проанализировано 12 зерен размером около 100 мкм в диаметре (рис. 2). В катодолюминесцентном изображении цирконы представлены изометрическими зернами светло-серого цвета. Зерна непрозрачные, неправильных очертаний. Часть цирконов зональна с четко выраженными ядрами и каймами. Большинство зерен цирконов имеют облик в виде “футбольного мяча”, секториальную и “елоч-

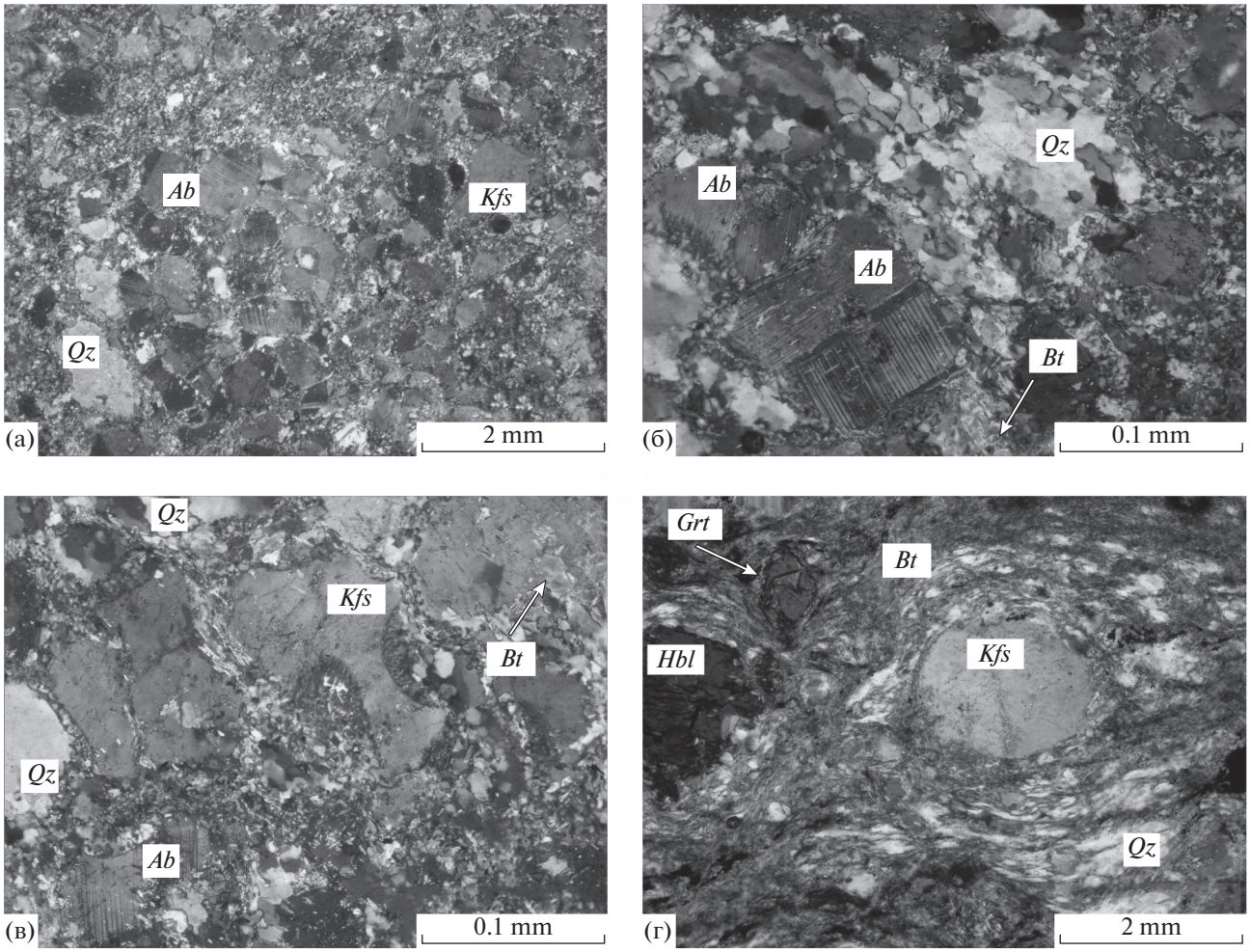

Рис. 1. Фотографии микроструктур пород района исследований. Гранит-аплиты: (а) мелкозернистая, аллотриоморфнозернистая; (б) микрогранобластовая структура перекристаллизационного кварца в межзерновом пространстве полевых шпатов и первичных зёрен кварца; (в) мирмекитовая на границе калиевого полевого шпата с альбитом; (г) бластокатаклазитовая с вращением (порфирокласты) и бластомилонитовая (основная ткань) структуры апогранат-гиперстеновых бластомилонитов кузеевской толщи из тектонической зоны, залегающей вблизи дайки аплита.

ную” зональность, низкое Th/U отношение менее 0.2, характерные для гранулитовых цирконов (Краснобаев, 1986; Каулина, 2001). Морфологические признаки и черты внутренней структуры большинства цирконов свидетельствуют о метаморфогенной природе и ксеногенном характере цирконов, захваченных кислой магмой из вмещающих пород в процессе интрудирования гранулитов. Дискордия, построенная по 19 точкам из краевых частей и трем ядрам (точки 8.1, 9.1 и 12.1) цирконов (табл. 1), имеет верхнее пересечение с конкордией 1784±6 млн лет (рис. 3а), что близко перекрывается в пределах ошибки со средневзвешенным значением $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста – 1785 ± 6 млн лет (рис. 3б). Полученные возраста, таким образом, можно интерпретировать как время кристаллизации циркона в процессе гранулитового метаморфизма (Краснобаев, 1986; Каулина, 2001). Дискордантность возрастов, вероятно, обусловлена физико-химическим воздействием магмы на ксеногенные цирконы, а также присутствием среди них зерна циркона магматической природы (точка 12.1, осцилляционная зональность, Th/U = 0.6, U = 331 ppm).

Первые изотопно-геохронологические результаты по ксеногенным цирконам около 1.78 млрд лет из дайки слабометаморфизованных аплитов в Ангаро-Канском блоке являются свидетельством постколлизионных процессов в позднем палеопротерозое и подтверждают проявление эндогенных событий на юго-западе Сибирского кратона. Предположительно, их внедрение могло быть связано с внутриплитным растяжением коры на поздней стадии формирования коллизионного орогена. Судя по тому, что аплиты претерпели слабое рассланцевание, микрогрануляцию кварца и низкотемпературный метаморфизм в условиях фации зелёных сланцев, их внедрение

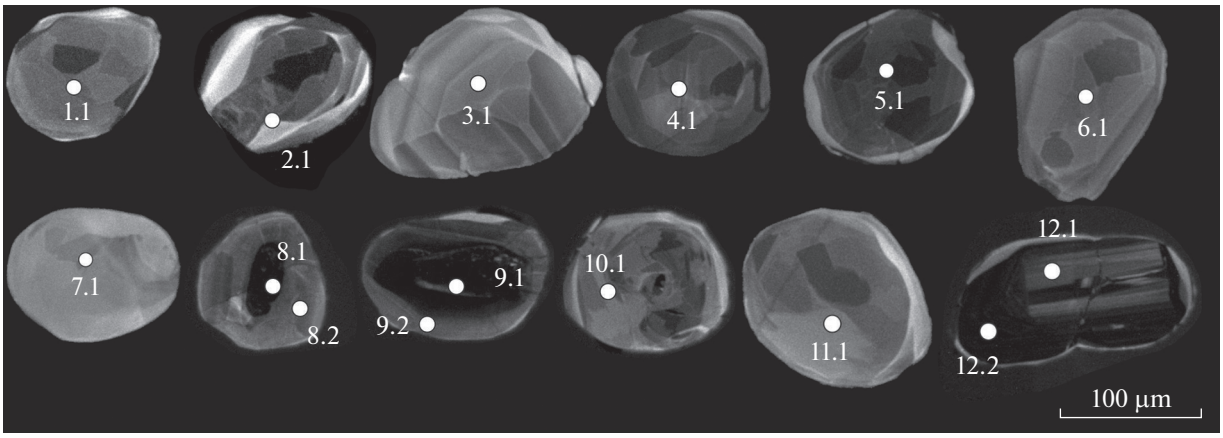

Рис. 2. Катодолюминесцентное изображение цирконов из дайки гранит-аплитов в районе среднего течения р. Кан (проба К-16-8). Кратер анализа (размер кружка) приведен в уменьшенном в два раза масштабе.

происходило субсинхронно с палеопротерозойским низкотемпературным метаморфизмом гранулит-гнейсового комплекса вблизи тектонической зоны.

Согласно тектонической модели раннедокембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа (Попов, 2001), высокоградиентные гранулит-амфиболитовые и гранитоидные комплексы канской серии образовались в коллизионный этап в период 1.9–1.85 млрд лет в результате погружения кузеевского комплекса под атамановский. Высокоградиентный метаморфизм от гранулитовой

Таблица 1. Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из пробы (К-16-8) аплитов

Точка	U, ppm	Th, ppm	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb_c$, %	$^{206}Pb^*$, ppm	Изотопные отношения[1]						*Rho*	Возраст, млн лет		*D*, %
						$^{207}Pb/^{206}Pb$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%		$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	
8.1	2287	417	0.19	0.02	605	0.1093	0.24	4.636	1.8	0.3076	1.7	0.991	1729 ± 27	1787.7 ± 4.3	3
15.1	195	14	0.07	0.32	54.3	0.1091	1.3	4.87	2.3	0.3236	1.8	0.811	1807 ± 29	1785 ± 24	–1
7.1	48	4	0.08	0.28	13.7	0.1074	1.9	4.9	2.7	0.3308	2	0.726	1842 ± 31	1755 ± 34	–5
15.2	178	14	0.08	0.02	50.6	0.10987	0.78	5.023	1.9	0.3316	1.7	0.908	1846 ± 27	1797 ± 14	–3
1.1	122	8	0.07	0.13	35.1	0.1087	1.2	4.99	2.1	0.3331	1.8	0.821	1853 ± 28	1778 ± 22	–4
10.1	82	6	0.07	0.13	23.7	0.107	1.2	4.93	2.1	0.3339	1.8	0.819	1857 ± 28	1749 ± 23	–6
6.1	100	7	0.07	0.34	29	0.1082	1.3	5.01	2.2	0.3358	1.8	0.802	1866 ± 29	1770 ± 24	–5
4.1	148	10	0.07	0.05	42.8	0.10899	0.91	5.068	1.9	0.3372	1.7	0.881	1873 ± 28	1783 ± 17	–5
8.2	132	9	0.07	0.00	38.4	0.1078	1.1	5.03	3	0.3387	2.8	0.934	1880 ± 46	1762 ± 20	–6
13.1	163	11	0.07	0.14	47.6	0.10975	0.91	5.13	2	0.3391	1.7	0.884	1882 ± 28	1795 ± 17	–5
12.2	1894	275	0.15	0.06	553	0.1136	0.91	5.293	1.9	0.3397	1.6	0.872	1885 ± 27	1848 ± 17	–2
9.1	907	103	0.12	0.11	265	0.1095	0.41	5.134	1.7	0.34	1.6	0.970	1887 ± 27	1791 ± 7.5	–5
12.1	331	215	0.67	0.35	97.3	0.1207	1.1	5.52	2.1	0.3406	1.7	0.807	1890 ± 27	1919 ± 22	2
2.1	136	9	0.07	0.05	39.7	0.1097	10	5.15	2	0.3408	1.7	0.865	1890 ± 28	1794 ± 18	–5
14.1	40	3	0.07	0.00	11.8	0.1089	1.8	5.17	2.7	0.3445	2	0.752	1908 ± 34	1781 ± 33	–7
11.1	62	4	0.06	0.08	18.5	0.1079	1.4	5.13	2.3	0.345	1.9	0.802	1911 ± 31	1765 ± 25	–8
3.1	62	4	0.07	0.23	18.4	0.1086	1.5	5.18	2.3	0.3463	1.8	0.771	1917 ± 30	1775 ± 27	–7
5.1	261	21	0.08	0.07	78	0.10834	0.65	5.196	1.8	0.3478	1.7	0.932	1924 ± 28	1772 ± 12	–8
9.2	128	7	0.06	0.21	41	0.1071	1.2	5.51	2.1	0.373	1.7	0.824	2043 ± 30	1751 ± 22	–14

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец, соответственно. Ошибка калибровки стандарта не превышает 0.53%. [1] – Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb. *D* – дискордантность. *Rho* – коэффициент корреляции отношений $^{207}Pb^*/^{235}U$ и $^{206}Pb^*/^{238}U$. Последовательность точек снизу вверх расположена в порядке увеличения возраста.

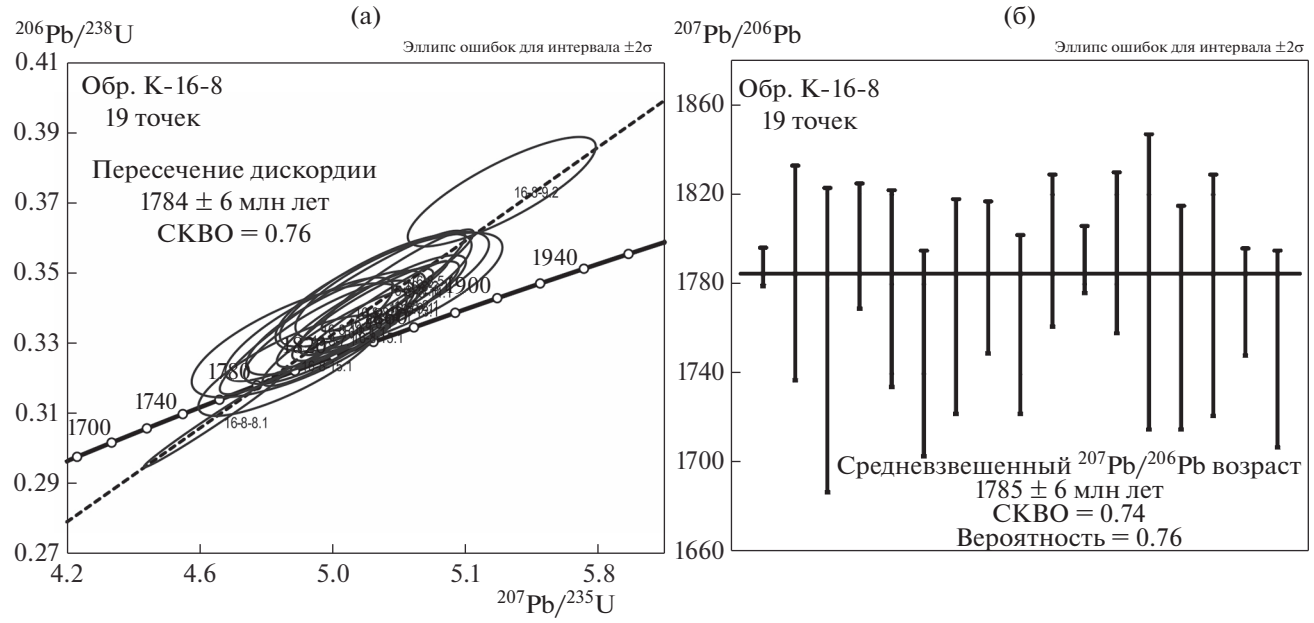

Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией (а) и распределение $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста (б) для цирконов из гранит-аплитов (К-16-8).

фации повышенных давлений до амфиболитовой фации был тесно связан с внедрением коллизионных гранитов таракского комплекса с временем проявления 1.87–1.84 млрд лет (Ножкин др., 2003). Орогенный этап в регионе сменился этапом рифтообразования (1.80–1.60 млрд лет) и сопровождался метаморфизмом мафических гранулитов (1.77 млрд лет) (Туркина и др., 2012), внедрением даек анорогенных гранит-аплитов вблизи разлома субсинхронно с лейкогранитами поздней фазы Таракского комплекса (1.75 млрд лет) и чарнокитами (1.73 млрд лет) (Бибикова и др., 2001). В целом, полученные значения возраста гранулитового метаморфизма, установленные по ксеногенным цирконам из гранит – аплитов совпадают с таковыми для посольненского массива (1790 ± 9 млн лет) (Попов и др., 2020) в пределах погрешности метода, взаимосвязаны с поздним этапом регионального метаморфизма и попадают во временной промежуток формирования раннего и позднего гранитоидных комплексов – собственно Таракского комплекса (1.84 млрд лет) и Телькунского комплекса (1.76–1.75 млрд лет).

Кроме того, в центральной части Таракского блока, к северо-западу от дайки аплита, проявлен ультравысокотемпературный UHT метаморфизм пород кузеевской толщи с возрастом 1744 ± 26 млн лет по биминеральной изохроне монацит-циркон (Лиханов и др., 2016). Эволюция *P-T* параметров этих пород с ходом “против часовой стрелки” при высоком градиенте до 200°C/кбар указывает на развитие UHT парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве 900–1000°C с последующим субизобарическим остыванием (Лиханов, 2020). Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~1.75 млрд лет) в составе Транссибирской КМП (Reverdatto et al., 2019). Рассчитанные значения температур и эволюция *P-T* параметров метаморфизма во времени хорошо согласуются с условиями формирования UHT гранулитов сапфиринсодержащих гранулитов Анабарского щита (Ножкин и др., 2019).

Таким образом, анализ возрастных соотношений между породами региона свидетельствует о внедрении дайки аплитов после этапа гранулитового метаморфизма и субсинхронно с UHT метаморфизмом, что позволяет отнести дайковый магматизм по времени проявления к поздней фазе лейкогранитов 1.75 млрд лет Таракского полихронного комплекса. Совокупность данных о магматической и тектоно-метаморфической активности в регионе подтверждает представление о геодинамической обстановке внутриплитного растяжения континентальной коры на западе Сибирского кратона, происходящих в интервале 1.80–1.75 млрд лет и позднее.

Активизация магматической деятельности на западной окраине Сибирского кратона могла быть связана со сборкой предполагаемого палеомезопротерозойского суперконтинента Нуна (Колумбия) (Roger, Santosh, 2002). Синхронность магматической активности и сопутствующего рифтогенеза, а также схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Нуны, подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов се-

верной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в широком диапазоне времени, что согласуется с современными палео реконструкциями положения суперконтинентов (Evans, Mitchell, 2011).

Исследования выполнены в рамках госзаданий ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, АААА-А18-118052590032-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. (2001) U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов), Ангаро-Канский выступ (Енисейский кряж). *Геология и геофизика*. **42**(5), 864-867.

Каулина Т.В. (2010) Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 144 с.

Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. (2020) Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия. *Геотектоника*. **54**(1), 62-78.

Краснобаев А.А. (1986) *Циркон, как индикатор геологических процессов*. М.: Наука, 146 с.

Кузнецов Ю.А. (1988) *Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Избранные труды*. Т. 1. Новосибирск: Наука, 218 с.

Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200000 (второе издание) (2002). Под ред. Качевского Л.К. Красноярск: ПГО Красноярскгеология, 200 с.

Лиханов И.И. (2020) Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры. *Петрология*. **28**(1), 4-22.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. (2015) *P-T-t* реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами. *Геология и геофизика*. **56**(6), 1031-1056.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. (2016) Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия. *Петрология*. **24**(4), 423-440.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. (1993) Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: Труды ОИГГиМ СО РАН, 221 с.

Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. (2003) Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **44**(9), 879-889.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. (2016) Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок). *Геология и геофизика*. **57**(2), 312-332.

Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А., Крылов А.А., Серов П.А. (2019) Сапфиринсодержащие гранулиты Анабарского щита. *Геохимия*. **64**(5), 486-502.

Nozhkin A.D., Likhanov I.I., Savko K.A., Krylov A.A., Serov P.A. (2019b) Sapphirine-bearing granulites of the Anabar shield. *Geochem. Int.* **57**(5), 524-539.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И. (2020) Поздненеопротерозойские островодужные вулканические ассоциации в аккреционном поясе юго-западного обрамления Сибирского кратона (Предивинский террейн Енисейского кряжа). *Геохимия* 65(4) в печати.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I. (2020) Late Neoproterozoic island-arc volcanic associations in the accretion belt at the southwestern margin of the Siberian Craton (Predivinsky Terrain of the Yenisei Ridge). *Geochem. Int.* **58**(4).

Попов Н.В. (2001) Тектоническая модель раннедокембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **42**(7), 1028-1041.

Попов Н.В., Лиханов И.И., Савко К.А. Ревердатто В.В. (2020) Палеопротерозойский гранитоидный магматизм в тектонической истории Ангаро-Канского блока юго-западного обрамления Сибирской платформы. *ДАН*. **490**(2).

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Капитонов И.Н. (2012) Возраст мафических гранулитов из раннедокембрийского метаморфического комплекса Ангаро-Канского блока: U-Pb и Lu-Hf изотопный и редкоземельный состав циркона. *ДАН*. **445**(4), 450-458.

Evans D.A.D., Mitchell R.N. (2011) Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology*. **39**, 443-446.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. (2004) The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. In The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica (Eds. Gee D.G., Pease V.L.) *Geol. Soc. London Mem.* **30**, 69-74.

Likhanov I.I., Santosh M. (2017) Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent. *Precambrian Res.* **300**, 315-331.

Likhanov I.I., Santosh M. (2019) A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia. *Precambrian Res.* **328**, 128-145.

Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. (2018) Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean. *Lithos.* 304-307, 468-488.

Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Yu. (2019) The nature and models of metamorphism. Springer: Chum, 330 p.

Rogers J.J.W., Santosh M. (2002). Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Res.* **5**, 5-22.

Rosen O.M. (2003). The Siberian Craton: tectonic zonation and stages of evolution. *Geotectonics* **37**, 175-192.

Rosen, O.M., Condie, K.C., Natapov, L.M. & Nozhkin, A.D. (1994). Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment. In *Archean crustal evolution* (Ed. Condie K.S.) *Elsevier:* Amsterdam, 411-459.

Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* **95**, 185-187.