

Том 29, номер 1
ISSN 0207 - 4028

Январь_Февраль 2010

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Д.В. Коваленко, О.О. Ставрова, Н.В. Цуканов.</i> Изотопные и геохимические характеристики позднемеловых и кайнозойских отложений флиша Камчатки и юга Корякии	3
<i>С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, Н.Н. Фефелов, Е.В. Саранина.</i> Геохимическая эволюция средне-позднекайнозойского магматизма в северной части рифта Рио-Гранде, запад США	15
<i>В.Е. Кириллов.</i> Опыт классификации рудоносных метасоматических и гидротермальных пород восточной части Алдано-Станового щита	44
<i>Н.В. Мирошниченко, Е.В. Перевозникова.</i> Интерметаллическое соединение Ni_3Au и твердые растворы золота и никеля в металлоносных отложениях триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня	60
<i>Т.В. Володькова, В.Я. Подгорный.</i> Геолого-геофизические характеристики горячих точек Приамурья	67
<i>Н.А. Харитонова, Г.А. Челноков, Е.А. Вах, А.А.Карабцов, Н.Н. Зыкин.</i> Геохимия углекислых минеральных вод Фадеевского месторождения (Приморский край)	83
<i>О.Ф. Лухнева, Ф.Л. Зуев, В.К. Балханов.</i> Построение карт неоднородностей топографии на основании фрактальной размерности (на примере Прибайкалья)	97

Дискуссия

<i>И.В. Кемкин, А.Н. Филиппов.</i> Ответ на критическую статью С.В. Зябрева “О биостратиграфии аккреционных комплексов Дальнего Востока (критический обзор нескольких статей)”	103
--	-----

Юбилей

<i>Валентин Григорьевич Моисеенко</i> (к 80-летию со дня рождения)	107
<i>Руслан Григорьевич Кулинич</i> (к 75-летию со дня рождения)	108

CONTENTS

<i>D.V. Kovalenko, O.O. Stavrova, N.V. Tsukanov.</i> Isotopic and geochemical features of the Late Cretaceous and Cenozoic flysch complexes of Kamchatka and southern Koryakia	3
<i>S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, N.N. Fefelov, Ye.V. Saranina.</i> Geochemical evolution of Middle-Late Cenozoic magmatism in the northern part of the Rio-Grande rift, western USA	15
<i>V.Ye. Kirillov.</i> Experience in classification of ore-bearing metasomatic and hydrothermal rocks, eastern part of the Aldan-Stanovoy shield	44
<i>N.V. Miroshnichenko, Ye.V. Perevoznikova.</i> The intermetallic compound Ni ₃ Au, and solid solutions of gold and nickel in the metalliferous sediments of the Triassic chert formation of the Sikhote-Alin	60
<i>T.V. Volodkova, V.Ya. Podgorny.</i> Geologic-geophysical characteristics of hot spots of Priamurye	67
<i>N.A. Kharitonova, G.A. Chelnokov, Ye.A. Vakh, A.A. Karabtsov, N.N. Zykin.</i> Geochemistry of carbonated mineral waters of the Fadeevskiy occurrence (Primorye).....	83
<i>O.F. Lukhneva, F.L. Zuev, V.K. Balkhanov.</i> Construction of the maps of the inhomogeneities of topography on the basis of fractal dimension (as exemplified by the Baikal region)	97
 Discussion	
<i>I.V. Kemkin, A.N. Filippov.</i> A response to S.V. Zyabrev's critical paper "Biostratigraphy of the Far East accretionary complexes (critical review of several papers)"	103
 Jubilees	
<i>Valentin G. Moiseenko</i> (80th birth anniversary)	107
<i>Ruslan G. Kulinich</i> (75th birth anniversary)	108

ИЗОТОПНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ФЛИША КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Д.В. Коваленко¹, О.О. Ставрова¹, Н.В. Цуканов²

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, г. Москва, 119017, e-mail: Dmitry@igem.ru*

²*Институт океанологии РАН, им. П.П.Ширшова, Нахимовский пр., 36, г. Москва, 117997, e-mail: mail@ocean.ru*

Поступила в редакцию 13 октября 2008 г.

Изотопные и геохимические исследования позднемеловых–кайнозойских флишевых толщ Камчатки и Корякии показали, что толщи были сформированы как минимум из двух источников – деплетированного (с низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высокими положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$) и обогащенного (с высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$). Обогащенным источником, по-видимому, являются комплексы древней верхней континентальной коры. Ювенильным источником большинства отложений флиша могли являться надсубдукционные породы и в меньшей степени базальты СОХ или базальты задуговых бассейнов. Составы исследованных позднемеловых и кайнозойских отложений флиша различаются. В позднемеловых породах преобладает обогащенный верхнекоровый материал. В кайнозойских толщах Укелятского прогиба и палеоцен-эоценовых толщах хр. Кумроч присутствует большая доля островодужной вулканокластики, флиш о. Карагинский близок по составу к позднемеловым флишевым толщам.

Ключевые слова: изотопный состав, древняя континентальная кора, деплетированный источник, кварц-полевошпатовый флиш, Камчатка, юг Корякии.

ВВЕДЕНИЕ

Меловые и кайнозойские флишевые толщи широко распространены на Камчатке и юге Корякии (рис. 1). В геологической структуре этих районов обнажения флиша образуют две зоны, протягивающиеся с юго-запада на северо-восток параллельно простиранию главных геологических структур. Первая из них (назовем ее “западная”) простирается от Малкинского хребта Камчатки на юге до Олюторского хребта на севере и включает флишевые толщи Западной и Центральной Камчатки, Ветвейского, Укелятского и Олюторского хребтов Корякии (рис. 1). Вторая (“восточная”) протягивается от Валагинского хребта Камчатки на юге до хребта Малиновского в Корякии на севере (рис. 1). Возраст толщ западной полосы флишевых пород варьирует от позднего мела до эоцена [11, 16, 19 и др.]. Эти толщи накапливались до тектонической аккреции к окраине Евразии Ачайва-ям-Валагинской островной дуги в эоцене [1, 3, 6, 17, 20 и др.]. Флишевые толщи восточной зоны по возрасту охватывают интервал от палеоцена до олигоцена и накапливались как до, так и после аккреции Ачайва-ям-Валагинской островной дуги. Задачей данной ра-

боты являлось выяснение изотопно-геохимических типов источников обломочного материала флиша, сформированных до и после аккреционных событий.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ФЛИШЕВЫХ ТОЛЩ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ Западная зона

На Камчатке флишевые толщи западной зоны распространены на хр. Омгон, в бассейне р. Рассошина, на Малкинском хребте (хозгонская свита) и на Камчатском перешейке (лесновская серия). Во всех районах толщ занимают нижнее структурное положение [1, 3, 4, 17 и др.]. На них с востока надвинуты пакеты тектонических пластин и чешуй, сложенных позднемеловыми–раннекайнозойскими кремнисто-вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами пород, сформированных в надсубдукционных условиях. Флишевые толщи интенсивно деформированы. Вся аккреционная структура с резким угловым несогласием перекрыта толщами раннеэоценового кинкильского вулканогенного комплекса и осадками снатольской свиты.

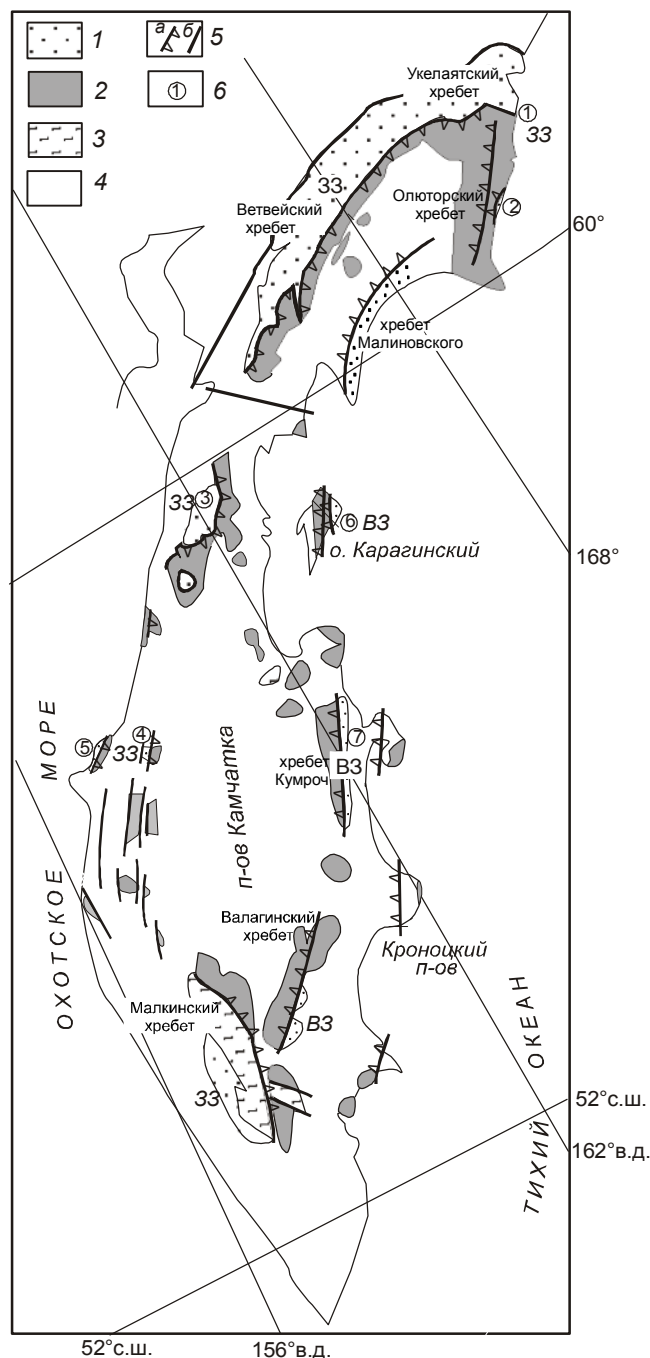


Рис. 1. Схема расположения изученных флишевых толщ п-ова Камчатка и юга Корякии. Условные обозначения.

1 – позднемеловые–раннекайнозойские флишевые толщ, 2 – позднемеловые–раннепалеоценовые кремнистые, кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы пород, 3 – комплекс метаморфических пород домелового фундамента, 4 – кайнозойские толщ, 5 – надвиги (а) и субвертикальные разломы (б); 6 – районы исследований: 1 – бух. Анастасии, 2 – мыс Витгенштейна, 3 – Камчатский перешеек, 4 – бассейн р. Рассошина, 5 – хр. Омгон, 6 – о. Карагинский, 7 – хр. Курумоч. 33 – западная зона, ВЗ – восточная зона.

Литологические исследования флишевых толщ западной зоны Камчатки [19] показали, что песчаники этих толщ относятся к кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам, в которых неокатанные обломки пород и минералов сцементированы тонкозернистым матриксом. Породы преобразованы в хлорит-серицитовые агрегаты, характерные для нижней части зеленосланцевой фации метаморфизма. Содержание кварца в породах – 20–35 %, плагиоклазов – 20–35 %, обломков пород – 35–50 %. Обломки пород представлены эффузивами среднего состава и тонкозернистыми кремнистыми, глинисто-кремнистыми и кремнисто-туфогенными осадочными породами. Часто встречаются базальты, иногда – метаморфические породы. Такой состав характерен для флишевых толщ всей западной зоны. Возраст флишевых толщ определялся по радиоляриям как кампан-маастрихтский, по иноцерамам – сенонский [19], методом трекового датирования – 114–44 млн лет [11].

Толщ формировались видимо в глубоководной обстановке [19]. Об этом свидетельствуют отсутствие макрофауны и обилие аутигенного пирита. Состав песчаников отражает наиболее общие черты области размыва, где преобладали дислоцированные вулканогенно-осадочные толщ с широким диапазоном эффузивов и неглубоким эрозионным срезом, вскрывающим незначительное количество интрузий и метаморфических пород (магматические дуги). Предполагается, что толщ накапливались на пассивном континентальном подножии или в тылу островной дуги [19].

На юге Корякии флишевые толщ западной зоны распространены на Ветвейском и Укелятском хребтах и на побережье Берингова моря вдоль восточного склона Олюторского хребта (рис. 1). Вместе с аналогичными толщами Аляски они объединены в единый Укелятско-Шумагинский прогиб [9]. Породы интенсивно деформированы и залегают в основании Ватынского тектонического покрова, надвинутого на них с юго-востока. На терригенные образования с резким угловым несогласием налегают вулканогенные образования велнолыкской свиты (эоцен–олигоцен).

Терригенные толщ Корякии близки по строению к двухкомпонентному флишу [5, 9]. В нижней части преобладают аргиллиты, в верхней – песчаники. Это отложения грауваккового состава. Их кластическая часть состоит на 20–30 % из обломков яшм, яшмоидов, спилитов и туфов. В ряде районов описаны олистостромовые образования, которые фациально замещают отложения нижней толщ и частично – верхней. Олистолиты представлены алевролитами, песчаниками, блоками флишоидных пород, глыбами яшм, спилитов, туфов и туфо-кремнистых пород. Из

терригенной матрицы олистостромы собраны иноцерамы и фораминиферы, характерные для маастрихта. В нижней части обнаружены маастрихтские и раннепалеогеновые (даний–палеоцен) фораминиферы [9]. На восточном склоне Олюторского хребта из флишевых толщ с олистолитами и без них был выделен комплекс нанопланктона, типичный для кампана–маастрихта [22]. Трековое датирование цирконов из флишевых толщ показывает диапазоны возрастов от 87 до 44 млн лет [11].

Восточная зона

На Камчатке флишевые толщи восточной зоны обнажаются на Валагинском хребте, хр. Кумроч и участвуют в структуре о. Карагинский (рис.1). Их возраст охватывает интервал от палеоцена до олигоцена [11]. Толщи интенсивно деформированы и залегают в покровно-складчатой структуре восточной вергентности.

Песчаники вулканогенных толщ (пачки и слои среди вулканитов) близки по составу к преобладающим в этих районах туфам. В них резко преобладают обломки базальтов, андезитов и дацитов, стекла, плагиоклазов и пироксенов. В подчиненном количестве присутствуют обломки тонкозернистых туфогенно-осадочных пород, аргиллитов, кремней, диабазов. Кварца – менее 20 %. Лишь в средней части валагинской свиты концентрация кварца достигает 40 % и состав песчаников близок к составу песчаников западной зоны.

Флиш, перекрывающий вулканогенный разрез, в нижней части представлен вулканомиктовыми разновидностями с турбидитовыми текстурами, с составом, в целом соответствующим составу подстилающих вулканитов. В верхней части (тальниковская свита Валагинского хребта и дроздовская свита хр. - Кумроч) они сложены двухкомпонентным песчано-аргиллитовым флишем грауваккового состава. Граувакки близки по составу грауваккам флишевых толщ западной зоны и содержат наряду с кластикой основных и средних вулканитов продукты разрушения кислых и метаморфических образований, образуя мощные (200–250 м) пачки и прослои субаркозового и смешанного составов [10, 18]. Во флише о. Карагинского присутствуют многочисленные гальки гранитоидов [23]. В работе [19] восточная зона рассматривается как ареал островных вулканов, в пределах которого вулканомиктовый материал смешивался с продуктами размыва континентальной коры.

На юге Корякии флишевые толщи восточной зоны обнажаются на юго-восточных склонах хр. Машиновского. Возраст пород, определенный по комплексам нанопланктона, охватывает интервал от па-

леоцена до раннего олигоцена [16]. Толщи деформированы в сложную изоклинально-складчатую структуру юго-восточной вергентности. Они сложены вулканомиктовыми граувакками, состоящими из обломков эффузивных пород (60–90 %) – андезитов и андезибазальтов, вулканического стекла и плагиоклаза, источником которых могли быть слабоэродированные интраокеанические островные дуги и активные континентальные окраины [16].

По мнению авторов работ [16, 17], флишевые толщи восточной зоны участвуют в структуре аккреционной призмы над кайнозойской зоной субдукции под окраину Евразии. Судя по возрасту пород, палеоценовые флишевые толщи хр. Кумроч могли формироваться до аккреции Ачайваям-Валагинской островной дуги, а толщи о. Карагинского – после нее.

ОБЪЕКТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы тонкообломочных песчаников и алевритов для изотопных и геохимических исследований были отобраны из флишевых толщ восточной и западной зон Камчатки и юга Корякии. Из обнажений западной зоны Камчатки образцы отбирались с хр. Омгон, из бассейна р. Рассошина, из толщ лесновской серии в районе р. Левая Лесная на Камчатском перешейке. На юге Корякии опробовались флишевые толщи Укелятского прогиба в районе бухты Анастасии и мыса Витгенштейна. Из восточной зоны были исследованы образцы терригенных пород с хр. Кумроч и о. Карагинский (рис. 1).

Возраст опробованных пород западной полосы устанавливается: на хр. Омгон по данным трекового анализа – 114, 102, 100, 85, 80 млн лет, из бассейна р. - Рассошина – 78, 80 млн лет [11]. Из исследованных нами образцов лесновской серии были выделены формы нанопланктона: *Cyclagelosphaera margerelii* Noel, *Watznaueria fossacincta* (Black), *Watznaueria barnesae* (Black) и *Arkhangelskiella* sp., характерные для коньяка–маастрихта (Устинова М.Н., устное сообщение). Возраст пород в районе бухты Анастасии определен методом трекового датирования – 48 млн лет [11], в районе м. Витгенштейна для терригенных пород с олистолитами базальтов – 66 млн лет [11] и по комплексу нанопланктона – маастрихт [22] и сантон–маастрихт – для терригенных пород без олистолитов [22].

Возраст опробованных пород восточной зоны на хр. Кумроч (бассейн р. Второй – ветловская серия, притоки р. Камчатки в районе Больших Щек – дроздовская толща) определяется по комплексу радиоларий и планктонным фораминиферам как палеоцен-среднеэоценовый. По данным трекового датирования для пород дроздовской толщи получены оценки

возраста – 67, 58, 56, 68 млн лет. На о. Карагинском образцы были отобраны в бассейне р. Корохринваям. Судя по датировкам [23], возраст опробованных толщ соответствует позднему эоцену.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение порообразующих оксидов выполнено рентгенофлуоресцентным методом (RFA) в Институте геохимии СО РАН. Концентрации элементов-примесей в образцах определяли методом ICP-MS в Институте аналитического приборостроения РАН с относительной погрешностью 5–10 %.

Измерения изотопного состава пород проводили в Геологическом институте КНЦ РАН (Апатиты). Изотопный состав Nd определялся на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) по методике, детально описанной в [2]. Погрешность воспроизводимости изотопного состава Nd стандарта La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511833 \pm 6$ (2σ , $N=11$) не превысила 0.0024 % (2σ). Такая же погрешность получена при измерениях параллельных анализов нового японского стандарта JNd₁ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512072 \pm 2$ (2σ , $N=44$). Погрешность отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, рассчитанная из семи измерений концентраций Sm и Nd в стандарте BCR-1, составляет 0.2 % (2σ). Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг, по Sm – 0.06 нг. Измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в стандарте LaJolla.

Измерения изотопного состава Sr проводились на масс-спектрометре МИ 1201-Т в двухленточном режиме на рениевых лентах. Изотопный состав Sr во всех образцах был нормализован к величине, рекомендованной NBS SRM-987, равной 0.710235. Погрешности анализа не превышают 0.04 %, определения Rb-Sr отношений – 1.5 %. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Rb равно 2.5 нг, по Sr – 1.2 нг.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ФЛИШЕВЫХ ПОРОД

Все меловые терригенные породы характеризуются содержанием SiO_2 от 63 до 77 вес. %, что свидетельствует о значительном участии в осадконакоплении сиалического материала. Вариации концентраций кремнезема в более молодых палеоцен-олигоценых породах более широкие – от 47 до 76 вес. %.

На диаграммах $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{Th}-\text{Al}_2\text{O}_3$ составы флишевых пород смещены от среднего состава верхней континентальной коры в область обогащения вулканокластическим детритом [24] (рис. 2). На диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{Rb}$ составы всех терригенных пород характеризуются постоянным отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}$, близким к таковому для усредненной верхней континентальной коры [24] (рис. 2). Такие соотношения характерны для недостаточно выветрелых “незрелых” терригенных пород [24]. В породах палеоцен-эоценовых толщ наблюдаются более низкие концентрации K_2O и Rb.

Как видно на спайдерграммах (рис. 3) [25], составы исследованных позднемеловых флишевых пород характеризуются высокими концентрациями легких литофильных элементов (LILE) и легких редких земель (LREE) и низкими содержаниями высокозарядных элементов (HFSE) и тяжелых редких земель (HREE). Такие составы характерны для надсубдукционных пород и комплексов верхней континентальной коры [12, 25, 26]. Концентрации элементов во флишевых породах в основном ниже средних концентраций этих элементов в верхней континентальной коре. Особенно резкие отличия наблюдаются для концентраций HFSE, в частности для Ta и Nb. По-видимому, это связано с присутствием во флише как продуктов размыва континентальной коры, так и вулканокластического детрита, образованного в надсубдукционных условиях, для которого типичны глубокие Ta-Nb минимумы.

Составы более молодых палеоцен-олигоценых толщ более разнообразны. Исследованные эоценовые флишевые толщи бухты Анастасии и два образца палеоцен-эоценовых пород хр. Кумроч в целом характеризуются теми же особенностями, что и меловые толщи, но сильнее деплетированы Ta. Один образец с хр. Кумроч (9615/12) по распределению REE близок к базальтам COX (рис. 3). Исследованные нами [23] составы эоцен-олигоценых флишевых толщ о. Карагинского практически не отличаются от составов позднемеловых флишевых пород (рис. 3). Флишевые толщи, отнесенные в работе [23] к олистолитам, сильно обогащены Ba.

Изотопные составы Nd и Sr для флишевых пород приведены на рис. 4. Видно, что величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для позднемеловых флишевых пород меняются от +1 до -5, значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для этих пород варьируют от 0.706 до 0.710 и отрицательно коррелируют с $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для палеоцен-эоценовых толщ меняются от +9 до +1. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для двух образцов эоценовых пород бух. Анастасии соответствуют 0.706 и 0.707. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ коррелируют с концентрациями SiO_2 и MgO.

ИЗТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

ИЗТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Корреляции изотопных и геохимических составов флишевых пород (рис. 4) показали, что они были сформированы из двух источников – деплетированного (с низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высокими по-

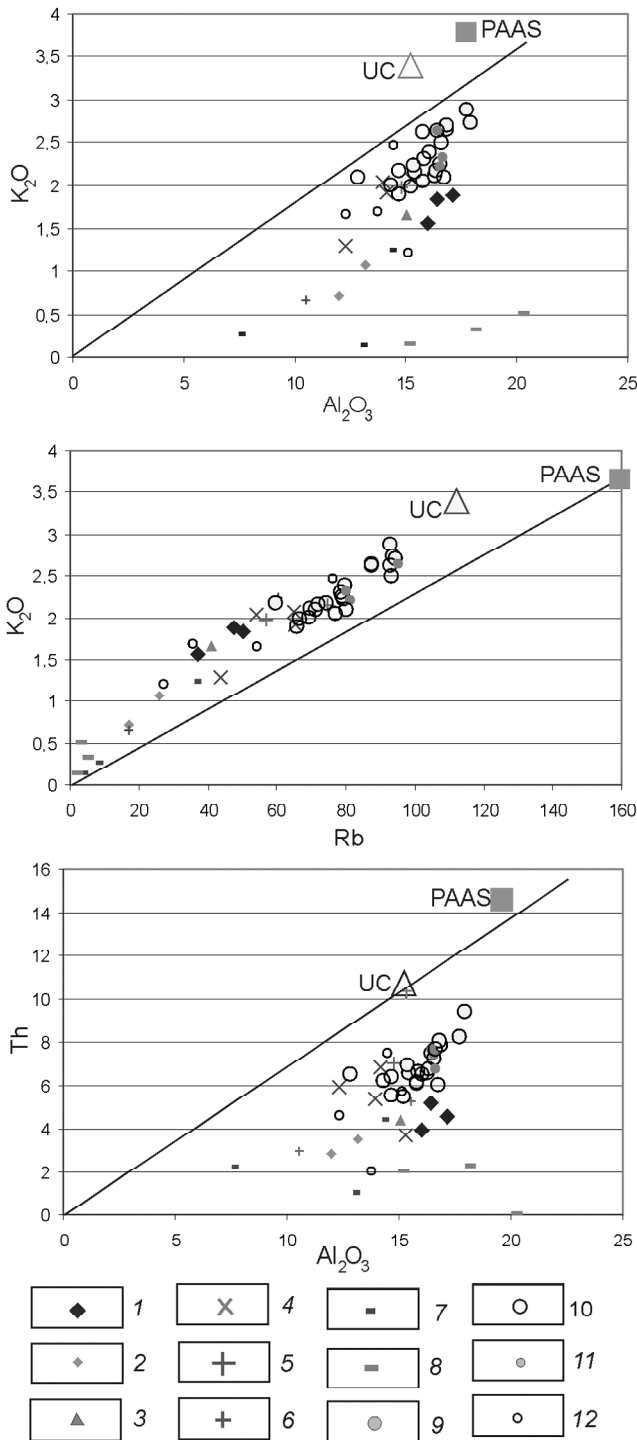


Рис. 2. Диаграммы $K_2O-Al_2O_3$, K_2O-Rb , $Th-Al_2O_3$. 1–12 – составы терригенных пород: 1 – хр. Омгон (поздний мел), 2 – бассейн р. Рассошина (поздний мел), 3 – п-ов Утхолок (палеоцен), 4 – Камчатский перешеек (лесновская серия, поздний мел), 5 – м. Витгенштейна (терригенные толщи с олистолитами базальтов и кремнистых пород, палеоцен), 6 – м. Витгенштейна (терригенные толщи без олистолитов, палеоцен), 7 – бух. Анастасии (терригенные толщи Укелятского прогиба, эоцен), 8 – хр. Кумроч (дроздовская свита, палеоцен), 9–12 – о. Ка-

рагинский (терригенные толщи [23]): 9 – с возрастом 50 млн лет, 10 – с возрастом 30 млн лет, 11 – матрица олистостромы, 12 – олистолиты терригенных пород. Диагональная линия – линия регрессии, рассчитанная для кайнозойских карбонатных турбидитов скв. ODP 765 [24]. Она демонстрирует, что соотношения $K_2O-Al_2O_3$, K_2O-Rb , $Th-Al_2O_3$ постоянны в этих породах и близки к таковым для состава усредненной верхней континентальной коры и PAAS, а концентрации элементов в породах меняются из-за разных пропорций биогенных карбонатных и терригенных фаз в них. UC – состав усредненной верхней континентальной коры [12]. PAAS – Post-Archean Average Shale – средний состав постархейских сланцев [12]. Величины соотношений элементов могут меняться в зависимости от состава терригенной фазы. Например, присутствие кластики вулканических пород нормальной щелочности будет уменьшать соотношения K_2O/Al_2O_3 и Th/Al_2O_3 .

ложительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ и обогащенного (с высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$). В разной степени проявленные корреляции изотопного состава Nd с концентрациями MgO и SiO_2 показывают, что ювенильный источник характеризовался низким содержанием SiO_2 и высоким – MgO (вероятно, основные породы), а обогащенный – высоким содержанием SiO_2 и низким – MgO (кислые породы). По-видимому, обогащенным источником являются комплексы древней верхней континентальной коры, которые всегда характеризуются низкими отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ и высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$. Рассчитанный при $\epsilon_{Nd}(T) = -5$ ($^{147}Sm/^{144}Nd = 0.135471$) модельный возраст этих пород соответствует 1.5 млрд лет. Ювенильным источником большинства флишевых пород, вероятно, являются надсубдукционные породы. Об этом свидетельствуют особенности их геохимического состава – обогащение LILE и LREE и деплетирование HFSE и HREE. Некоторые породы флишевых толщ ветловской серии хр. Кумроч, судя по распределению REE, были образованы при размыве базальтов COX или базальтов задуговых бассейнов.

На диаграммах $Th/La - Nb/U$ и $Zr/Nb - Th/La$ (рис. 5) составы меловых флишевых пород также образуют тренд от области, близкой к среднему составу верхней континентальной коры, в область наиболее распространенных составов надсубдукционных меловых пород Камчатки и юга Корякии [8, 14]. Составы кайнозойских флишевых пород на диаграмме $Th/La - Nb/U$ образуют тренд от области, близкой к среднему составу верхней континентальной коры, в область составов меловых надсубдукционных пород Камчатки и юга Корякии, но полностью перекрываются с полями наиболее распространенных составов эоценовых надсубдукционных пород Камчатки и юга Ко-

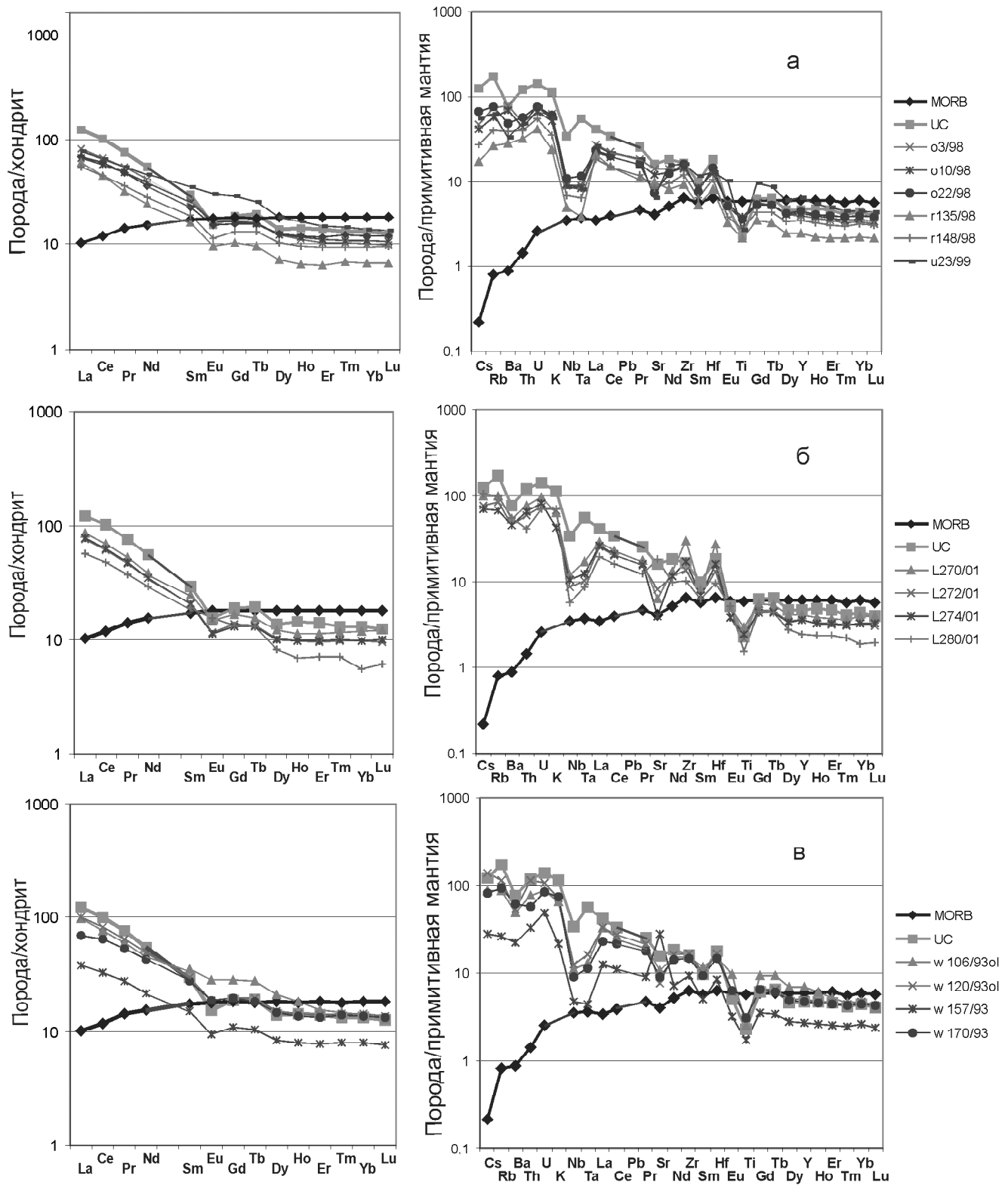


Рис. 3. Спайдерграммы для терригенных пород.

MORB – базальты срединно-океанических хребтов, UC – верхняя континентальная кора [26]. Районы: а – хр. Омгон (o3/98, o10/98, o22/98), поздний мел; бассейн р. Рассошина (r135/98, r148/98), поздний мел; пов. Утхолок (u23/99), палеоцен; б – Камчатский перешеек, лесновская серия, поздний мел; в – м. Витгенштейна (w106/93ol, w120/93ol – толща с олистолитами, w157/93, w170/93 – толща без олистолитов), палеоцен;

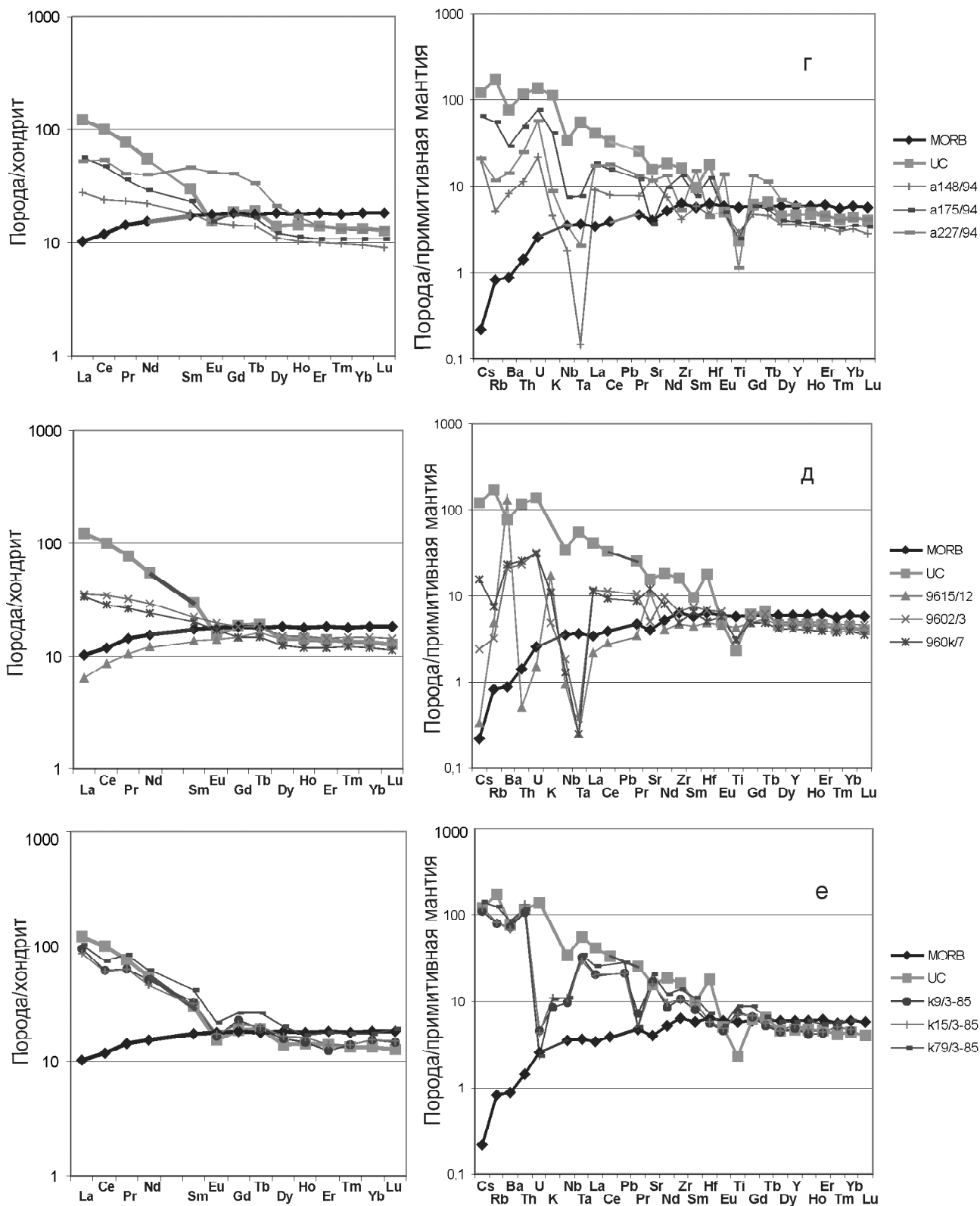


Рис. 3. Спайдерграммы для терригенных пород. (Продолжение).

Районы: г – бухта Анастасии, эоцен; д – хр. Кумроч, палеоцен; е – о. Карагинский (данные из [23]).

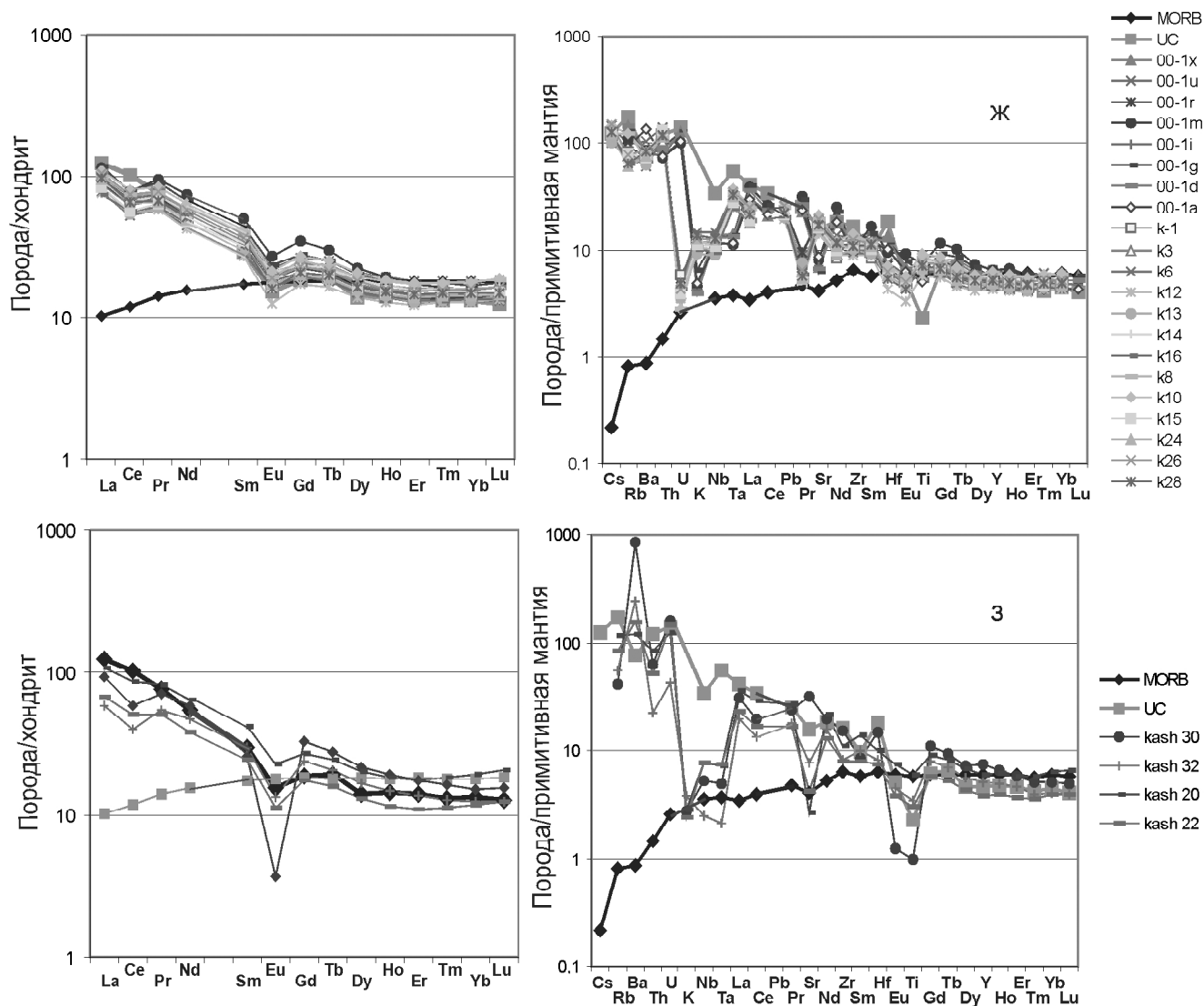


Рис. 3. Спайдерграммы для терригенных пород. (Окончание).

ж – о. Карагинский (данные из [23]); з – о. Карагинский (олистолиды по [23]).

рякии [7, 13]. Состав одного образца ветловской серии хр. Кумроч попадает в область задуговых пород (рис. 5б). На диаграмме $Zr/Nb - Th/La$ поле составов терригенных пород хр. Кумроч, Укелятского прогиба и олистолидов о. Карагинского вытягивается от области средних составов верхней континентальной коры до области составов меловых надсубдукционных пород Камчатки и юга Корякии, пересекая области составов эоценовых надсубдукционных пород. Поле составов терригенных толщ о. Карагинского (за исключением олистолидов) вытягивается от состава усредненной верхней континентальной коры в сторону области меловых надсубдукционных пород с низкими величинами отношений Zr/Nb , практически не перекрываясь с областями составов эоценовых надсубдукционных пород (рис. 5г). По-видимому, главными источниками сноса являлись древняя верхняя

континентальная кора и меловые надсубдукционные толщи Камчатки и юга Корякии, вклад эоценовых надсубдукционных пород был незначителен.

Как было указано выше, составы исследованных позднемеловых и кайнозойских флишевых пород различаются. Как видно почти на всех изотопных диаграммах (рис. 4), в позднемеловых породах присутствует значительно большее количество обогащенного верхнекорового материала, чем в кайнозойских: величины $\epsilon_{Nd}(T)$ для позднемеловых флишевых пород меняются от +1 до -5, а для палеоцен-эоценовых толщ – от +9 до +1. На рис. 6 приведены кривые смещения [15], рассчитанные для двух источников: деплетированного надсубдукционного источника ($Sm = 4.02$ ppm; $Nd = 15.07$ ppm; $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.161240$; $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513107$; $Sr = 666.2$ ppm; $Rb = 18.4$ ppm; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70348$; $Th/La = 0.13$;

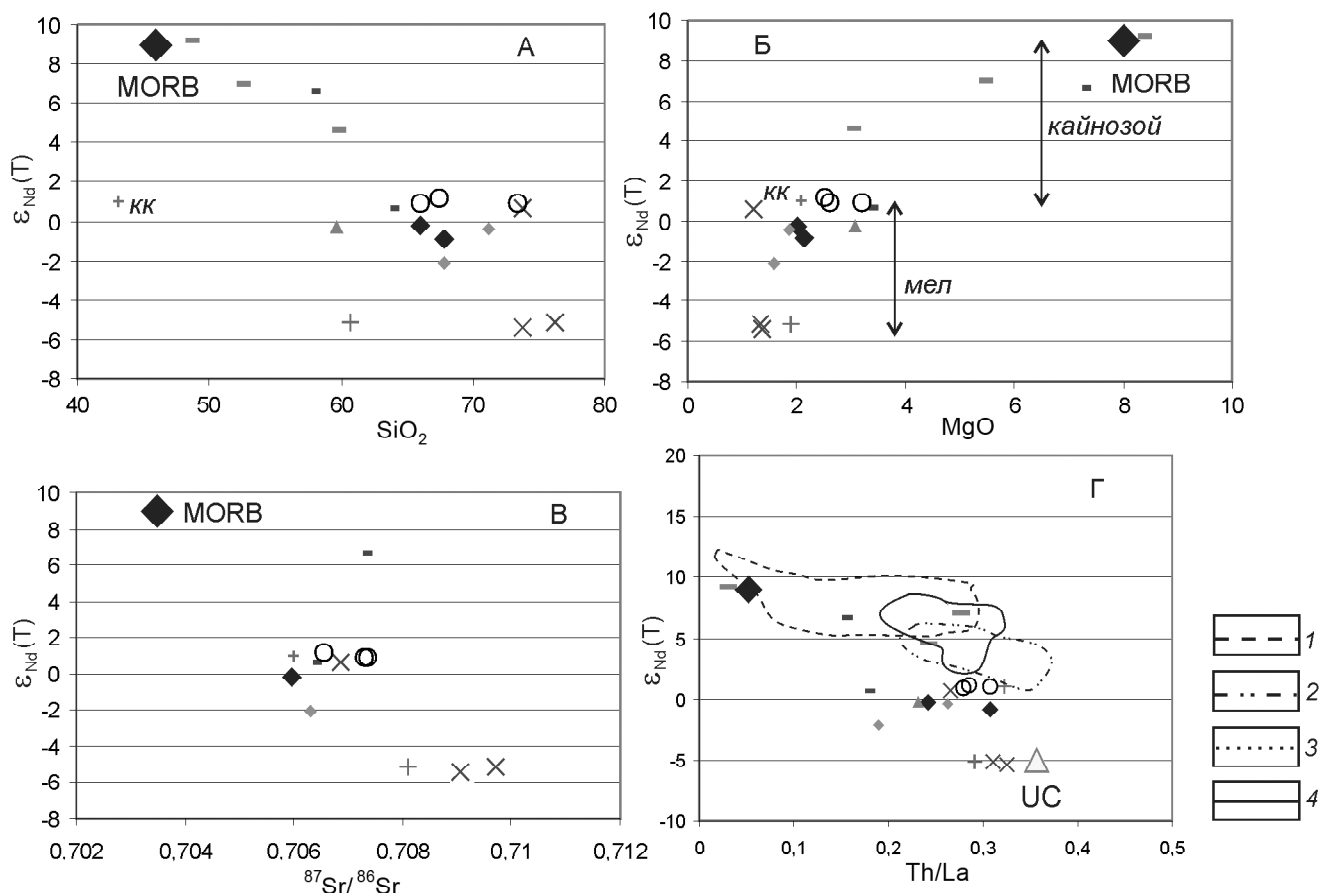


Рис. 4. Изотопный состав терригенных пород Камчатки и юга Корякии.

1–4 – составы магматических пород [7, 8, 13, 14]: 1 – меловых надсубдукционных, 2 – эоценовых надсубдукционных (кинкийский комплекс, Камчатка), 3 – меловых задуговых, 4 – эоценовых надсубдукционных (хр. Малиновского, юг Корякии). KK – карбонатная конкреция. Остальные обозначения см. рис. 2.

Th=0.83 ppm; La=6.36 ppm) и обогащенного верхнекоревым материалом источника, за который принят наиболее обогащенный состав лесновской серии (Sm = 3.138 ppm; Nd = 14.97 ppm; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.126721$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512328$; Sr = 122.5 ppm; Rb = 57.5 ppm; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70906$; Th/La = 0.325; Th = 6.81 ppm; La = 20.96 ppm). Некоторые составы исследованных флишевых пород лежат близко к линиям смешения, другие не совпадают с ней. Вероятно, в процессе осадконакопления участвовало большее количество источников. Возможно, еще размывались породы океанической коры с низкими концентрациями Th и обогащенные по изотопному составу Sr. Тем не менее, грубо оценить пропорции двух упомянутых выше источников представляется возможным. В соответствии с линией смешения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 6), позднемиоценовые толщ могут являться смесью деплетированного надсубдукционного (0–30 %) и обогащенного верхнекоревых источников (70–100 %). По кривой смешения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \text{Th}/\text{La}$

вклад деплетированного источника составляет 0–40 %, а обогащенного верхнекоревых – 60–100 %.

Состав кайнозойских толщ значительно более неоднороден. В кайнозое накапливаются эоценовые толщ Укелятского прогиба (бухта Анастасии), палеоцен-эоценовые толщ хр. Кумроч с большой долей островодужной вулканокластике (40–100 %) и флиш о. Карагинского, состав которого близок к составу позднемиоценовых флишевых толщ (55–60 % древнего верхнекоревых материала и 40–45 % деплетированного надсубдукционного).

Установленные особенности флишевых пород Камчатки и юга Корякии можно увязать с этапами тектонического развития этих районов. Позднемиоценовые флишевые толщ западной полосы накапливались у подножия Азиатской континентальной окраины. Восточнее и юго-восточнее в Тихом океане существовала система островных дуг, которые, по палеомагнитным данным, были значительно удалены от окраины материка (рис. 7А) [6]. Снос терригенного

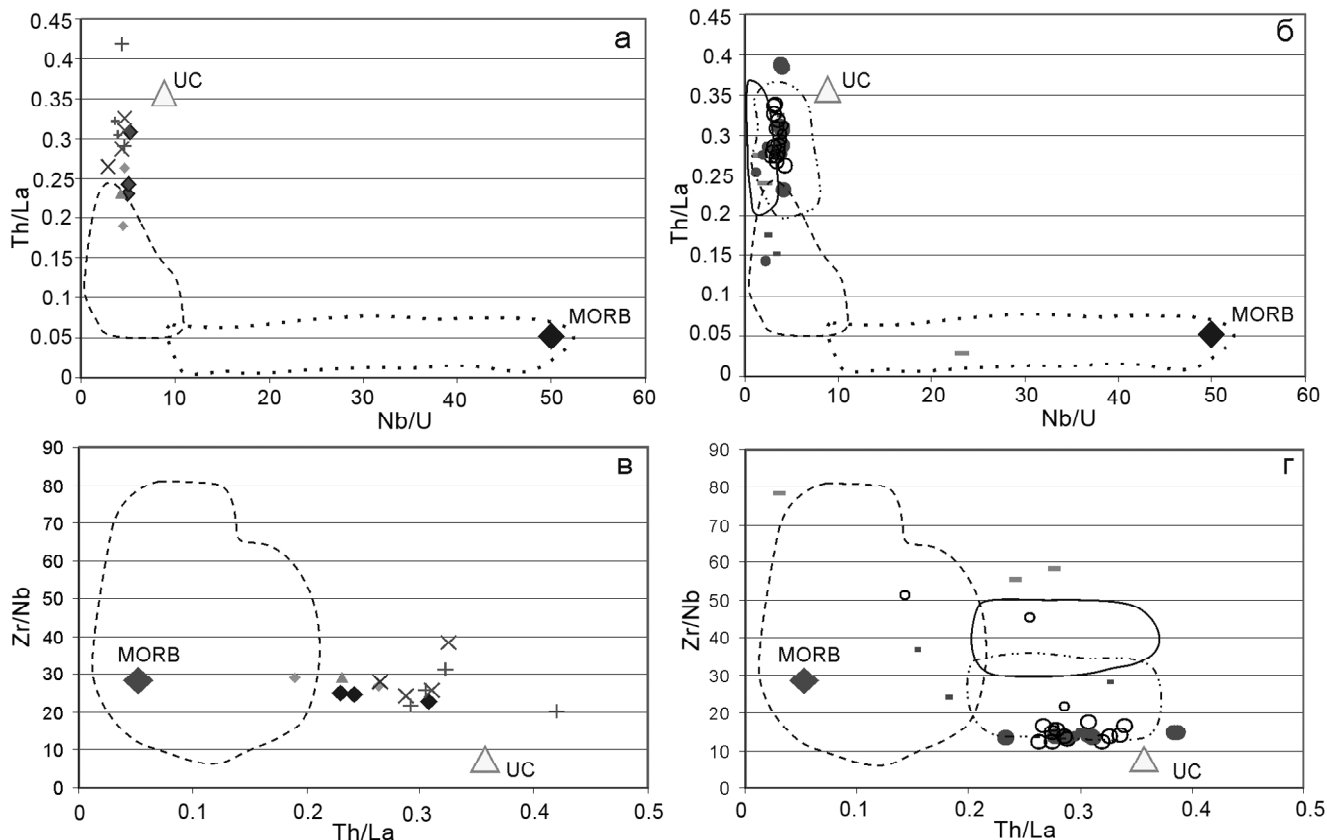


Рис. 5. Составы терригенных пород Камчатки и юга Корякии на диаграммах Th/La, Nb/U, Zr/Nb для меловых (а, в) и кайнозойских (б, г) пород.

Обозначения см. рис. 2 и 4.

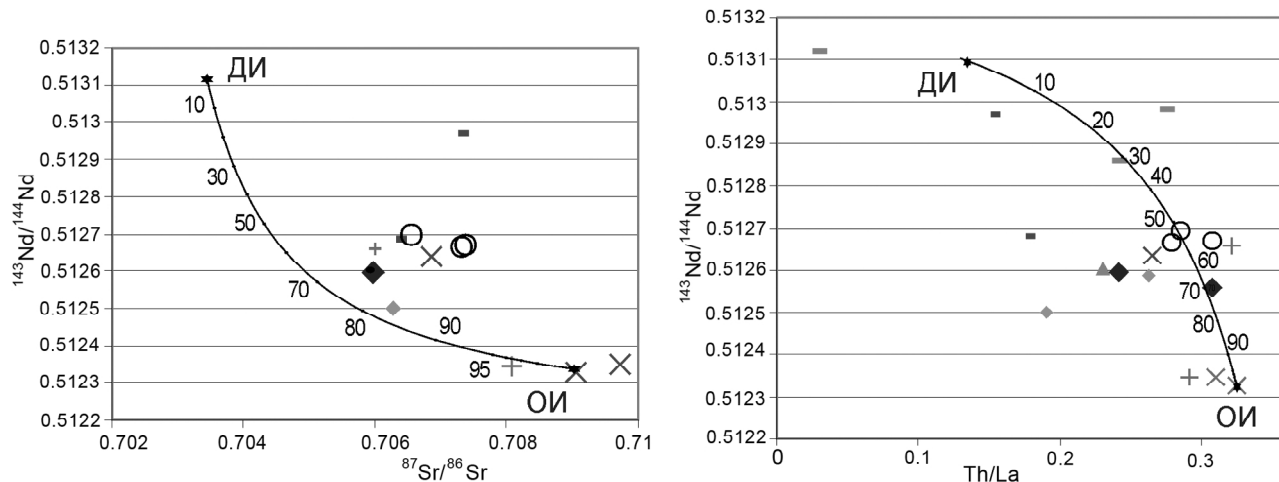


Рис. 6. Расчетные линии смешения для деплетированных (ДИ) и обогащенных (ОИ) источников терригенных пород.

Цифры вдоль кривых – процентное соотношение источников. Остальные обозначения см. рис. 2 и 4.

материала происходил в основном с материка, размывались комплексы древней верхней континентальной коры с отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ и высокими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и в значительно

меньшей степени – толщи основного состава с высокими положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ и низкими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$. В конце палеоцена–начале эоцена произошло тектоническое совмещение ост-

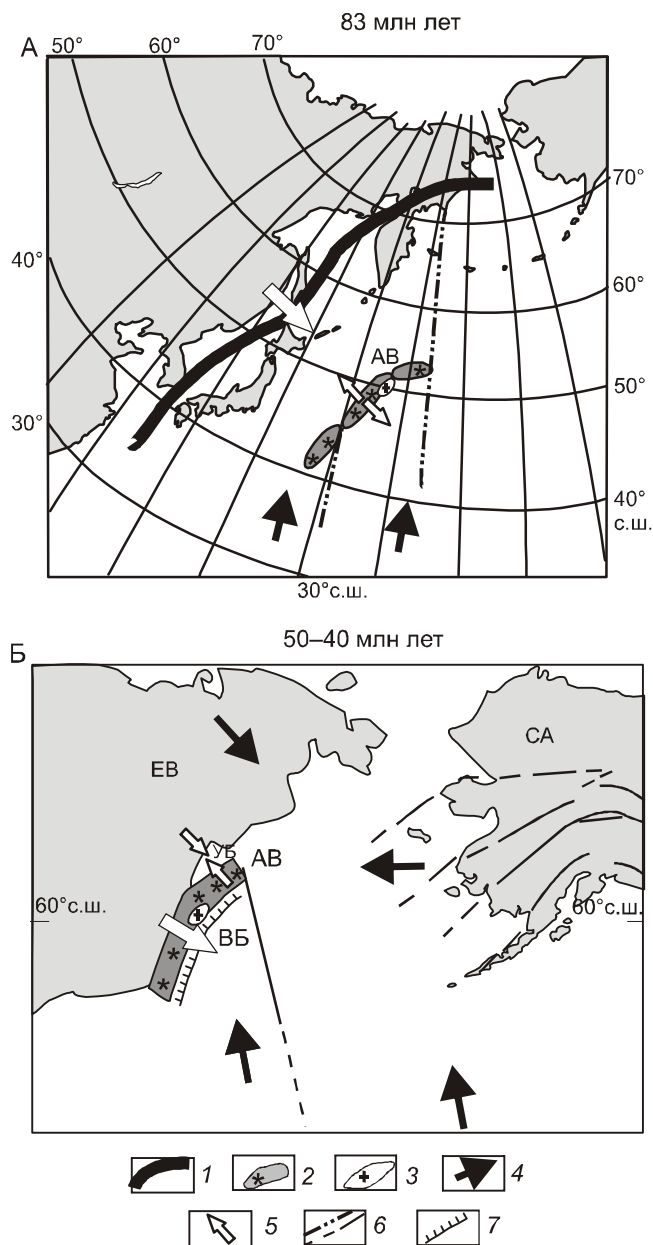


Рис. 7. Реконструкции для позднего мела (а) и эоцена (б).

1 – границы материка, 2 – островодужные сегменты, 3 – блоки континентальной коры, 4 – направления движения литосферных плит, 5 – направление сноса терригенного материала, 6 – разломы, 7 – аккреционная призма. ЕВ – Евразийская плита, СА – Северо-Американская плита, АВ – Ачайваям-Валагинская островная дуга, УБ – Укеляятский бассейн, ВБ – Ветловский бассейн.

ровных дуг с материком и начался рост орогенного сооружения. В раннем эоцене заложились новые надсубдукционные пояса – Кинкильский на Камчатке и хр. Малиновского на юге Корякии (рис. 7Б) и началось формирование аккреционных призм. Терри-

генные толщи ветловского бассейна восточнее орогенного сооружения формировались в области аккреционных призм при размыве комплексов древней верхней континентальной коры и аккрецированных меловых надсубдукционных толщ. В еще не закрывшийся Укеляятский бассейн терригенный материал поступал при разрушении комплексов древней верхней континентальной коры и меловых надсубдукционных толщ из-за деформаций при веерообразном закрытии бассейна [6]. Вклад вулканического материала эоценовых Кинкильского вулканического пояса и пояса хр. Малиновского незначителен. Формирование терригенных толщ о. Карагинского, вероятно, протекало в специфических условиях при близких источниках сноса большого объема древнего корового материала. Возможно, с этим источником связаны многочисленные гальки гранитоидов, обнаруженные в терригенных толщах острова [21, 23].

ВЫВОДЫ

1. Изотопные и геохимические исследования поздне меловых–кайнозойских флишевых толщ Камчатки и Корякии показали, что толщи были сформированы как минимум из двух источников – деплетированного (с низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высокими положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$) и обогащенного (с высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$). Обогащенным источником, по-видимому, являются комплексы древней верхней континентальной коры. Деплетированным источником большинства флишевых пород могли являться надсубдукционные породы и в меньшей степени базальты СОХ или базальты задуговых бассейнов.

2. Составы исследованных отложений поздне мелового и кайнозойского флиша различаются. В поздне меловых породах преобладает обогащенный верхнекоровый материал. В кайнозойских толщах Укеляятского прогиба и палеоцен-эоценовых толщах хр. Кумроч присутствует большая доля островодужной вулканокластики, флиш о. Карагинского близок по составу к поздне меловым флишевым толщам.

3. Формирование терригенных толщ о. Карагинского, вероятно, протекало в специфических условиях сноса большого объема древнего корового материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты N06-05-64195, N06-05-64193, программы ОНЗ N6 и фонда содействия отечественной науки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов

- Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.
3. Богданов Н.А., Хаин В.Е. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 156 с.
 4. Геология западной части Берингоморья. М.: Наука, 1990. 157 с.
 5. Ермаков Б.В. Укэлятско-Шумагинский флишевый прогиб Корякии и южной Аляски // Геология и геофизика. 1975. № 6. С. 42–46.
 6. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и юга Корякии. М.: Науч. мир, 2003. 255 с.
 7. Коваленко Д.В., Баянова Т.Б. Источники и эволюция кайнозойского надсубдукционного магматизма Олюторского тектонического блока (юг Корякского нагорья) // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 645–670.
 8. Коваленко Д.В., Колосков В.А., Цуканов Н.В., Федоров П.И. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых-раннепалеоценовых магматических комплексов северной части Камчатки // Геохимия. 2009. (В печати).
 9. Митрофанов Н.П., Шелудченко С.Д. О возрасте терригенных отложений на юго-западе Центрально-Корякской складчатой зоны // Геология и геофизика. 1981. № 4. С. 128–131.
 10. Морозов О.А., Ростовцева Ю.В. Минералогия и геохимия песчаников Восточной Камчатки и Командорских островов // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 1. С. 44–55.
 11. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН, 2005. 49 с.
 12. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
 13. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки // Петрология. 2008. Т. 16, № 3. С. 277–295.
 14. Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия позднемеловых–палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т. 9, № 2. С. 189–208.
 15. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
 16. Чамов Н.П. Вещественный состав меловых-палеогеновых вулканогенно-осадочных пород Говено-Карагинского блока (юг Корякского Нагорья) // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 4. С. 393–405.
 17. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
 18. Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 5. С. 67–74.
 19. Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблемы источников // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 6. С. 94–106.
 20. Шапиро М.Н. Позднемеловая ачайваям-валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит северной пафики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
 21. Шапиро М.Н., Ландер А.В., Чамов Н.П. Происхождение сиалического обломочного материала в эоцен-олигоценых толщах северо-востока Камчатки и геодинамика Командорской котловины // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 4. С. 66–82.
 22. Щербинина Е.А., Коваленко Д.В. О возрасте кайнозойских флишево-олистоостромовых толщ Олюторского хребта (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4, № 2. С. 110–112.
 23. Ledneva G.V., Garver J.I., Shapiro M.N. et al. Provenance and tectonic setting of accretionary wedge sediments on northeastern Karaginski island (Kamchatka, Russian Far East) // Russian Journal of Earth Sciences. 2004. V. 6, N 2. P. 1–28.
 24. Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology. 1998. V. 145. P. 325–394.
 25. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts // Magmatism in ocean basin / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. V. 42. P. 313–345.
 26. Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier/ 2003. V. 3. 639 p.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

D.V. Kovalenko, O.O. Stavrova, N.V. Tsukanov

Isotopic and geochemical features of the Late Cretaceous and Cenozoic flysch complexes of Kamchatka and southern Koryakia

Isotopic and geochemical investigations of Late Cretaceous - Cenozoic flysch thicknesses of Kamchatka and Koryakia show that the thicknesses resulted from at least two sources – depleted and enriched. The enriched source is, evidently, the ancient upper continental crust. The suprasubduction and oceanic complexes can be the depleted source. The enriched rocks predominate in pre-collision flysch thicknesses; and the depleted rocks, in post-collision flysch thicknesses.

Key words: isotopic composition, ancient continental crust, depleted source, quartz-feldspar flysch, Kamchatka, southern Koryakia.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РИФТА РИО-ГРАНДЕ, ЗАПАД США

С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, Н.Н. Фефелов, Е.В. Саранина

Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова 128, г. Иркутск, 664033, e-mail: rassk@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 8 сентября 2008 г.

Выполнены геохимические исследования средне-позднекайнозойской последовательности вулканических пород северной части рифта Рио-Гранде. Начальной активизации структуры рифта сопутствовали объемные извержения лав и пирокластического материала преимущественно среднего и кислого состава на вулканическом поле Сан-Хуан в интервале 35–27 млн лет назад. В составе последующих вулканических продуктов, сопровождавших рифтогенез, преобладали лавы основного и среднего состава. Показано, что базаниты и щелочные базальты территории обладали геохимическими характеристиками, свойственными подлитосферным слэбовым и надслэбовым источникам. Процессы рифтогенного утонения литосферы выражены геохимическими параметрами, отражающими реакционное взаимодействие подлитосферных мантийных выплавов с породами разноглубинных частей мантийной части литосферы, а также нижней части коры. Во временном интервале 35–18 млн лет назад в северной части рифта параллельно извергались расплавы разноглубинных подлитосферных и литосферных источников, а в интервале последних 15 млн лет – продукты реакционного взаимодействия подлитосферных расплавов с породами литосферы, хотя около 10 млн лет назад на его северном структурном продолжении, на вулканическом поле Ямпа, извергся подлитосферный магматический материал.

Ключевые слова: кайнозой, континентальная окраина, рифтогенез, субдукция, базальты, базаниты, трахиандезиты, микроэлементы, изотопы Sr, Рио-Гранде, Северная Америка.

ВВЕДЕНИЕ

Рифтогенез – это процесс растяжения литосферы, сопровождающийся ее тектонотермальным утонением. Причины и характер континентального рифтогенеза остаются предметом дискуссии на протяжении нескольких десятков лет. Для объяснения причин утонения литосферы геофизиками предлагалась модель последовательного воздействия на литосферу глубинного мантийного диапира с механическим замещением ее нижней части. Структурные построения, однако, показали, что потенциальная активность термальных аномалий верхней мантии существенным образом контролируется напряженно-деформированным состоянием литосферы и, следовательно, растяжение может реализоваться в ходе рифтогенеза на ее различных глубинных уровнях. В качестве показателя характера развития глубинных рифтогенных процессов в литосфере служит компонентный состав глубинных магм.

Рифт Рио-Гранде является классическим воплощением континентального рифтогенеза. Он отделяет

плато Колорадо и часть Провинции Бассейнов и Хребтов от внутренней части Северо-Американского кратона (Великих Равнин) (рис. 1). Рифт существенно расширен в южной части (южнее населенного пункта Сокорро). Серия субпараллельных впадин и поднятий вытянута в северном направлении, подобно структурам южной части Провинции Бассейнов и Хребтов. Здесь растяжение было наиболее сильным (до 200 %). В районе впадины Эспаньола резко меняется структура рифтовых долин в связи с вторжением рифтогенеза с юга на север между плато Колорадо и Великими Равнинами [4, 6, 20].

Магматизм северной части структуры Рио-Гранде начался около 35 млн лет назад, а с учетом датировок туфов Уолл Маунтин и гранодиоритов Маунт Принсетон – несколько раньше, около 37 млн лет назад [55]. На северном окончании рифта (севернее г. Лидвилл) кора растягивалась в интервале 26.0–7.5 млн лет назад с формированием рифтовых впадин, заполненных осадочными отложениями. Серия соединенных между собой осевых долин–

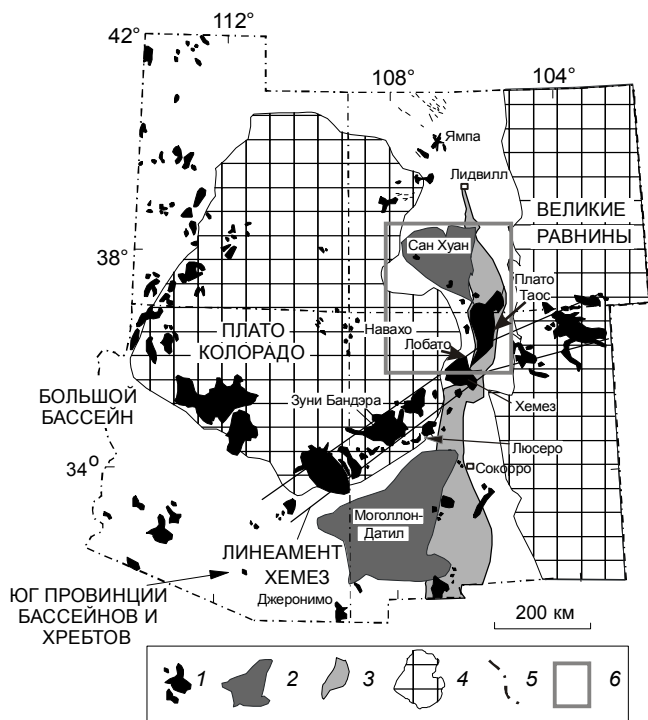


Рис. 1. Распределение вулканических полей в рифте Рио-Гранде и на сопредельных территориях [10, с изменениями].

1 – вулканические поля возрастом менее 15 млн лет; 2 – крупные поля олигоцен-раннемиоценового вулканизма; 3 – осевая рифтовая долина; 4 – блоки, не испытавшие позднекайнозойских тектонических деформаций; 5 – границы штатов; 6 – район исследований (рис. 2).

грабенов между населенными пунктами Лидвилл и Сокобро датирована интервалом 15–13 млн лет назад. Плиоценовые тектонические движения привели к поднятию территории севернее города Лидвилл, где впадины с миоценовыми осадками оказались в “вершинном” поясе гор [45].

Различный характер развития южной, центральной и северной частей рифта отражен в его глубинном строении. Области пониженных скоростей сейсмических волн, интерпретированных в качестве кровли астеносферы, установлены под южной частью рифта Рио-Гранде на глубине 35 км, под центральной частью – на глубине 70 км и под северной частью – на глубине 100 км. Мощность коры составляет на юге 33 км и увеличивается на севере до 50 км [26, 66, 81].

В южной части рифта Рио-Гранде отчетливо выражена смена состава средне-позднекайнозойского магматизма от надсубдукционного эоцен-олигоценного к магматизму астеносферного типа, получившему развитие с конца среднего миоцена. Исследовани-

ям характера смены магматических источников посвящены многочисленные работы [35, 36, 60, 71 и др.]. В северной части рифта магматизм не обнаруживает направленного временного изменения, и характер эволюции глубинных процессов остается неясным. Часть вулканических стратиграфических подразделений слабо охарактеризована в геохимическом отношении, а по некоторым из них геохимических исследований не проводилось. Опубликованные результаты определений микроэлементов в вулканических породах получены преимущественно в 1980-х годах методами нейтронноактивационного анализа (НАА) и рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). В настоящей работе используется более широкий микроэлементный спектр вулканических пород, измеренный различными методами, в том числе методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). На основе новых аналитических данных рассматриваются пространственно-временные вариации состава вулканических пород этой части рифта с целью определения компонентного состава глубинных мантийных и коровых источников и выявления общих закономерностей в эволюции глубинного магматизма.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследовалась коллекция образцов, отобранных в северной части рифта из вулканических стратиграфических подразделений от самых ранних до поздних. Территория опробования показана на рис. 2.

Редкоземельные элементы, Sc, Rb, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, Sn, Mo, Pb, Th, U, Ba в вулканических породах определялись методом ИСП-МС. Химическая подготовка проб проводилась в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН, химик-аналитик М.Е. Маркова). Вода пропусклась через систему очистки Elix-3 фирмы Millirog (Франция), для разложения использовались дважды перегнанные кислоты ОСЧ (особо чистые). Навеска массой 50 мг помещалась в закрытый фторопластовый контейнер, заливалась смесью HF и HNO₃ в пропорции 3:1, затем разлагалась в микроволновой печи. Для более полного удаления кремния проба повторно выпаривалась с 1.5 мл HF, затем с добавлением HNO₃, H₂O₂ и воды снова выпаривалась до сухих солей. Измерения выполнялись на квадрупольном масс-спектрометре VG Plasma Quad PQ2+ Байкальского аналитического центра коллективного пользования при стандартных рабочих условиях. Для учета влияния матрицы и временного дрейфа прибора в пробу вводилось два внутренних стандарта – In и Bi. Значения предела обнаружения

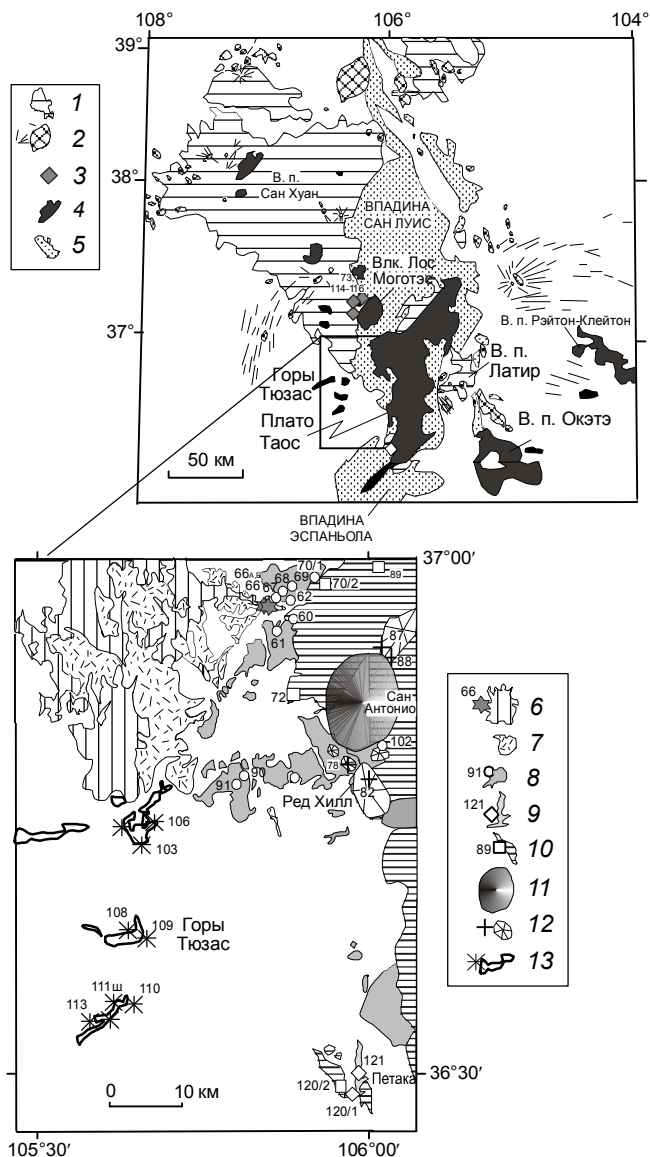


Рис. 2. Пространственные соотношения кайнозойских вулканических полей и впадин северной части структуры Рио-Гранде [54, с упрощениями].

1 – вулканические породы позднего эоцена–раннего миоцена (35–18 млн лет) нерасчлененные; 2 – синхронные им интрузивы и дайки; 3 – базальты и гавайиты нижней части формации хинсдэйл; 4 – синрифтовые вулканические породы от базальтового до риолитового состава возрастом менее 15 млн лет; 5 – осадочные отложения рифтовых впадин. На врезке показана схема опробования вулканических пород гор Тюзас и сопредельной юго-западной части плато Таос: 6 – вулканические породы формации конехоз от трахиандезитового до риолитового состава; 7 – туфы Треже Маунтин; 8 – базальты и андезибазальты формации хинсдэйл нерасчлененные; 9 – андезибазальты и андезиты вулкана Петака; 10 – базальты формации сервиллета; 11 – дацитовые и трахидацитовые куполы, синхронные формации сервиллета; 12 – трахиандезитовые куполы формации капупин; 13 – долинные лавовые потоки и вулканические конусы гор Тюзас. Использованы схема [52] и геологическая карта масштаба 1:250 000 [56].

(критерий 3σ , формула для расчета см. [2]) варьировали от 0.004 мкг/л (Lu, Tb, Yb, Ho) до 2 и 4 мкг/л (Sr и Ba) в растворе. При содержании в образце Nd более 30 мкг/г и Ba более 1500 мкг/г для Eu и Tb вводились соответствующие поправки на интерференцию масс ионов оксидов и гидроксидов.

Дополнительно методом РФА определялись Nb, Zr, Rb, Sr, Y, Ni, Zn, Ba, Ga. Измерения проводились в аналитическом центре ИЗК СО РАН на сканирующем рентгенофлуоресцентном спектрометре с волновой дисперсией VRA-30, производства Carl Zeiss Jena, Германия. Величина фонового сигнала учитывалась способом стандарта-фона. Для коррекции влияния матрицы и дрейфа прибора использовался способ стандарта-фона, учитывались наложения линий Sr серии K β на аналитическую линию Zr K $\alpha_{1,2}$, Sr K α и Rb K β – на аналитическую линию Y K $\alpha_{1,2}$, Zr K β – на аналитическую линию Nb K $\alpha_{1,2}$. Ba определялся по K-серии. Предел обнаружения составил 3 мкг/г для Sr и Rb, 45 мкг/г – для Ba и от 5 до 7 мкг/г – для остальных элементов. Такие элементы, как Sc, Cr, Ni, Co и V, определялись методом атомно-эмиссионной спектрометрии (АЭС) (аналитик В.А. Русакова), а Li и Rb – фотометрией пламени (ФП) (аналитики Г.В. Бондарева, Т.А. Бобровская и М.М. Самойленко).

Сравнение результатов определения микроэлементов разными методами анализа показано на рис. 3. Выборка содержит более 100 анализов базальтов, андезитов, трахитов, дацитов и риолитов рифтовой системы Рио-Гранде. На графиках видно хорошее совпадение результатов для Ba, Sr, Ni и Zr. При содержании Rb ниже 12 мкг/г метод РФА дает заниженные, а метод пламенной фотометрии – завышенные результаты по сравнению с методом ИСП-МС. При содержании Nb выше 40 мкг/г результаты РФА также оказываются немного заниженными, что, вероятно, вызвано небольшим нарушением линейности градуировочной зависимости.

При определении Nb и Y в толеитовых базальтах методом РФА предел обнаружения нередко был слишком высоким, что приводило к резкому ухудшению правильности и воспроизводимости результатов анализа. При концентрации Nb и Y, превышавшей предел обнаружения менее чем в два раза (соответственно 10 и 14 мкг/г), данные исключены из рассмотрения. Получено плохое согласование результатов измерения Y методами РФА и ИСП-МС. Предпочтение отдано результатам, полученным методом ИСП-МС, поскольку в определении этого элемента методом РФА вносятся искажения наложениями на аналитическую линию Y линий Rb и Sr, а концентрации этих элементов в проанализированных вулкани-

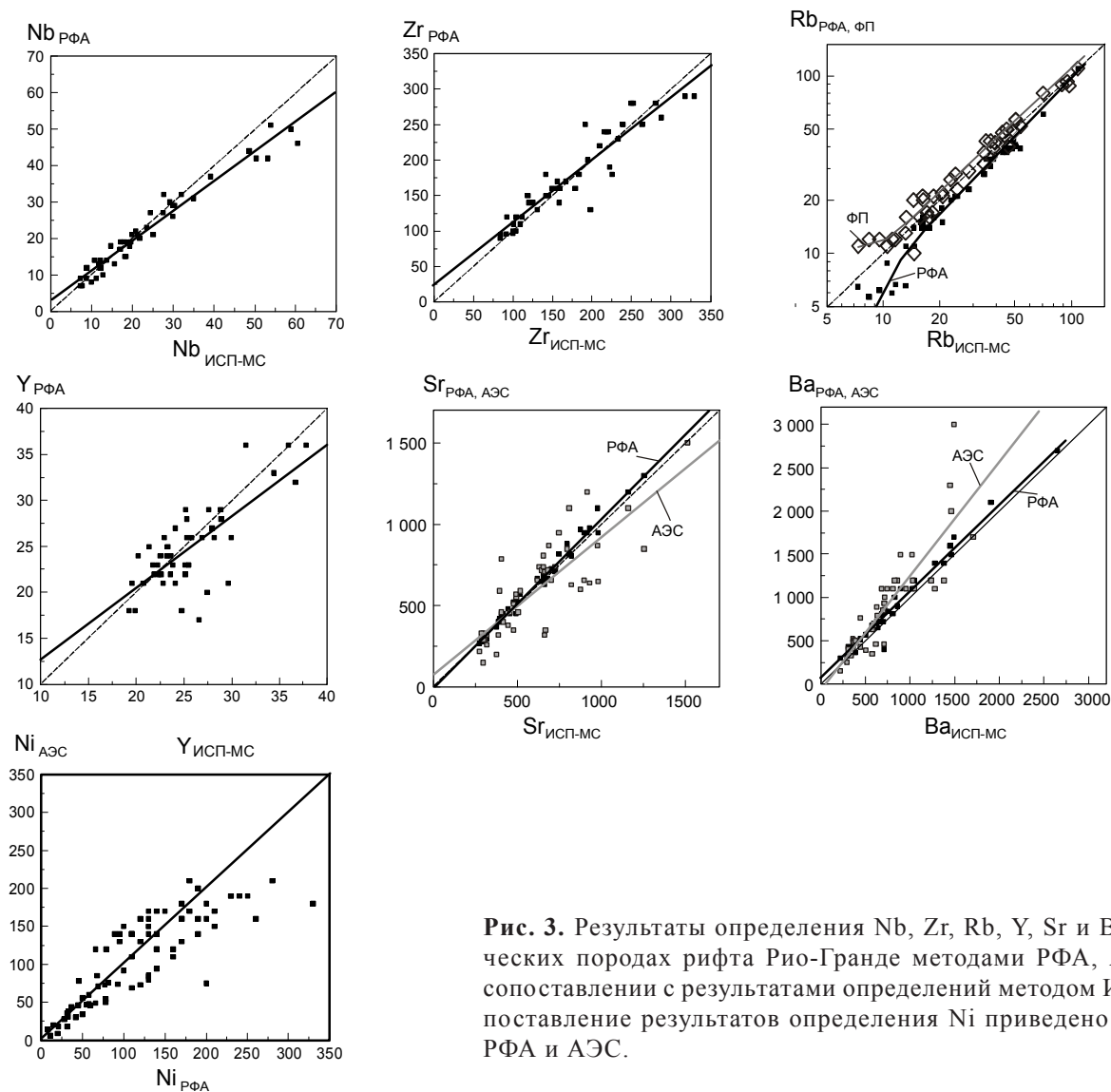


Рис. 3. Результаты определения Nb, Zr, Rb, Y, Sr и Ba в вулканических породах рифта Рио-Гранде методами РФА, АЭС и ФП в сопоставлении с результатами определений методом ИСП-МС. Сопоставление результатов определения Ni приведено для методов РФА и АЭС.

ческих породах нередко превышают концентрацию Y на один–два порядка.

При содержании Ba менее 1200 мкг/г получено в целом хорошее согласование результатов анализов всеми тремя использованными методами. При более высоких содержаниях Ba метод АЭС дал завышенные значения (на графике показаны не все точки, но проведена регрессионная линия). При содержании Ni ниже 100 мкг/г этот метод дает хорошие результаты благодаря низкому пределу обнаружения. Результаты определения Sr в отдельных пробах, полученные методом АЭС, плохо согласуются с результатами ИСП-МС и РФА.

Для определения изотопных меток глубинных магматических источников в вулканических породах определены изотопные отношения стронция, являющиеся одним из важнейших показателей эволюции

магматических систем [32]. Подготовка проб для изотопного анализа проводилась в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН по методике, охарактеризованной ранее [7]. Изотопные отношения определялись на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 Байкальского аналитического центра коллективного пользования. В период измерений средние значения изотопного стандарта стронция NBS SRM 987 составили 0.71028 ± 0.00002 .

Петрогенные оксиды определялись методом “мокрой химии” в аналитическом центре ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, Т.А. Бобровская и М.М. Самойленко).

ВОЗРАСТНЫЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Во временном интервале 60–35 млн лет назад территория будущего рифта Рио-Гранде была амагма-

тичной. Затем, в интервале 35–27 млн лет назад, происходили кальдерные извержения. В южной части образовалось крупное вулканическое поле Моголлон-Датил, а в северной – такое же поле Сан-Хуан. Объем среднетретичных извержений на последнем поле составил 16 тыс. км³. Вначале образовались крупные стратовулканы, сложенные преимущественно калиевыми лавами и брекчиями среднего состава с общим диапазоном от основного до кислого. Затем изверглись иг-

нимбриты дацит-риолитового (трахидацит-трахириолитового) состава с образованием кальдер [24, 55].

Вулканическая последовательность северной части рифта представлена: 1) формацией конехоз (верхний эоцен–нижний олигоцен), 2) формацией хинсдэйл (верхний олигоцен–миоцен), 3) формацией сервиллета (нижний плиоцен) и 4) вулканическими конусами с долинными лавовыми потоками (верхний плиоцен–плейстоцен) (рис. 2, табл. 1).

Таблица 1. Стратиграфическое расчленение вулканических пород северной части рифта Рио-Гранде и сопредельных территорий.

Формация, этап	Вулканическое поле, вулкан	Состав пород	К-Аг (⁴⁰ Аг/ ³⁹ Аг) возраст, млн лет	Источник данных
Конехоз	Вулканическое поле Сан-Хуан	Трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты	35–30 35–27	[30, 49]
	Заключительный этап, туфы Треже Маунтин		29.5–28.4	[30]
Хинсдэйл	Общий временной интервал формации	Известково-щелочные базальты, андезиты, дациты, риолиты	26.8–4.4	[50]
Хинсдэйл, этап 1	Вулканическое поле Латир, спекшиеся туфы	Латиты, кварцевые трахириолиты	27.9–23.7	[54]
	Вулканическое поле Сан-Хуан	Базальты и риолиты	26.8–21.9	[49]
	Горы Тимбер и Браши	Дацинты и риолиты	25.4–22.3	[77]
Абикью	Впадина Эспаньола	Базаниты	25.1–18.0	[15, 35, 78]
Лос-Пинос	Вулкан Петака	Известково-щелочные базальты, андезиты	24.6–22.0	[15, 36]
			23.4–18.5	
Эспинасо	Впадина Эспаньола, купол Черро дель Рио	Латиты	25.8–19.5	[15]
Хинсдэйл, этап 2	Вулканическое поле Сан-Хуан	Известково-щелочные базальты	19.8–17.7	[48]
Хинсдэйл, этап 3	Район Лобато, вулканическое поле Хемез	Известково-щелочные базальты, андезиты	14.1–9.6	[11]
	Впадина Эспаньола, дайки	Известково-щелочные базальты	9.7	[15]
	Впадина Сан-Луис, купол Черро Чифло	Дацинты и кварцевые латиты	10.7–10.2	[52]
Хинсдэйл, этап 4	Вулкан Лос-Моготэс	Гавайиты	7–5	[51]
Сервиллета	Впадина Сан-Луис, вулканическое поле плато Таос	Толеитовые базальты, андезиты	4.5–2.8 5.0–3.5	[52, 65]
Экструзии среднего-кислого состава, синхронные формации сервиллета	Впадина Сан-Луис, куполы Гваделупа, Сан-Антонио и другие	Трахиандезиты, трахидациты, риодациты	4.8–3.0	[52]
Лавы основного-среднего состава, синхронные формации сервиллета	Впадина Эспаньола	Гавайиты, мудиериты, трахиандезиты	4.4–3.2	[15]
Капулин	Вулканические конусы в окрестности купола Сан-Антонио	Трахиандезиты	2.2–1.8	[30]
Долинные потоки и связанные с ними конусы	Горы Тюзас	Переходные базальты, гавайиты	1.1–0.24 0.25	[30, 50]
Базальты южной и центральной частей рифтовой системы	Вулканическое поле Джеронимо	Щелочные базальты	3.2–0.2	[42]
	Вулканическое поле Зуни-Бандэра	Щелочные и толеитовые базальты	1.38–0.010	[57]

В формацию конехоз включены породы, варьирующие по составу от трахиандезитов до трахириолитов ($\text{SiO}_2 > 57\%$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7\%$), хотя в последнее время по датировкам к этой формации относят также некоторые породы основного состава [31]. Кислые вулканические породы нами не изучались. Образцы, отобранные для аналитических исследований, имеют трахиандезитовый состав (рис. 4, табл. 2). Во впадине Сан-Луис стратиграфически ниже покрыва спекшихся туфов Треже Маунтин возрастом 29.5–28.4 млн лет (датировка методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) находятся лавы формации конехоз, а выше них – лавы формации хинсдэйл [30].

К формации хинсдэйл относятся вулканические породы широкого возрастного диапазона от 27 до 5 млн лет [50, 56]. По сравнению с формацией конехоз состав пород формации хинсдэйл был в целом более основным ($\text{SiO}_2 < 59\%$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 8\%$). По пространственно-временному распределению извержений и особенностям состава лав, слагающих формацию хинсдэйл, выделяются четыре вулканических интервала: 1) 27–22, 2) 20–18, 3) 15–9 и 4) 7–5 млн лет назад.

Первый вулканический интервал формации характеризовался контрастным спектром разновидностей пород от кислого состава до основного, распро-

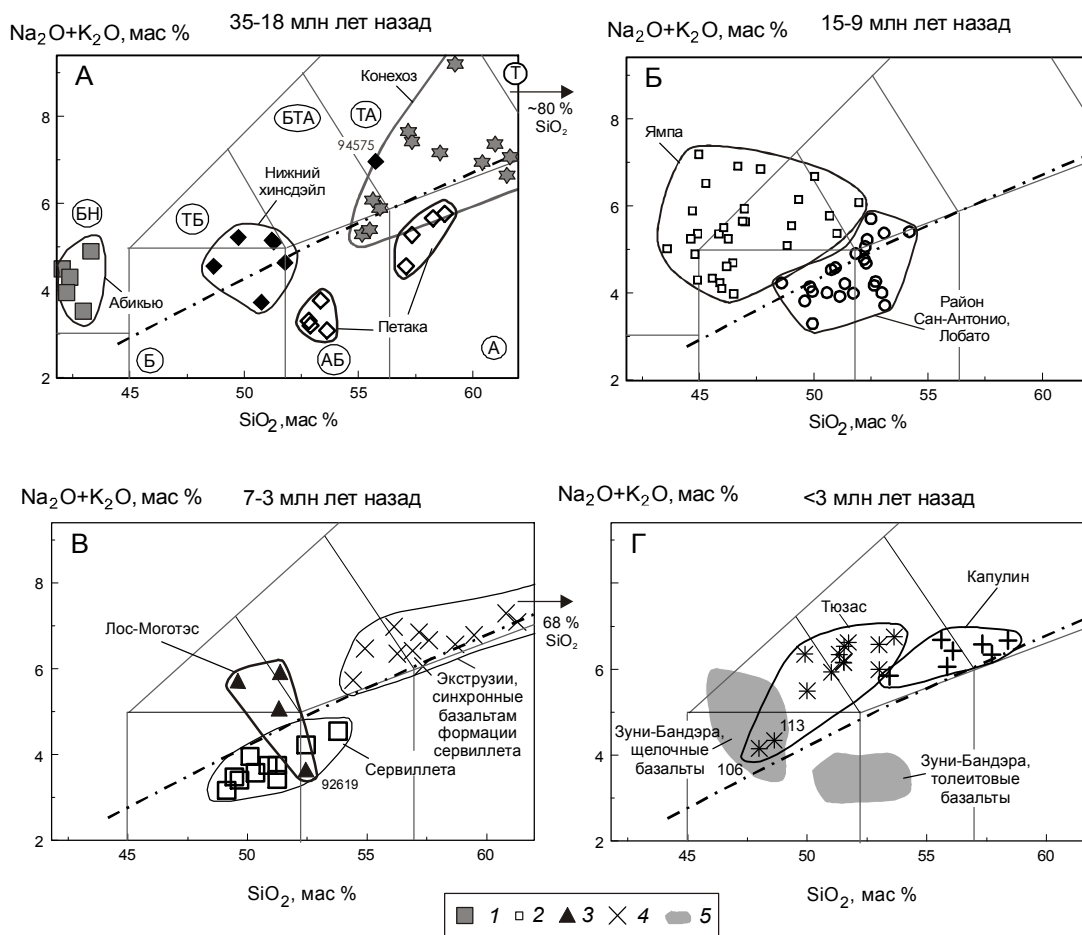


Рис. 4. Соотношения $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ в вулканических породах.

1 – базаниты формации абикью впадины Эспаньола; 2 – базаниты и щелочные базальты вулканического поля Ямпа; 3 – базальты и гавайиты вулкана Лос-Моготэс; 4 – вулканические породы куполов, синхронных базальтам формации сервиллета; 5 – базальты вулканического поля Зуни-Бандэра. Сплошными линиями разделены разновидности пород согласно рекомендациям Международного союза геологических наук (IUGS) [46]: Б – базальт, АБ – андезибазальт, А – андезит, БН – базанит, ТБ – трахибазальт, БТА – базальтовый трахиандезит, ТА – трахиандезит, Т – трахит. Штриховой линией обозначена разделительная линия серий нормальной и умеренной щелочности по рекомендациям ОГГН [1]. Использованы данные табл. 2 с дополнениями [15, 29, 30, 35, 36, 44, 45, 59, 62, 78]. Составы приведены к 100 % с вычетом потерь при прокаливании. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Таблица 2. Содержания петрогенных оксидов (%) и микроэлементов (мкг/г) в вулканических породах основного и среднего состава северной и центральной частей рифта Рио-Гранде.

Компоненты	RG118ш	RG66	RG66Б	RG39	RG40C	89SB31 [78]	89SB220 [35]	89SB22 [35]	89SB27 [35]	RG120/1	RG121	RG121Q	RG121ш
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	57.39	56.54	56.19	57.55	65.30	43.75	43.24	53.77	53.39	56.77	58.50	57.11	54.89
TiO ₂	1.22	1.12	1.09	0.99	0.68	2.3	2.45	1.41	1.53	0.98	0.97	0.98	1.06
Al ₂ O ₃	14.90	16.2	16	15.95	14.85	13.91	12.24	14.51	14.27	15.45	15.20	15.20	16.95
Fe ₂ O ₃	3.69	4.92	4.4	4.56	2.32	13.94	14.04	11.38	12.1	3.21	3.90	3.80	7.70
FeO	3.89	3.22	3.26	1.60	2.57	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	5.23	3.94	4.03	0.64
MnO	0.09	0.09	0.08	0.09	0.06	0.2	0.2	0.16	0.14	0.09	0.12	0.13	0.12
MgO	3.72	3.3	3.52	1.95	1.81	9.66	12.99	5.91	6.96	5.24	5.18	5.24	4.48
CaO	5.44	5.44	5.76	5.11	2.83	11.13	11.13	9.9	9.12	6.65	5.84	5.84	5.66
Na ₂ O	3.92	3.72	3.81	4.67	3.80	4.21	2.79	2.77	2.78	3.45	3.57	3.39	2.57
K ₂ O	3.10	3.6	3.71	4.27	3.92	0.74	0.75	0.32	0.45	1.78	2.16	2.16	1.82
P ₂ O ₅	0.64	0.45	0.45	0.43	0.28	1.2	0.82	0.15	0.18	0.15	0.16	0.16	0.28
H ₂ O ⁻	0.33	0.4	0.17	0.17	0.14	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.49	0.37	0.36	0.80
H ₂ O ⁺	1.64	1.19	1.26	2.70	1.68	2.07	0.95	1.22	0.24	0.98	0.59	1.47	3.37
Сумма	98.00	98.6	98.27	97.17	98.42	101.04	100.65	100.28	100.92	99.00	99.54	98.04	96.17
Li	1.4	H.o.	H.o.	21	19	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	17	17	17	24
Sc	11.8	16.6	19.2	11.1	14.2	18	30.2	21.5	24.4	17.3	17.0	17.9	19.5
V	130	560	400	68	H.o.	208	254	132	171	60	95	58	72
Cr	200	300	160	H.o.	H.o.	173	539	219	270	120	160	110	190
Co	27	110	59	10	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	34	42	34	43
Ni	69	H.o.	110	8	38	169	309	127	132	130	170	130	190
Zn	110	82	81	94	66	116	104	98	113	83	79	83	100
Ga	19	23	22	15	10	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	14	9	8	16
Rb	70	89	97	108	115	31	309	11	11	46.2	50.6	53.6	34.4
Sr	975	897	979	1158	677	1254	793	244	282	275	295	318	388
Y	19.9	23.0	25.3	23.3	15.4	32	30	21	22	25.3	24.1	25.5	28.9
Zr	280	239	263	288	93	211	245	98	93	92	92	101	120
Nb	21.8	13.7	15.6	19.9	14.1	72	54	5.8	9.1	14.7	17.1	18.5	18.0
Sn	4.0	1.5	2.4	1.3	2.2	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	1.0	1.0	1.0	1.2
Cs	0.85	1.74	2.03	1.54	1.88	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.56	0.83	0.58	0.90
Ba	1905	1050	1238	1707	1011	997	619	247	149	364	332	363	580
La	62	45	51	62	43	75	67	7.96	10.5	10.6	13.0	13.3	24.9
Ce	120	95	107	124	79	184	151	16.96	25.6	22.7	27.1	28.8	44.9
Pr	13.7	10.7	11.7	13.8	9.1	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	2.83	3.31	3.36	5.57
Nd	56	43	45	51	32	123	H.o.	9.64	14.89	12.4	14.7	15.0	23.9
Sm	8.69	7.32	7.74	8.17	5.21	11.88	12.2	3.04	3.83	3.20	3.50	3.59	4.92
Eu	2.04	1.90	1.99	2.18	1.34	3.5	3.02	1.20	1.28	1.00	1.06	1.04	1.39
Gd	0.77	0.86	0.87	0.88	0.52	H.o.	1.85	H.o.	H.o.	0.65	0.64	0.60	0.79
Tb	5.61	6.23	5.94	5.65	4.00	17	9.9	2.65	2.79	3.62	3.61	3.50	4.70
Dy	3.73	4.45	4.21	4.16	2.79	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	3.97	3.86	3.86	4.72
Ho	0.67	0.87	0.81	0.81	0.47	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.82	0.83	0.86	1.01
Er	1.66	2.25	2.36	2.13	1.33	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	2.35	2.28	2.33	2.74
Yb	1.39	2.13	2.08	1.80	1.04	1.63	1.73	1.60	1.50	2.06	2.35	2.23	2.41
Lu	0.21	0.31	0.32	0.25	0.18	0.28	0.24	0.24	0.18	0.33	0.36	0.34	0.39
Hf	6.25	5.95	6.39	5.74	2.82	5.53	7.60	1.83	2.26	2.87	3.20	3.06	3.61
Ta	0.92	0.71	0.78	0.87	1.01	5.5	3.45	0.43	0.62	0.99	1.28	1.20	1.29
Pb	13	19	21	20	21	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	20	9.8	10	13
Th	7.2	10	12	16	16	6.5	11.6	2.69	1.53	3.1	3.6	3.5	4.5
U	1.74	4.03	4.18	5.55	3.87	2.5	1.30	0.42	0.25	0.96	1.08	1.01	0.80

Компоненты	T84089 [30]	94575 [67]	RG114 *	RG11 5	RG116	RG42	RG60	RG61	RG67	RG68*	RG69/1 *	RG69	RG70/1
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	50.00	55.99	48.37	51.21	49.64	50.89	49.67	49.50	53.98	51.99	50.70	51.17	49.28
TiO ₂	1.59	1.59	1.79	1.75	1.66	1.57	1.58	1.39	1.28	1.32	1.35	1.36	1.41
Al ₂ O ₃	14.90	15.5	14.95	14.30	16.30	13.55	15.55	14.05	16.90	16.85	15.75	15.80	16.70
Fe ₂ O ₃	H.o.	H.o.	4.88	4.33	3.24	3.23	4.17	3.91	3.58	2.94	3.66	2.80	4.47
FeO	11.69	7.6	7.35	7.48	6.81	7.34	7.48	9.57	5.67	6.73	7.67	8.12	6.34
MnO	0.17	0.12	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.18	0.13	0.14	0.16	0.15	0.17

Таблица 2. (Продолжение).

Компо- ненты	T84089 [30]	94575 [67]	RG114 *	RG11 5	RG116	RG42	RG60	RG61	RG67	RG68*	RG69/1 *	RG69	RG70/1
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
MgO	6.87	4.95	8.47	6.44	8.05	8.58	7.53	7.57	5.16	5.96	6.30	6.56	7.00
CaO	9.38	6.56	8.51	8.24	8.29	8.37	9.07	9.49	7.32	8.01	8.73	8.81	9.23
Na ₂ O	2.99	4.18	3.21	3.05	3.78	3.21	3.24	2.86	3.68	3.79	3.31	3.14	3.34
K ₂ O	0.69	2.88	1.32	1.54	1.43	1.86	0.77	0.40	1.70	1.40	0.85	0.81	0.75
P ₂ O ₅	0.25	0.62	0.38	0.39	0.44	0.46	0.25	0.17	0.22	0.21	0.23	0.20	0.21
H ₂ O ⁻	H.o.	H.o.	0.30	0.38	0.17	0.08	0.07	0.13	0.29	0.19	0.21	0.12	0.19
H ₂ O ⁺	0.31	H.o.	0.81	1.16	0.56	1.19	0.92	1.29	0.60	0.40	0.78	0.68	0.70
Сумма	98.53	99.99	99.39	98.88	99.79	99.21	99.46	99.09	99.62	99.34	98.71	98.92	98.90
Li	H.o.	H.o.	11	8.8	9.6	8.6	7.8	7.9	8.7	7.8	6.7	6.4	11
Sc	H.o.	H.o.	H.o.	19.7	24.6	21.3	24.9	26.3	20.9	H.o.	H.o.	25.8	29.7
V	H.o.	H.o.	220	220	210	150	380	350	150	150	140	130	160
Cr	H.o.	H.o.	410	360	230	360	240	350	130	170	140	130	180
Co	H.o.	H.o.	60	48	44	54	95	95	38	50	49	47	48
Ni	H.o.	H.o.	280	160	170	230	180	210	93	130	140	140	110
Zn	H.o.	H.o.	110	110	83	110	100	120	83	84	110	96	83
Ga	H.o.	H.o.	8	15	34	26	21	20	27	17	18	18	15
Rb	23.5	60	24	29.5	20.6	44.0	13.1	9.5	24.2	18.5	10.2	14.6	8.4
Sr	368	1000	570	644	820	618	455	297	405	440	340	316	414
Y	18.0	16	18	23.6	25.1	22.4	23.8	23.2	24.1	21	20	24.7	23.6
Zr	127	213	140	119	179	288	131	84	167	150	110	104	104
Nb	11.0	21	19	10.7	29.9	24.4	12.3	7.3	12.1	9	9	8.7	9.9
Sn	H.o.	H.o.	H.o.	2.0	2.0	1.2	0.9	0.6	1.2	H.o.	H.o.	0.9	1.1
Cs	H.o.	H.o.	H.o.	0.52	0.32	0.54	H.o.	0.16	0.23	H.o.	H.o.	0.15	0.12
Ba	H.o.	1027	700	627	580	859	460	213	895	810	450	354	354
La	13.5	46.8	H.o.	23.4	25.0	30.7	13.5	9.2	29.8	H.o.	H.o.	13.6	14.5
Ce	30.9	92	H.o.	49.9	55.2	62.6	29.5	20.1	57	H.o.	H.o.	28.6	30.9
Pr	H.o.	H.o.	H.o.	6.34	6.77	7.62	3.79	2.62	6.14	H.o.	H.o.	3.44	3.76
Nd	H.o.	46	H.o.	27.5	27.4	31.7	16.9	13.0	23.5	H.o.	H.o.	15.3	16.0
Sm	4.35	7.08	H.o.	5.52	5.65	5.98	3.99	3.45	4.61	H.o.	H.o.	3.50	3.50
Eu	1.41	2.25	H.o.	1.73	1.77	1.77	1.33	1.18	1.49	H.o.	H.o.	1.20	1.18
Gd	0.58	0.8	H.o.	0.77	0.77	0.71	0.64	0.63	0.69	H.o.	H.o.	0.65	0.62
Tb	H.o.	H.o.	H.o.	5.06	5.26	4.85	3.94	3.60	4.11	H.o.	H.o.	3.79	3.59
Dy	H.o.	H.o.	H.o.	4.40	4.52	4.03	3.88	3.71	3.72	H.o.	H.o.	3.93	3.68
Ho	H.o.	H.o.	H.o.	0.83	0.91	0.77	0.78	0.80	0.83	H.o.	H.o.	0.85	0.81
Er	H.o.	H.o.	H.o.	2.18	2.45	2.07	2.14	2.10	2.40	H.o.	H.o.	2.33	2.30
Yb	1.87	1.54	H.o.	1.63	2.00	1.73	1.89	1.68	2.07	H.o.	H.o.	1.98	2.04
Lu	0.27	0.23	H.o.	0.23	0.31	0.27	0.30	0.26	0.34	H.o.	H.o.	0.30	0.30
Hf	2.93	H.o.	H.o.	3.18	3.94	6.86	2.88	2.33	3.81	H.o.	H.o.	2.76	2.60
Ta	0.51	H.o.	H.o.	0.56	1.65	1.52	0.68	0.41	0.71	H.o.	H.o.	0.47	0.54
Pb	H.o.	H.o.	H.o.	4.7	3.4	6.3	2.6	3.4	6.4	H.o.	H.o.	3.6	2.1
Th	1.4	4.2	H.o.	2.2	2.2	3.5	1.0	1.1	3.0	H.o.	H.o.	1.5	1.0
U	H.o.	H.o.	H.o.	0.67	0.62	0.93	0.30	0.31	0.49	H.o.	H.o.	0.38	0.28

Компо- ненты	RG90*	RG91*	RG102	RG10 2/1	RG102/ 2	RG92	RG93	RG94	RG95*	RG96	RG98/1	RG98/2*	BB-1 [30]
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	52.61	52.53	52.89	51.90	51.31	49.71	50.38	50.56	50.56	52.38	52.08	52.38	51.41
TiO ₂	1.58	1.71	1.74	1.48	1.45	1.65	1.59	1.33	1.55	1.24	1.30	1.38	1.69
Al ₂ O ₃	14.35	14.30	16.50	16.05	16.25	15.80	14.85	16.20	15.60	15.55	16.00	16.25	17.16
Fe ₂ O ₃	2.23	2.01	2.96	3.97	9.71	5.65	6.19	5.87	7.22	4.30	4.81	2.85	H.o.
FeO	8.94	9.26	7.35	6.61	0.95	4.80	3.88	5.33	3.44	5.84	3.92	7.21	8.97
MnO	0.14	0.14	0.13	0.14	0.15	0.15	0.14	0.15	0.16	0.13	0.13	0.15	0.15
MgO	7.00	6.72	5.15	6.51	6.16	6.21	5.72	6.58	7.39	6.91	6.27	6.32	6.28
CaO	8.27	8.23	7.24	7.71	7.83	9.11	8.38	8.74	8.43	8.57	8.49	8.49	7.92
Na ₂ O	2.73	2.82	3.80	3.49	3.51	3.30	3.50	3.05	3.50	3.30	3.88	3.25	4.13
K ₂ O	0.94	1.15	1.55	1.25	1.34	1.14	1.38	0.83	1.04	0.93	1.77	0.90	1.75
P ₂ O ₅	0.26	0.28	0.33	0.29	0.31	0.40	0.39	0.23	0.34	0.23	0.54	0.33	0.45
H ₂ O ⁻	0.37	0.35	0.19	0.21	0.26	0.08	0.13	0.15	0.16	0.05	0.10	0.03	H.o.

Таблица 2. (Продолжение).

Компо- ненты	RG90*	RG91*	RG102	RG10 2/1	RG102/ 2	RG92	RG93	RG94	RG95*	RG96	RG98/1	RG98/2*	BB-1 [30]
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
H ₂ O ⁺	1.03	1.03	0.74	0.95	0.97	2.74	2.77	1.49	1.05	1.03	1.32	0.91	H.o.
Сумма	99.05	99.15	99.64	99.40	98.97	97.92	96.40	98.87	99.23	99.38	99.19	99.51	99.91
Li	8.6	7.6	8.2	6.4	6.4	11	13	8.2	6.6	94	17	7.8	H.o.
Sc	H.o.	H.o.	19.1	21.6	19.3	29.7	27.9	27.4	H.o.	26.3	21.6	H.o.	H.o.
V	100	100	140	93	100	120	120	130	100	120	220	190	147
Cr	220	190	100	110	93	190	170	210	240	180	87	120	134
Co	38	47	44	38	38	35	29	35	35	34	29	32	36
Ni	140	150	100	110	95	115	93	100	125	113	125	62	94
Zn	110	110	91	110	99	86	84	73	91	78	85	77	H.o.
Ga	15	31	18	18	20	20	29	22	22	28	27	28	H.o.
Rb	20.5	22.5	16.3	17.6	15.8	18.6	20.5	11.6	H.o.	10.5	22.8	H.o.	20.5
Sr	470	480	493	492	443	663	667	476	H.o.	477	1512	H.o.	1133
Y	22	23	23.2	26.6	21.7	22.8	22.2	20.8	H.o.	20.2	21.9	H.o.	21.8
Zr	120	140	183	159	142	156	159	110	H.o.	111	225	H.o.	189
Nb	10	13	17.0	12.8	12.0	19.4	19.5	10.9	H.o.	11.2	29.1	H.o.	27.6
Sn	H.o.	H.o.	1.9	1.1	1.3	1.2	1.1	1.0	H.o.	1.2	1.4	H.o.	H.o.
Cs	H.o.	H.o.	0.19	0.15	0.20	0.25	0.34	0.32	H.o.	0.31	0.20	H.o.	H.o.
Ba	490	510	685	639	593	577	619	444	H.o.	505	1382	H.o.	666
La	H.o.	H.o.	20.4	21.1	16.9	26.5	26.4	17.9	H.o.	18.9	62.1	H.o.	24
Ce	H.o.	H.o.	44.7	40.6	37.0	55.2	53.8	36.5	H.o.	37.2	120.5	H.o.	53.5
Pr	H.o.	H.o.	5.35	5.10	4.49	6.43	6.06	4.27	H.o.	4.23	13.01	H.o.	H.o.
Nd	H.o.	H.o.	22.6	21.8	19.2	24.8	24.9	17.1	H.o.	17.3	47.7	H.o.	H.o.
Sm	H.o.	H.o.	4.72	4.53	4.22	5.02	5.01	3.78	H.o.	3.70	7.64	H.o.	5.7
Eu	H.o.	H.o.	1.62	1.55	1.33	1.70	1.56	1.29	H.o.	1.29	2.25	H.o.	1.79
Gd	H.o.	H.o.	0.73	0.77	0.67	0.76	0.73	0.61	H.o.	0.59	0.81	H.o.	0.76
Tb	H.o.	H.o.	4.65	4.55	4.27	4.67	4.47	3.60	H.o.	3.49	5.72	H.o.	H.o.
Dy	H.o.	H.o.	4.11	4.24	4.01	4.07	3.98	3.50	H.o.	3.28	3.99	H.o.	H.o.
Ho	H.o.	H.o.	0.87	0.90	0.87	0.81	0.84	0.76	H.o.	0.72	0.79	H.o.	H.o.
Er	H.o.	H.o.	2.33	2.42	2.21	2.10	2.07	2.04	H.o.	2.08	2.05	H.o.	H.o.
Yb	H.o.	H.o.	2.09	2.12	1.77	1.95	1.95	1.98	H.o.	1.82	1.71	H.o.	2.18
Lu	H.o.	H.o.	0.29	0.33	0.28	0.28	0.29	0.29	H.o.	0.26	0.27	H.o.	0.3
Hf	H.o.	H.o.	4.07	3.53	3.32	3.01	3.12	2.43	H.o.	2.46	4.66	H.o.	4.45
Ta	H.o.	H.o.	0.93	0.66	0.65	0.88	0.89	0.55	H.o.	0.54	1.21	H.o.	H.o.
Pb	H.o.	H.o.	5.1	4.4	2.8	3.6	4.2	3.8	H.o.	4.1	11	H.o.	H.o.
Th	H.o.	H.o.	1.9	1.7	1.5	2.8	3.1	2.2	H.o.	2.5	5.0	H.o.	1.9
U	H.o.	H.o.	0.51	0.45	0.42	0.92	1.24	0.87	H.o.	1.04	1.67	H.o.	H.o.

Компо- ненты	92606	92619	42 5LT90	5LT89	RG89	RG72	RG120/2	RG203	NJ111	RG78	RG82	RG87ш	RG87п
	[67]	[67]	[45]	[45]				[59]	[59]				
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
SiO ₂	49.53	52.55	45.81	44.91	50.51	48.22	49.23	54.54	57.04	56.89	56.28	55.51	55.91
TiO ₂	1.96	1.3	2.65	2.79	1.14	1.40	1.23	1.17	1.26	1.15	1.34	1.71	1.68
Al ₂ O ₃	16.86	17.16	15.1	14.43	16.15	14.55	16.30	16.64	15.87	15.70	15.75	16.20	15.80
Fe ₂ O ₃	H.o.	H.o.	12.73	12.75	3.44	3.77	2.54	8.97	7.89	2.33	2.80	8.66	8.65
FeO	9.58	8.21	H.o.	H.o.	7.80	8.98	8.99	H.o.	H.o.	5.93	5.18	0.79	1.14
MnO	0.15	0.16	0.181	0.178	0.16	0.17	0.15	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13	0.14
MgO	6.46	8.03	8.63	8.51	7.55	8.01	8.34	5.14	3.65	4.18	3.50	3.12	3.02
CaO	9.01	8.9	9.61	9.28	8.68	9.79	9.07	7.62	6.45	5.61	6.09	6.09	5.97
Na ₂ O	4.22	3	2.5	4.05	2.94	2.74	2.93	4.05	4.21	3.80	4.00	4.10	3.88
K ₂ O	1.54	0.54	2.21	2.53	0.79	0.37	0.53	1.69	2.62	2.45	2.46	2.57	2.52
P ₂ O ₅	0.69	0.15	0.73	0.74	0.16	0.15	0.22	0.27	0.66	0.40	0.67	0.95	0.97
H ₂ O ⁻	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.25	0.30	0.23	H.o.	H.o.	0.32	0.23	0.13	0.25
H ₂ O ⁺	H.o.	H.o.	0.3	H.o.	0.87	1.74	0.75	H.o.	H.o.	0.79	0.97	0.50	0.65
Сумма	100.0	100.0	100.15	100.17	99.32	98.15	99.53	100.22	99.77	98.57	98.19	99.83	99.68
Li	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	7	H.o.	6.1	H.o.	H.o.	15	15	12	8
Sc	H.o.	H.o.	25	21.8	19.7	24.8	24.7	H.o.	H.o.	15.4	18.4	16.4	14.8
V	H.o.	H.o.	249	220	96	120	140	140	117	110	130	81	69
Cr	H.o.	H.o.	249	171	120	110	230	105	57	59	35	H.o.	H.o.
Co	H.o.	H.o.	53	39	42	38	66	H.o.	H.o.	39	28	26	30

Таблица 2. (Продолжение).

Компо- ненты	92606	92619	42 5LT90	5LT89	RG89	RG72	RG120/2	RG203	NJ111	RG78	RG82	RG87ш	RG87п
	[67]	[67]	[45]	[45]				[59]	[59]				
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
Ni	117	129	202	116	130	120	230	62	54	81	58	28	33
Zn	H.o.	H.o.	126	124	110	92	99	H.o.	H.o.	91	110	130	130
Ga	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	13	18	29	H.o.	H.o.	13	20	26	21
Rb	20	8	38	71	13.2	18.3	7.3	H.o.	H.o.	50.4	39.2	37.3	35.2
Sr	985	322	801	835	306	287	376	H.o.	H.o.	517	808	915	875
Y	24	20	29	29	19.5	19.2	22.6	H.o.	H.o.	31.5	36.7	37.8	35.9
Zr	203	93	262	286	85	100	100	H.o.	H.o.	156	318	330	252
Nb	7	3	72	75	7.2	7.7	8.8	H.o.	H.o.	20.8	25.1	32.0	27.6
Sn	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.9	1.1	1.5	H.o.	H.o.	1.3	1.8	2.3	1.8
Cs	H.o.	H.o.	H.o.	1.6	0.15	0.24	0.09	H.o.	H.o.	0.69	0.34	0.23	0.36
Ba	539	591	1256	996	304	368	289	H.o.	H.o.	1025	1448	1492	1463
La	25.3	8.54	44	43	11.7	13.0	12.2	24.8	55.4	37.8	56.0	57.2	55.3
Ce	52	19	101	91	25.6	28.9	27.6	52.7	118	70.2	110	130	124
Pr	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	3.15	3.53	3.47	H.o.	H.o.	8.03	13.3	16.2	15.1
Nd	24	11	49	48	13.5	14.2	15.2	H.o.	H.o.	31.6	52.7	65.0	60.0
Sm	5.38	3.15	9.2	9.5	3.04	3.24	3.46	4.96	9.44	6.08	9.39	11.6	10.7
Eu	1.67	1.05	2.83	2.85	1.07	1.10	1.24	1.46	2.26	1.53	2.46	3.04	2.83
Gd	0.7	0.5	1.17	1.26	0.62	0.64	0.66	0.68	1.02	0.87	1.22	1.33	1.29
Tb	H.o.	H.o.	H.o.	8.4	3.46	3.75	3.82	H.o.	H.o.	5.41	7.57	9.48	8.77
Dy	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	3.53	3.80	3.83	H.o.	H.o.	4.93	6.20	6.97	6.89
Ho	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.73	0.81	0.83	H.o.	H.o.	0.96	1.19	1.44	1.33
Er	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	2.02	2.06	2.20	H.o.	H.o.	2.69	3.47	3.77	3.51
Yb	2.16	1.95	1.96	2.25	2.00	2.04	1.97	2.03	2.63	2.30	2.97	3.09	3.14
Lu	0.32	0.28	0.23	0.27	0.27	0.26	0.30	0.30	0.42	0.35	0.44	0.42	0.46
Hf	H.o.	H.o.	6.5	7.4	2.05	2.59	2.60	4.01	6.92	3.60	7.07	9.13	7.07
Ta	H.o.	H.o.	4.3	5.1	0.45	0.47	0.47	H.o.	H.o.	1.19	1.14	1.44	1.29
Pb	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	4.2	3.9	1.3	H.o.	H.o.	9.8	11.9	8.0	10.6
Th	1.6	0.9	4.1	4.9	1.3	2.8	0.65	2.25	2.41	5.2	3.0	2.9	2.9
U	H.o.	H.o.	1.4	1.3	0.44	1.11	0.17	H.o.	H.o.	1.14	0.62	0.71	0.62

Компо- ненты	RG88	RG103	RG106	RG108*	RG108a	RG108/1	RG108/4	RG109	RG110	RG110/1п*	RG111ш	RG113
	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO ₂	57.15	50.79	47.97	49.34	52.04	51.48	53.23	49.70	51.09	52.61	51.22	48.57
TiO ₂	1.41	2.52	1.88	2.50	2.37	2.33	2.14	2.45	2.59	2.46	2.50	1.97
Al ₂ O ₃	15.55	17.80	15.75	18.10	16.30	17.00	17.05	16.90	17.20	17.50	17.50	16.30
Fe ₂ O ₃	3.28	5.13	6.67	10.79	10.00	4.49	3.24	3.59	2.82	3.00	7.41	3.75
FeO	4.59	6.60	5.57	0.67	1.08	6.09	6.20	7.26	8.20	7.40	3.77	8.32
MnO	0.13	0.16	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.16
MgO	3.23	3.79	8.65	3.40	3.67	4.55	3.91	5.63	4.24	3.56	3.61	7.55
CaO	5.33	6.42	8.88	7.01	6.07	7.13	6.07	7.70	6.19	5.49	5.72	8.60
Na ₂ O	4.05	4.30	3.28	4.12	3.76	4.00	4.24	3.42	4.14	4.44	4.44	3.37
K ₂ O	2.48	1.61	0.87	2.16	2.12	2.16	2.46	2.04	1.96	2.08	2.12	0.97
P ₂ O ₅	0.68	0.46	0.29	0.61	0.61	0.57	0.55	0.55	0.56	0.58	0.59	0.34
H ₂ O ⁻	0.57	0.15	0.09	0.23	0.21	0.10	0.28	0.27	0.19	0.16	0.26	0.14
H ₂ O ⁺	1.71	0.48	0.50	1.14	1.18	0.48	0.99	0.81	1.21	1.09	1.14	0.40
Сумма	97.88	99.58	99.98	98.87	98.18	99.96	99.25	99.40	99.14	99.27	99.03	99.90
Li	11	7.8	6.4	6	10	7.8	12	11	11	13	11	6.4
Sc	14.5	18.9	25.9	H.o.	14.8	17.3	14.8	20.9	14.5	H.o.	14.8	26.6
V	76	250	190	120	130	170	130	150	150	87	140	230
Cr	29	H.o.	250	45	31	42	46	67	13	H.o.	H.o.	280
Co	20	45	60	45	40	40	36	46	38	30	30	63
Ni	32	32	250	60	42	58	50	78	33	15	21	260
Zn	100	86	110	88	84	81	81	85	93	94	91	100
Ga	15	30	25	25	19	26	24	23	25	21	21	11
Rb	43.1	24.8	16.1	42.5	45.3	48.3	49.0	37.2	34.3	41	38.4	16.2
Sr	796	679	393	710	700	725	655	746	653	700	687	404
Y	34.4	25.5	21.4	31	25.2	29.9	27.9	26.9	28.8	38	28.2	22.5
Zr	250	222	125	240	192	233	218	210	216	250	239	144
Nb	29.9	34.9	21.3	49	53.9	60.4	58.7	53.1	50.2	45	48.6	23.5

Таблица 2. (Окончание).

Компо- ненты	RG88	RG103	RG106	RG108*	RG108a	RG108/1	RG108/4	RG109	RG110	RG110/1п*	RG111ш	RG113
	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
Sn	2.8	1.8	1.4	Н.о.	1.9	1.6	1.8	1.8	1.6	Н.о.	2.7	2.0
Cs	0.66	0.19	0.46	Н.о.	0.50	0.36	0.69	0.33	0.14	Н.о.	0.36	0.17
Ba	2650	700	708	890	713	715	686	829	683	840	809	391
La	53.3	34.8	18.8	Н.о.	41.6	39.3	37.6	35.9	36.3	Н.о.	46.4	22.9
Ce	117	73.0	40.0	Н.о.	82.7	79.5	75.7	73.2	72.9	Н.о.	95.5	49.5
Pr	13.8	8.14	4.81	Н.о.	9.82	9.33	8.72	8.58	8.97	Н.о.	10.9	5.73
Nd	55.3	31.8	19.7	Н.о.	38.7	38.5	35.9	34.1	36.6	Н.о.	43.5	23.1
Sm	9.52	5.88	4.62	Н.о.	7.45	7.61	6.61	6.68	7.44	Н.о.	8.22	4.85
Eu	2.66	1.97	1.54	Н.о.	2.19	2.20	1.94	2.04	2.23	Н.о.	2.60	1.56
Gd	1.19	0.88	0.69	Н.о.	0.93	0.97	0.93	0.93	1.03	Н.о.	1.02	0.72
Tb	8.21	5.57	4.12	Н.о.	6.46	6.69	5.92	5.85	6.72	Н.о.	6.58	4.34
Dy	6.47	4.53	3.78	Н.о.	5.03	5.48	4.65	4.92	5.53	Н.о.	5.27	3.95
Ho	1.20	0.93	0.81	Н.о.	0.97	1.10	1.02	1.00	1.10	Н.о.	1.06	0.79
Er	3.36	2.44	2.01	Н.о.	2.63	2.95	2.60	2.73	2.89	Н.о.	2.47	2.18
Yb	2.76	2.23	1.88	Н.о.	2.01	2.47	2.37	2.33	2.59	Н.о.	2.42	1.93
Lu	0.45	0.35	0.27	Н.о.	0.30	0.36	0.35	0.35	0.37	Н.о.	0.32	0.31
Hf	7.02	5.20	2.99	Н.о.	4.96	5.90	5.55	5.57	5.81	Н.о.	4.89	3.23
Ta	1.40	1.81	1.05	Н.о.	3.36	3.37	3.45	3.35	2.86	Н.о.	2.41	1.17
Pb	11.7	4.9	1.4	Н.о.	5.2	4.9	7.1	4.4	5.1	Н.о.	4.8	1.7
Th	3.8	3.3	2.3	Н.о.	5.1	5.6	6.8	4.8	4.8	Н.о.	5.8	Н.о.
U	1.09	0.89	0.79	Н.о.	1.25	1.49	2.07	1.30	Н.о.	Н.о.	1.79	Н.о.

Примечание. 1–5 – вулканические породы формации конехоз: 1 – вулканического поля Сан-Хуан, 2–3 – северо-западной части впадины Сан-Луис, 4–5 – холмов Сан-Луис; 6–7 – базаниты формации абикью впадины Эспаньола; 8–9 и 10–13 – андезибазальты и андезиты вулкана Петака; 14–43 – базальты формации хинсдэйл: 14–15 – первого и 16–18 – второго вулканического эпизода вулканического поля Сан-Хуан, 19 – холмов Сан-Луис; 20–28 – лавовых потоков и 29–31 – шлаковых конусов во впадине Сан-Луис; 32–38 – базальты Лобато, 39–41 – гавайиты вулкана Лос-Моготэс; 42–43 – щелочной базальт и базанит вулканического поля Ямпа; 44–46 – толеитовые базальты формации сервиллета; 47–48 – трахиандезиты центральной части впадины Сан-Луис, синхронные базальтам формации сервиллета; 49–53 – трахиандезиты формации капулин; 54–64 – базальты четвертичных шлаковых конусов гор Тюзас. Содержания Zn и Ga, а также Rb, Sr, Ba, Y, Nb, Zr в образцах, помеченных астериксом (*), определялись только методом РФА. Н.о. – не определялось.

страненных во впадине Сан-Луис. На вулканическом поле Латир в интервале 28–24 млн лет назад извергались спекшиеся туфы калиевых трахириолитов (табл. 1), сопоставимые по химическому составу с породами формации конехоз [54]. Эти туфы приходятся на окончание возрастного интервала формации конехоз и начало возрастного интервала формации хинсдэйл. С включением туфов вулканического поля Латир в состав наиболее ранних пород формации хинсдэйл возрастной диапазон формации расширяется вниз до 28 млн лет. С туфами ассоциируются вулканические породы основного и среднего состава (лейкобазальты, андезибазальты, андезиты, кварцевые латиты). Ранние базальты, андезибазальты и риолиты формации хинсдэйл вулканического поля Сан-Хуан датированы интервалом 27–22 млн лет [49]. В восточной части впадины Сан-Луис находятся дацит-риолитовые куполы Тимбер и Бруши возрастом 25–22 млн лет [30]. Южнее впадины Сан-Луис интервалом 24.6–22.0

млн лет датированы низкокалиевые андезибазальты конуса Петака. Они рассматриваются также в составе особой формации лос-пинос или как “базальты Харита” [15]. Во впадине Эспаньола интервалом 25.1–18.9 млн лет датированы низкокалиевые базаниты, относящиеся к формации абикью, а интервалом 25.8–19.5 млн лет – латиты, относящиеся к формации эспинасо [15, 35, 78].

Второй вулканический интервал формации хинсдэйл представлен переходными (Ну-О1-нормативными) базальтами вулканического поля Сан-Хуан с датировками 19.8 и 17.7 млн лет [48]. На рис. 4 вулканические породы первых двух интервалов объединены в группу, составляющую нижнюю часть формации хинсдэйл вулканического поля Сан-Хуан.

К третьему вулканическому интервалу формации хинсдэйл относится базальт-андезитовая толща восточной окраины вулканического поля Хемез в местности Лобато с датировками от 14.1 до 9.6 млн лет [11]. По химическому составу с ними сопостав-

ляются базальтовые дайки во впадине Эспаньола возрастом 9.7–9.6 млн лет [15] и лавы формации хинсдэйл, расположенные западнее вулканического купола Сан-Антонио (врезка рис. 2, рис. 4, табл. 2). В восточной части впадины Сан-Луис, южнее Сан-Антонио, к этому же временному интервалу относятся дациты и кварцевые латиты купола Черро Чифло возрастом 11–10 млн лет [52], а на северном окончании рифта – щелочные базальты и базаниты вулканического поля Ямпа [45].

Четвертый вулканический интервал формации хинсдэйл представлен конусом вулкана Лос-Моготэс с гавайитовым составом пород. Подобные по составу синхронные лавы изливались на вулканическом поле Черро-дель-Рио во впадине Эспаньола. Состав образца 92619 с вулкана Лос-Моготэс, приведенный в работе [67], отличается от других образцов вулкана и близок составу лав третьего вулканического интервала формации хинсдэйл.

В формацию сервиллета выделена мощная толща базальтовых и андезибазальтовых лав нормальной щелочности, слагающих во впадине Сан-Луис вулканическое поле Плато Таос [47]. Толща накопилась 4.5–3.5 млн лет назад. Одновременно, в интервале 4.8–3.0 млн лет назад, образовались крупные вулканические куполы трахиандезит-трахидацитового состава (Сан-Антонио, Ют, Трес-Орейрас и др.), резко выступающие над вулканическим плато [30]. Во впадине Эспаньола в интервале 4.4–3.2 млн лет назад изливались лавы гавайитового, муджиеритового и трахиандезитового состава [15].

Вулканические конусы с “долинными” лавовыми потоками следовали после формации сервиллета. В районе трахидацитового купола Сан-Антонио трахиандезитовые конусы и потоки относятся к особой формации капулин с возрастом 2.2–1.8 млн лет. В горах Тюзас этот интервал перекрывается с общим интервалом распространения “долинных” лавовых потоков 2.2–0.24 млн лет назад [30]. В собранной коллекции образцов плейстоценовые вулканические конусы и “долинные” лавовые потоки гор Тюзас представлены умереннощелочными и переходными базальтами и базальтовыми трахиандезитами возрастного интервала 1.1–0.24 млн лет.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (рис. 5) нанесены породы нормальной щелочности. Низкокальциевые андезибазальты и умереннокальциевые андезиты вулкана Петака попадают в поле известково-щелочных пород. Базальты и андезибазальты формаций хинсдэйл и сервиллета образуют поля точек на разделительной линии известково-щелочной и толеитовой серий.

По соотношениям нормативных минералов $\text{Ne} - (\text{Hy} + \text{Q})$ и $100 \cdot \text{An} / (\text{An} + \text{Ab})$ (рис. 6) различаются породы от сильно недосыщенных кремнеземом с повышенным содержанием нормативного анортита (базаниты формации абибью, щелочные базальты и базаниты вулканического поля Ямпа) до кварц-нормативных (формация конехоз, вулкан Петака, экструзивные куполы, синхронные формации сервиллета). Нормативный кварц рассчитывается в четырех образцах из числа андезибазальтов формации хинсдэйл, опробованных западнее экструзивного купола Сан-Антонио. Степень насыщенности–недосыщенности кремнеземом других пород северной части рифта Рио-Гранде промежуточная. Базальты формации сервиллета характеризуются повышенным содержанием нормативного анортита (50–56 %), а синхронные экструзии – более низким (30–40 %).

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Линии нормированных к хондриту редкоземельных спектров трахиандезитов формации конехоз имеют сравнительно крутой наклон (рис. 7 А). Значения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ меняются от 14.4 до 30.3. В такой же степени обогащены легкими редкоземельными элементами базаниты абибью впадины Эспаньола с величинами $(\text{La}/\text{Yb})_N$ в диапазоне от 26 до 31 (рис. 7 В). Лавы формации хинсдэйл имеют более низкие содержания легких редкоземельных элементов, приближающиеся к содержаниям в толеитовых базальтах более поздней формации сервиллета. В последних $(\text{La}/\text{Yb})_N$ сравнительно низкое и меняется от 2.7 до 4.8. По сравнению с базальтами, андезиты формаций хинсдэйл и сервиллета слегка обогащены легкими редкоземельными элементами. В более поздних трахиандезитах окружения купола Сан-Антонио и в базальтах гор Тюзас концентрации легких редкоземельных элементов существенно возрастают по отношению к лавам формации сервиллета ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 8-13$) (рис. 7 Д, Е). Спектры умереннощелочных базальтов гор Тюзас субпараллельны спектрам базальтовых трахиандезитов. В спектрах позднеэоцен-олигоценых и плиоценовых трахиандезитов намечается слабый европиевый минимум, резко выделяющийся в риолитовых игнимбритах формации конехоз (рис. 7 А, Д).

На диаграмме нормированных к недифференцированной мантии концентраций микроэлементов в трахитах и трахиандезитах формации конехоз выявляются резкие максимумы Ва, Рb и минимумы Nb, Та (рис. 8 А). В разных образцах существенно меняют-

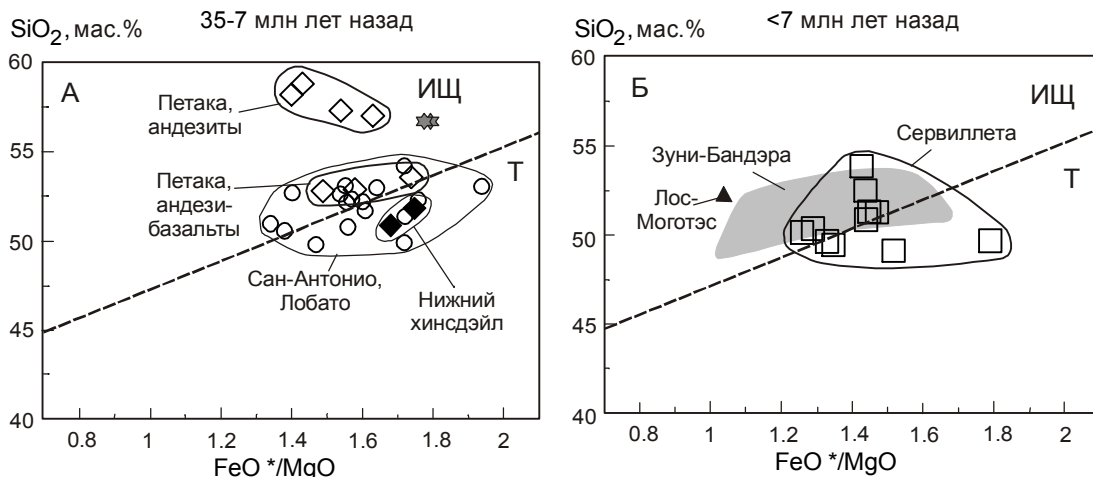


Рис. 5. Соотношения $SiO_2 - FeO^*/MgO$ в вулканических породах нормальной щелочности.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. FeO^* – общее содержание железа в закисной форме. Разделительная линия толеитовой (Т) и известково-щелочной (ИЩ) серий по [5].

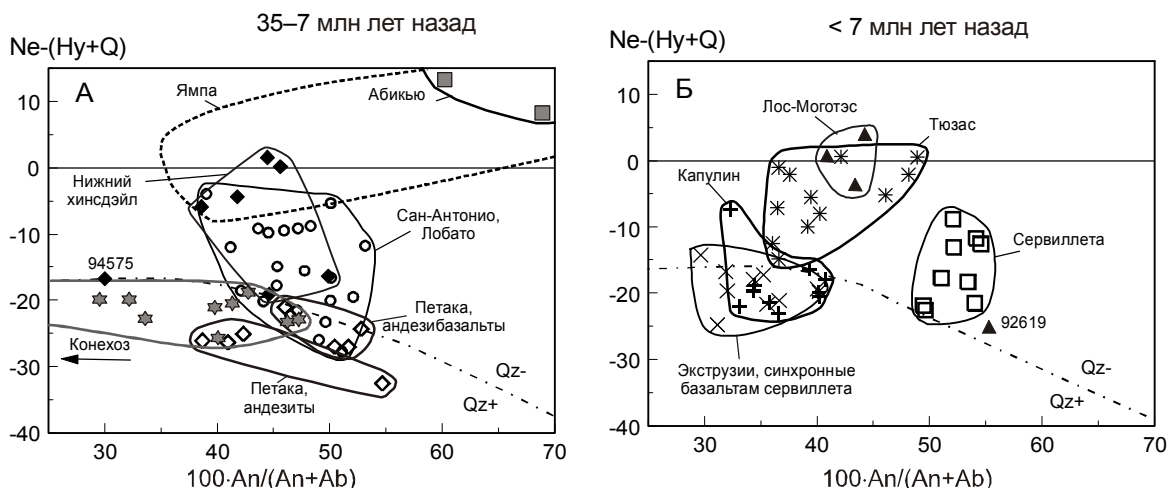


Рис. 6. Соотношения нормативных минералов в вулканических породах, рассчитанные по методу CIPW.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Штрих-пунктирная линия разделяет составы пород с нормативным кварцем (Qz+) и без него (Qz-). Введена корректировка $Fe^{3+} = 0.15Fe_{общ.}$ (ат. количества).

ся концентрации группы крупноионных литофильных элементов Rb, Th, U и K. Минимум Nb и Ta в базанитах абикью впадины Эспаньола отсутствует. По спектру несовместимых элементов они сопоставляются с базанитами и щелочными базальтами вулканического поля Ямпа, отличаясь от них более низкими концентрациями бария и калия (рис. 8 В,Г). Андезибазальты и андезиты вулкана Петака характеризуются сравнительно низкими концентрациями несовместимых элементов с резко выраженным максимумом Pb (рис. 8 Б). Один из проанализированных образцов базальтов нижней части формации хинсдэйл поля Сан-Хуан возрастом около 18 млн лет имеет ми-

нимумы Nb–Ta и Zr–Hf (рис. 8 В). Минимумы Nb–Ta выявляются также в лавах местности Лобато, в андезибазальтах формации хинсдэйл и в позднеплиоценовых трахиандезитах окружения купола Сан-Антонио. В базальтах формации сервиллета концентрации несовместимых элементов низкие, встречаются слабо выраженные максимумы Ba и Pb (рис. 8 Д). Плейстоценовые базальты гор Тюзас имеют сравнительно гладкие по форме графики нормированных концентраций несовместимых элементов, в общем подобные графикам пород вулканического поля Ямпа (рис. 8 Е). Несколько отличаются спектры более магнезиальных образцов этой группы 110 и 113.

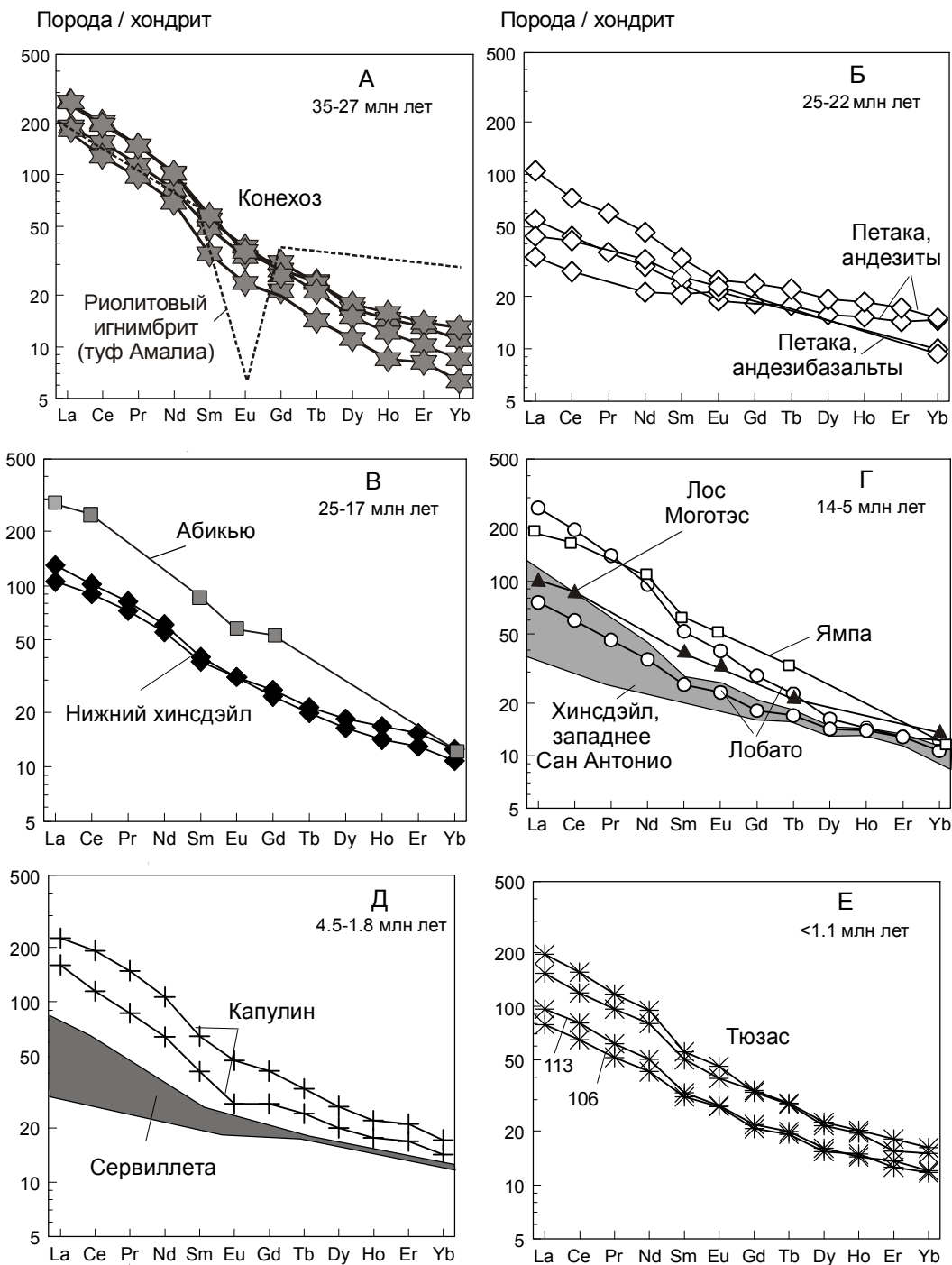


Рис. 7. Нормированные к хондриту [58] концентрации редкоземельных элементов.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Состав риолитового игнимбрита нанесен по данным [55].

Для трахиандезитов и трахитов формации конехоз характерно высокое начальное стронциевое изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0.7048–0.7058) при повышенном содержании стронция. В них определены низкие изотопные отношения свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.3\text{--}18.1$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4\text{--}15.5$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.8\text{--}37.6$ [51]). Низкое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0.7037–0.7041) при высо-

ком содержании стронция и повышенном $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51266$ измерено в базанитах формации абикью впадины Эспаньола [36, 78], щелочных базальтах и базанитах вулканического поля Ямпа [45] и в некоторых образцах лав возрастом 7–5 млн лет вулкана Лос-Моготэс [51]. Такой же интервал начальных отношений изотопов стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0.7038–0.7044), но при

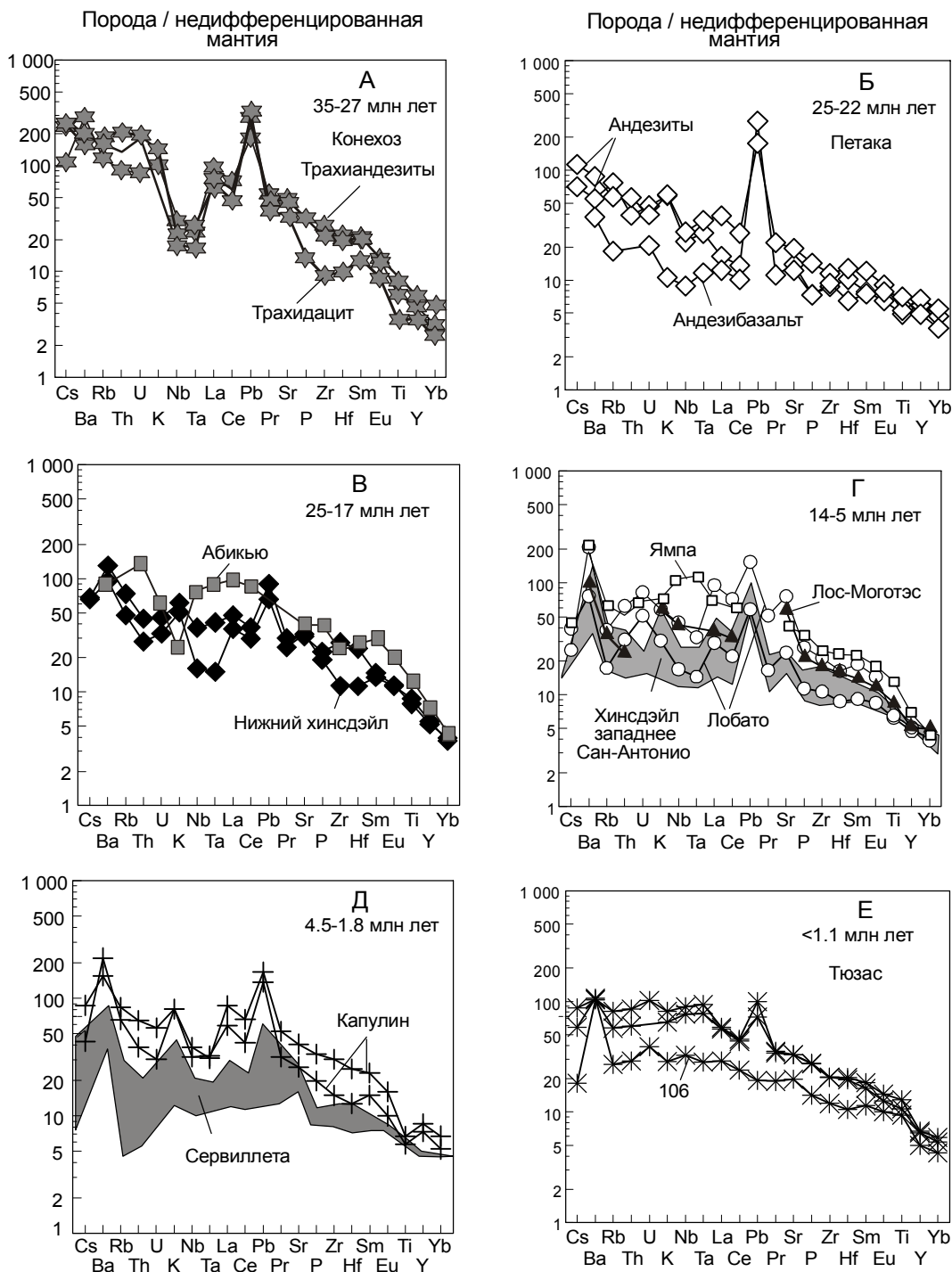


Рис. 8. Концентрации ряда несовместимых-совместимых элементов, нормированные к составу недифференцированной мантии [58].

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Для Cs и Rb при нормировании использованы концентрации 0.0079 и 0.071 мкг/г [74].

низком содержании Sr (244–388 мкг/г) и высоком $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51272), определен в андезибазальтах вулкана Петака [36].

В лавах формаций хинсдэйл и сервиллета $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ повышено (0.70409–0.70444). Наиболее

высокие значения этого параметра (0.70519–0.70572) измерены в трахиандезитах района Сан-Антонио. В плейстоценовых базальтах гор Тюзас $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ понижается до интервала значений 0.70361–0.70422 (табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Магматизм рифта Рио-Гранде в контексте кайнозойской тектонической и магматической эволюции запада США

В интерпретации геохронологических данных по мезозойско-кайнозойской тектонической эволюции запада США важное значение имели плитотектонические реконструкции [3, 13, 19 и др.]. Предполагалось, что между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами, южнее системы разломов Мендосино, в мезозое и раннем-среднем кайнозое существовала океаническая литосферная плита Фараллон, полого погружавшаяся под Северо-Американский континент [23, 53]. Во временном интервале 25–10 млн лет назад она оказалась полностью под континентальной окраиной, и субдукция сменилась трансформными смещениями Тихоокеанской плиты относительно Северо-Американской.

В одних работах [13, 19] позднекайнозойское растяжение коры в южной части Провинции Бассейнов и Хребтов и Большом Бассейне связывалось с воздействием Восточно-Тихоокеанского поднятия на Северо-Американскую плиту. В других [14, 27] подчеркивалось различие в геодинамике территорий, находившихся в позднем олигоцене–среднем миоцене к северу и югу от системы разломов Мендосино, соответственно в Большом Бассейне и в южной части Провинции Бассейнов и Хребтов. Предполагалось, что кора Большого Бассейна растягивалась в связи с миграцией зоны разломов Мендосино к северу, а кора южной части Провинции Бассейнов и Хребтов – в связи с прекращением субдукции плиты Фараллон и быстрым перемещением тройной точки Ривера к югу. Развитие базальтового вулканизма юго-западнее плато Колорадо (в переходной зоне между этими территориями) объяснялось образованием “окна” в слэбе (slab-window).

Позднеэоценовое начало вулканической деятельности в структуре Рио-Гранде связано с активной континентальной вулканической дугой, продвигавшейся в течение позднего мела и раннего палеогена от западной окраины вглубь Северо-Американского континента [25]. Для объяснения смещения магматизма с запада на восток привлекались две гипотезы: 1) о последовательном продвижении слэба под континент с востока на запад [23] и 2) об изменении угла погружения слэба [73]. Основные азимутальные изменения тектонического стресса в Мексике 33 ± 2 млн лет назад и на западе США 30 ± 2 млн лет назад коррелировались по времени с “игнимбритовой вспышкой” в южной части Скалистых гор. И текто-

нические, и магматические события этого времени связывались с обратным движением в сторону океана горизонтально субдуктировавшего слэба Фараллон [16]. Обсуждалась также гипотеза, в которой субдукция не рассматривалась в качестве основного геодинамического фактора, а “субдукционные” характеристики химического состава олигоценовых базальтов северной части структуры Рио-Гранде рассматривались как следствие мантийного метасоматоза, проявившегося в условиях растяжения литосферы [36].

Базальтовый вулканизм интервала 21–15 млн лет назад южнее 35-го градуса с.ш. интерпретировался как результат задугового растяжения [71] (рис. 9). Смена магматизма среднего-кислого состава преимущественно базальтовым сопровождала значительное растяжение литосферы и подъем астеносферы на всей территории от Южной Калифорнии до южной части рифта Рио-Гранде [36, 78].

Поднятие астеносферного материала под южной частью структуры Рио-Гранде и сопредельной территорией Провинции Бассейнов и Хребтов отчетливо выражено в смене изотопного состава неодима вулканических пород. В лавах временного интервала 30–17 млн лет назад значения ϵNd (от –6 до +1) соответствовали составу континентальной литосферной мантии, а в последние 13–10 млн лет (от +3 до +8) характеризовали обедненный астеносферный материал [35, 60] (рис. 10). Около 10 млн лет назад подобный базальтовый магматизм распространился западнее плато Колорадо, на территории Большого Бассейна [64 и др.].

В базальтовых лавах центральной части рифта Рио-Гранде, на поднятии Люсеро, смена магматических источников отражена в увеличении значений ϵNd в лавах, излившихся 8–4 млн лет назад, от интервала +3.2 – +4.2 до интервала +5.5 – +6.6 [68]. Сопоставимый с последним интервал значений ϵNd от +4 до +7 определен в щелочных базальтах южного края плато Колорадо на вулканическом поле Зуни-Бандэра (возраст < 1.4 млн лет) [62]. В северной части рифта Рио-Гранде в течение позднего кайнозоя значения ϵNd вулканических пород варьировали в диапазоне от –8 до +3. Каких-либо направленных временных изменений этого параметра не выявлено.

Выражение компонентов мантии и коры в изотопах стронция вулканических пород

В координатах $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 - 1000/Sr$ (рис. 11 А,Б) составы вулканических пород северной части рифта Рио-Гранде располагаются между компонентами М, С и К. Компонент М ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 \sim 0.704$, $1000/Sr \sim 0.9$) характеризует обедненный мантийный источник континентальной окраины. Компонент С обладает таким же обедненным изотопным отношением

Таблица 3. Изотопные отношения стронция вулканических пород основного и среднего состава северной и центральной частей рифта Рио-Гранде.

№ п/п	Образец	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\pm 2\sigma)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Возраст, млн лет	Формация, вулкан, вулканическое поле
1	RG-39	0.705012 ± 22	0.704895	~32	Конехоз, холмы Сан-Луис
2	RG-66A	0.705935 ± 16	0.705807	~32	Конехоз, впадина Сан-Луис
3	89SB31 [78]	0.703968	0.703951	18	Абикью, впадина Эспаньола
4	89SB22 [35]	0.704355 ± 15	0.704314	23	Петака
5	89SB27 [35]	0.703795 ± 15	0.703767	18.5	То же
6	RG-120/1	0.704644 ± 21	0.704512	~20	То же
7	RG-121Q	0.704787 ± 16	0.704655	~20	То же
8	66L-26W [51]	0.70480 ± 20	0.704768	26.8	Хиндэйл, Сан-Хуан
9	66L-20W [51]	0.70490 ± 20	0.704900	26.8	То же
10	RG-42	0.705717 ± 42	0.705668	17.7	Хиндэйл, холмы Сан-Луис
11	RG-115	0.704205 ± 18	0.704171	19.8	Хиндэйл, Сан-Хуан
12	RG-60	0.704269 ± 13	0.704258	~10	Хиндэйл, поток, впадина Сан-Луис
13	RG-67	0.704413 ± 22	0.704390	~10	То же
14	RG-70/1	0.704101 ± 22	0.704093	~10	То же
15	RG-102	0.704010 ± 9	0.703997	~10	То же, шлаковый конус
16	RG-102/1	0.704334 ± 13	0.704320	~10	То же
17	5LT-90 [45]	0.704099 ± 15	0.704080	~10	Ямпа
18	5LT-89 [45]	0.703948 ± 15	0.703915	~10	То же
19	65L-120W [51]	0.70370 ± 20	0.703696	~5	Лос-Моготэс
20	68L-134IW [51]	0.70390 ± 20	0.703856	~5	То же
21	68L-134SW [51]	0.70450 ± 20	0.704494	~5	То же
22	F-340 [30]	0.70417 ± 5	0.704169	~3.2	Сервиллета
23	F-25 [30]	0.70444 ± 5	0.704438	~3.2	То же
24	RG-199 [29]	0.70424 ± 5	0.704240	~3	То же
25	RG-203 [59]	0.70426 ± 5	0.704254	3.5	Экструзии, синхронные формации сервиллета
26	NJ-111 [59]	0.70520 ± 5	0.705195	3.5	То же
27	RG-78	0.705195 ± 21	0.705187	~2	Капулин
28	RG-82	0.705500 ± 19	0.705496	~2	То же
29	RG-88	0.705723 ± 14	0.705719	~2	То же
30	RG-108	0.703614 ± 18	0.703614	~0.25	Горы Тюзас
31	RG-108/1	0.704225 ± 14	0.704224	~0.25	То же
32	RG-113	0.704086 ± 20	0.704086	~0.25	То же

Примечание. Приведены измеренные отношения изотопов стронция относительно стандартного образца NBS-987 со значением 0.71025.

стронция (~0.704) при более высоком значении 1000/Sr (~4 г/мкг) и рассматривается как результат повторного плавления материала компонента М, застрявшего и закристаллизовавшегося на кайнозойском этапе в виде малоглубинных магматических тел [7]. Компонент К отличается высоким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (~0.706) при низком 1000/Sr (~0.6 г/мкг) и отражает вовлечение в плавление материала коры.

Компонент М характеризовал лавы формации абикью 25–18 млн лет назад. Затем, около 10 млн лет

назад, он проявился в лавах поля Ямпа и продолжал поступать в извержениях вулкана Лос-Моготэс во временном интервале 7–5 млн лет назад. В дальнейшей эволюции компонент М имел подчиненное значение по отношению к компонентам С и К (рис. 11Б). В щелочных базальтах и базанитах зоны Хемез и Провинции Бассейнов и Хребтов измерено более низкое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Так, щелочные базальты вулканических полей Зуни-Бандэра (возраст 1.4–0.01 млн лет) и Джеронимо (возраст 3.2–0.2 млн лет) характе-

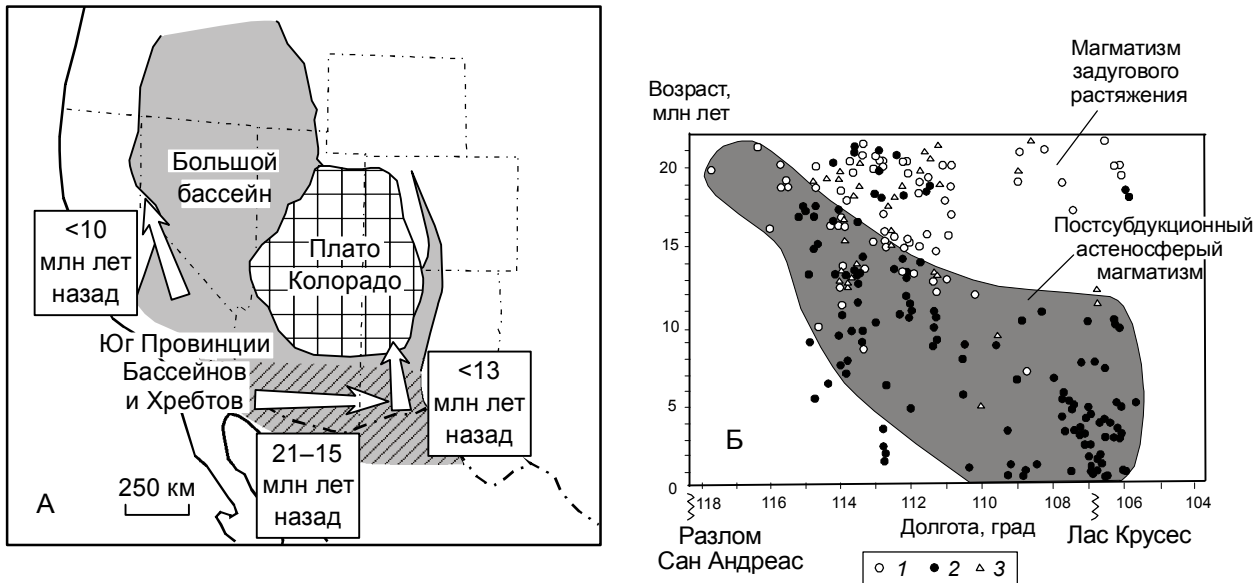


Рис. 9. Пространственно-временное распространение области поднятия астеносферного материала на Западе США по данным [35, 64, 68, 71].

1 – щелочные оливиновые базальты, 2 – андезобазальты, 3 – дациты и риолиты. На рис. А направления распространения базальтов с астеносферными характеристиками показаны стрелочками. На рис. Б показаны вариации К-Аг датировок вулканических пород от основного до кислого состава в южной части Провинции Бассейнов и Хребтов. На диаграмме выделено поле точек, соответствующее распространению астеносферных выплавов в восточном направлении южнее 35° с.ш. (на рис. А область выделена косой штриховкой). Точки, расположенные выше поля астеносферных выплавов, характеризуют задуговое растяжение [71].

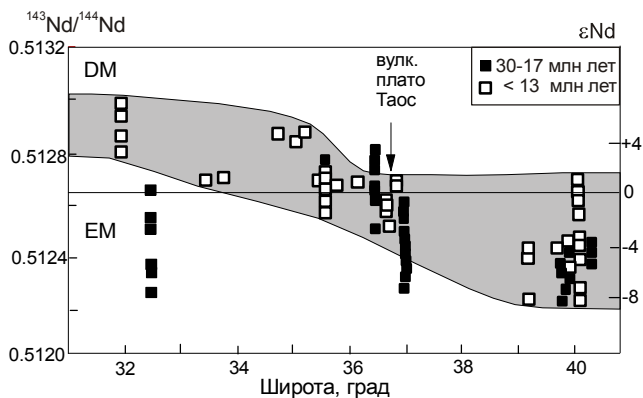


Рис. 10. Временная смена изотопных отношений Nd и значений ϵ_{Nd} вулканических пород вдоль рифта Рио-Гранде ([35] с дополнениями).

ризируются интервалом отношений 0.7030–0.7035 при высоком содержании стронция [61, 62]. Этот состав изотопов стронция характеризует компонент обедненной мантии океанического типа (астеносферный компонент DM), который сменяется менее обедненным компонентом М пород такого же состава северной части рифта Рио-Гранде (рис. 12).

Роль компонента С в качестве повторной выплавки из магматического материала, застрявшего и

закристаллизовавшегося на малых глубинах мантии, максимально выражена в андезитах и андезобазальтах вулкана Петака, в общем синхронного поступлению магм компонента М в интервале 25–18 млн лет назад. Такой же материал входил в виде примеси к компоненту М в плиоцен-четвертичные лавы сервилета (4.5–3.5 млн лет) и гор Тюзас (1.1–0.24 млн лет), которые следовали после излияний лав вулкана Лос-Моготэс, представленных компонентом М. Вхождение компонента С в излившиеся порции магм, таким образом, отражало эволюцию собственно мантийных процессов, осложненных повторным плавлением на малых глубинах в процессе подъема более глубинных выплавов. Различная глубина выплавов отчетливо подчеркивается неравновесным и равновесным составом U–Th изотопной системы позднплейстоцен-голоценовых выплавов, соответственно, из мантии гранатовой и шпинелевой фаций [12].

Максимальная роль компонента К как производного корового магматического источника наиболее выражена в трахиандезитах формации конехоз. Изотопно-геохимическая система пород кислого состава формации отражает соотношения мантийного и корового материала [55, 59, 69] и здесь не рассматривается. Значительная примесь корового компонен-

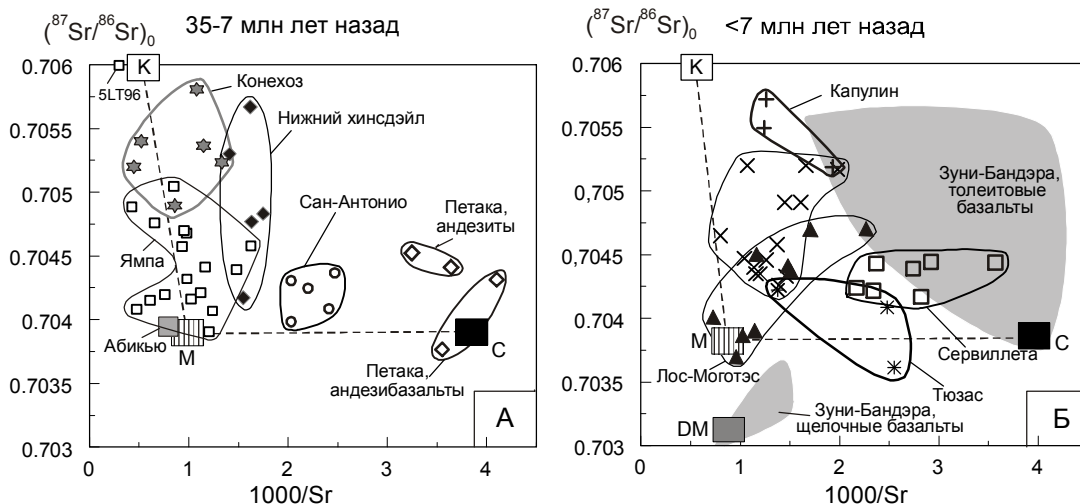


Рис. 11. Соотношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$ в вулканических породах рифтовой системы Рио-Гранде. Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Конечные составы на трендах смешения (см. текст) обозначены как К, М, С и DM. Использованы данные [30, 35, 36, 45, 51, 59, 62, 78] и новые аналитические данные.

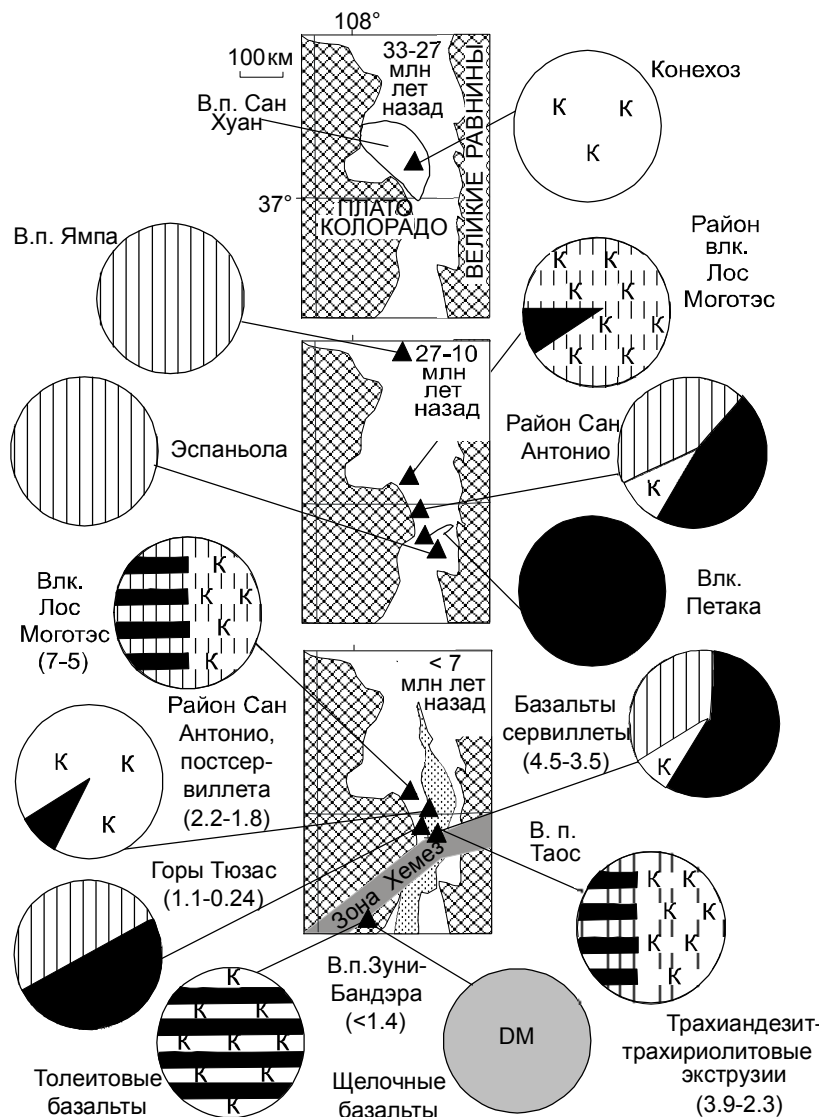


Рис. 12. Пространственно-временное изменение изотопных составов магматических выделок в северной части структуры Рио-Гранде.

Показаны границы плато Колорадо и Великих Равнин. На нижнем рисунке нанесены контуры рифтовых впадин и границы зоны Хемез. Треугольниками выделены места отбора образцов. На круговых диаграммах показаны доли составов К, М, С и DM в вулканических породах (заливка секторов соответствует обозначениям этих компонентов на рис. 11). Полосы на полях круговых диаграмм отражают наличие трендов смешения. В скобках обозначены возрастные интервалы, млн лет.

та содержалась в лавах возрастом 18 млн лет (нижний хинсдэйл, Сан-Хуан), 10 млн лет (вулканическое поле Ямпа), 4.8–3.0 млн лет (экструзии, синхронные формации сервиллета) и 2.2–1.8 млн лет назад (формация капулин).

Общая эволюция магматизма северной части рифта Рио-Гранде выражена в смене материала преимущественно корового компонента К чередующимся поступлением компонентов М и С. В последние 5 млн лет выделяются две тенденции. Одна заключается в повышении роли компонента С и характеризует смещение точек лав формации сервиллета и гор Тюзас с повышением 1000/Sr при сравнительно низких начальных стронциевых изотопных отношениях. Другая тенденция отражает повышение роли компонента К и определяется возрастанием $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ при слабом повышении 1000/Sr в экструзиях, синхронных лавам формации сервиллета, и в лавах формации капулин.

Выражение компонентов мантии и коры в микроэлементах вулканических пород

Относительная роль мантийных компонентов (М и С) и корового компонента К выявляется и по соотношениям микроэлементов. Компонент М в микроэлементном отношении приближается к составу базальтов океанических островов (OIB), а компонент С – к составу базальтов срединных океанических хребтов (MORB).

Компонент К, ярко выраженный в трахиандезитах формации конехоз, характеризуется низким $\text{K}_2\text{O}/\text{Th}$ (0.24–0.33) при высоком La/Ta (63–82) и отражает примесь материала нижней части коры. В от-

личие от нижней части коры, верхняя характеризуется высоким $\text{K}_2\text{O}/\text{Th}$ вследствие более высокого содержания калия. Вместе с тем и верхняя, и нижняя части коры обеднены Nb и Ta относительно легких редкоземельных элементов [28].

На рис. 13А, Б мантийные выплавки (лавы абикью, вулканического поля Ямпа и вулканов Петака, Лос-Моготэс и Тюзас) характеризуются низким Ba/Nb при низком $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, а выплавки с заметной примесью корового материала (формация конехоз, экструзии, синхронные базальтам сервиллета, формация капулин) – высокими Ba/Nb и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$.

В координатах $(\text{Th}/\text{Yb})_N - (\text{Ta}/\text{Yb})_N$ (рис. 14А, Б) обогащение компонентом К трахиандезитов формации конехоз отражено в значительном смещении точек выше мантийного направления. Отношение $(\text{Th}/\text{Yb})_N$ понижается с относительным продвижением точек относительно трахиандезитов формации конехоз к составу E-MORB в более поздних лавах, извергавшихся во временном интервале 28–18 млн лет назад (Петака, нижний хинсдэйл, Сан-Хуан, район Сан-Антонио). Часть составов лав вулканического интервала 15–9 млн лет назад находится в пределах направления мантийных пород. Лавы формации абикью и вулканического поля Ямпа в общем характеризуют мантийные источники с высоким $(\text{Ta}/\text{Yb})_N$. В последние 5 млн лет выявляется направленная временная эволюция от составов, близких E-MORB (формация сервиллета), через составы, несколько смещенные выше мантийного направления (капулин), к составам, близким к OIB (“долинные потоки” гор Тюзас) (рис. 14 А,Б).

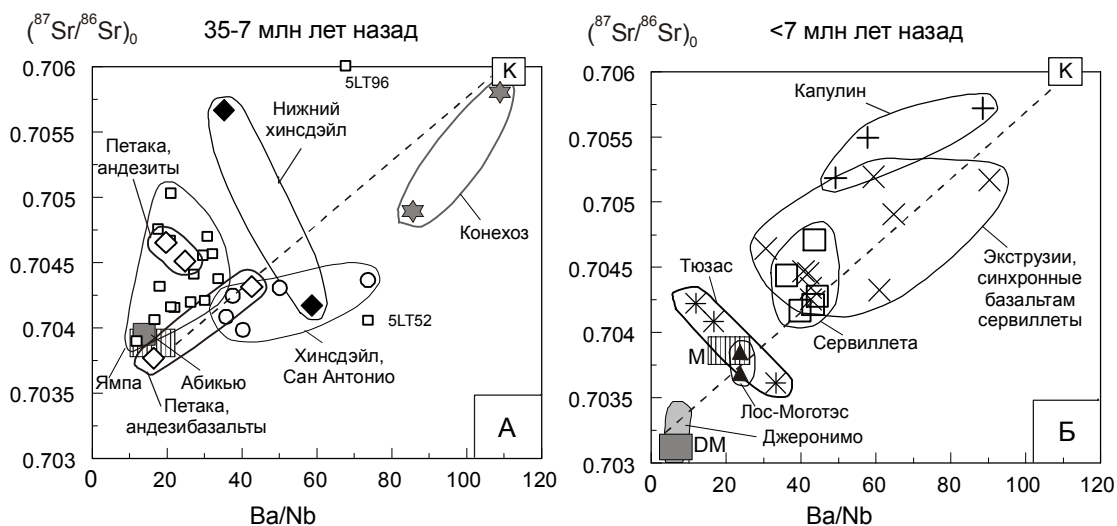


Рис. 13. Соотношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \text{Ba}/\text{Nb}$ в вулканических породах рифтовой системы Рио-Гранде.

Усл. обозн. см. на рис. 2, 4 и 11. Использованы данные [30, 36, 45, 59, 78] и новые данные авторов. На рис. Б обозначен состав щелочных базальтов вулканического поля Джеронимо [61, 62].

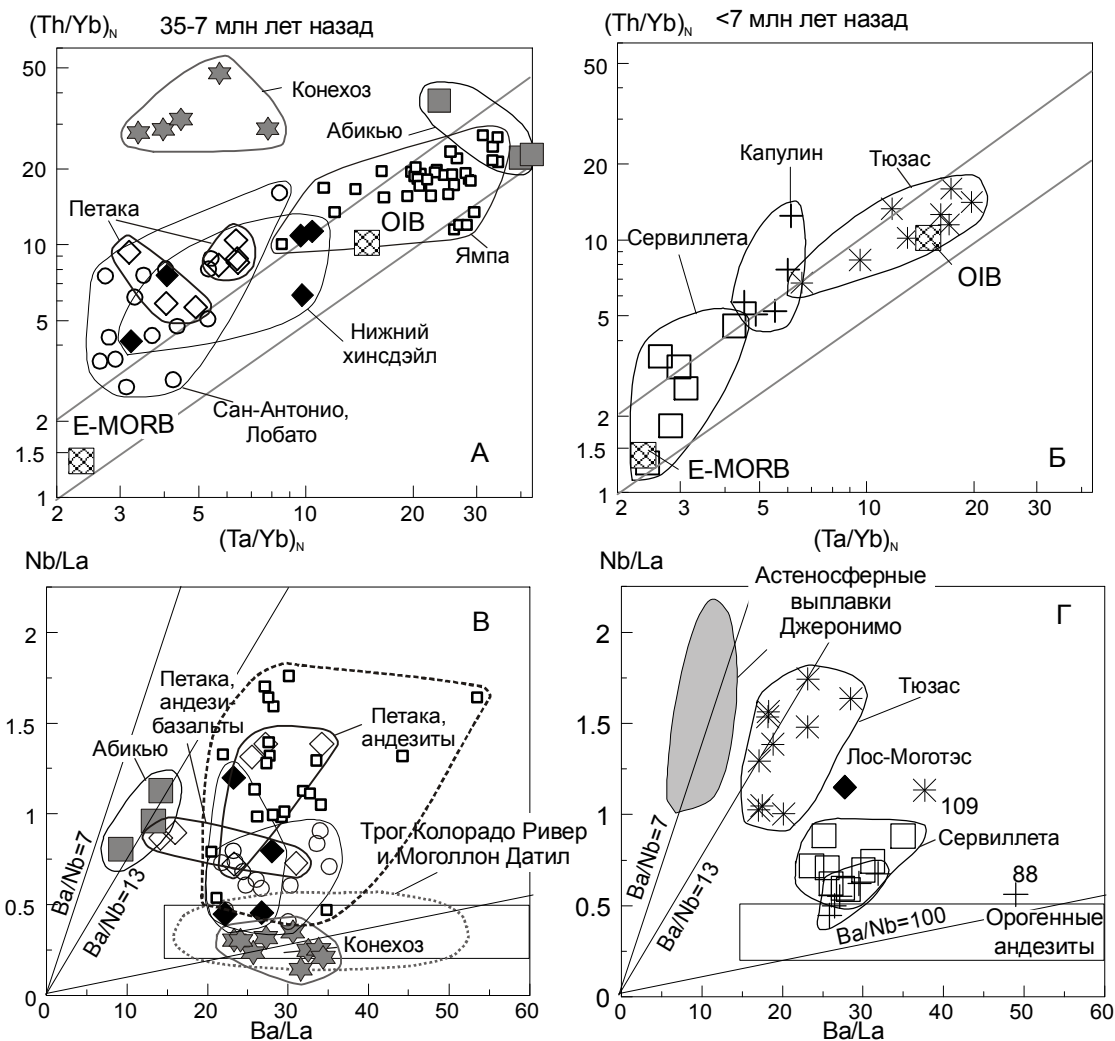


Рис. 14. Соотношения $(Th/Yb)_N - (Ta/Yb)_N$ (А, Б) и $Nb/La - Ba/La$ (В, Г) в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2, 4 и 11. На рис. А, Б нормирование выполнено к составу хондрита [58]. Показаны составы обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (Е-MORB) и базальтов океанических островов (ОИВ) [74]. Косые параллельные линии на рис. А, Б ограничивают область составов океанических базальтов. На рис. В дополнительно показаны составы лав вулканических полей Моголлон-Датил и трога Колорадо-Ривер [40], на рис. Г – вулканического поля Джеронимо [62, 70].

В трахиандезитах формации конехоз и андезитах вулкана Петака определены интервалы значений Ce/Pb , соответственно, 3.7–9.2 и 2.8–3.6. Такое низкое отношение свойственно материалу коры и надсубдукционного мантийного клина. Значение Ce/Pb в лавах гор Тюзас находится в интервале 15–29, перекрывающем интервал значений ОИВ (25 ± 5). В других вулканических породах северной части рифта Рио-Гранде получен интервал промежуточных значений Ce/Pb от 6 до 21.

Подобное разделение на выплавки с примесью материала коры и преимущественно мантийные выявляется на диаграмме $Nb/La - Ba/La$ (рис. 14 В,Г). Обогащение компонентом К трахиандезитов формации ко-

нехоз влечет за собой снижение Nb/La при повышенном Ba/La . В более поздних лавах определено повышенное Ba/La при относительном повышении Nb/La , что отражает относительное увеличение роли компонента С. В мантийных составах компонента М установлено повышенное Nb/La при низком Ba/La . Подобно другим составам, обогащенным компонентом С, лавы формации сервиллета имеют повышенные отношения Nb/La и Ba/La . Смещение точек лав формации капулин относительно лав формации сервиллета с понижением Nb/La соответствует примеси компонента К, а повышение Nb/La с понижением Ba/La в “долинных потоках” гор Тюзас – увеличению доли компонента М. Последние составы смещены к астеносфер-

ным выплавкам, охарактеризованным на этой диаграмме четвертичными щелочными базальтами поля Джеронино.

Микроэлементное моделирование частичных выделков

Моделирование частичного плавления в мантийных и коровых источниках формации конехоз выполнено на основе составов пиролита [58] и среднего состава гранулитовых ксенолитов из лав вулканического поля Сан-Франциско, расположенного на южном краю плато Колорадо [21]. В расчетах использованы коэффициенты распределения минерал/расплав: оливина (ol), ортопироксена (орх), граната (gt) – [37], клинопироксена (срх) – [33, 38, 39], флогопита (phlog) – [33, 41, 43] и плагиоклаза (plag) – [17]. Рассчитаны модалльные составы источников: флогопит-гранатового лерцолита – ol 55 %, орх 25 %, срх 14 %, gt 5 %, phlog 5 % и гранулита габбро-норитового состава – plag 40%, срх 40%, орх 20 %.

Концентрации Th, U, K, La, Sr и Yb в трахиандезитах формации конехоз соответствуют содержаниям этих микроэлементов при смешении частичных выделков из обоих модельных источников со степенью частичного плавления 3 %. Доля материала нижней части коры составляет до 20 % (рис. 15). По оценкам, следующим из вариаций изотопных отношений Nd, в салических игнимбритах содержится до 50 % корового материала с преобладанием компонента первичных мантийных базальтовых магм [69].

На диаграмме $(Ce/Yb)_N - (Yb)_N$ (рис. 16) нанесены составы с низким $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, в которых преобладают мантийные компоненты М и С. Базаниты абикью впадины Эспаньола соответствуют 0.7–1.5 % частичного расплава мантийного источника, содержащего около 4 % граната, а щелочные базальты и базаниты вулканического поля Ямпа – 0.7–3.0 % частичного расплава источника, содержащего от 2.5 до 4.0 % граната. Источник базальтов гор Тюзас содержит 1.0–1.5 % граната. Андезибазальты и андезиты вулкана Петака отличаются сравнительно низким $(Ce/Yb)_N$ и интерпретируются как выделки из мантии шпинелевой фации глубинности. Степень частичного плавления в источнике андезитов составляет 5–8 % и увеличивается в источнике андезибазальтов до интервала 10–15 %.

Гранат является наиболее плотной фазой среди породообразующих минералов верхней мантии. С повышением литостатического давления его количество будет увеличиваться. Судя по повышенному содержанию граната в источнике базанитов впадины Эспаньола, они вылавлялись на большей глубине, чем щелочные базальты и базаниты поля

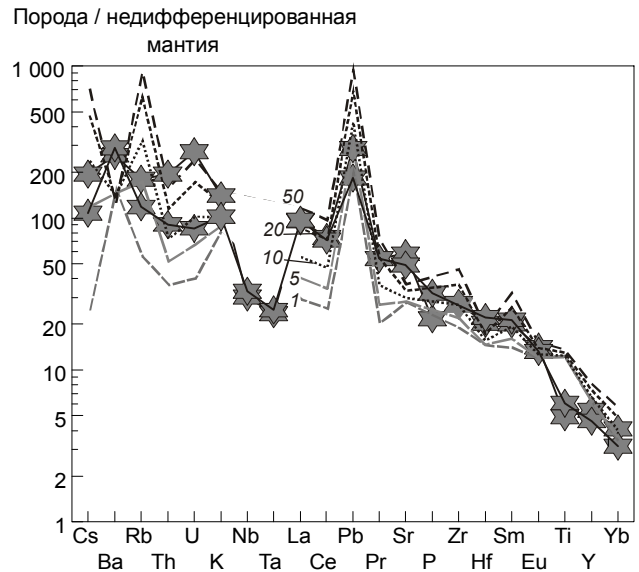


Рис. 15. Нормированные к недифференцированной мантии [58] концентрации микроэлементов в трахиандезитах формации конехоз (линии с маркерами-звездочками) и в модельных расплавах (штриховые линии без маркеров), см. текст.

Цифрами показана доля выделков нижней коры, %.

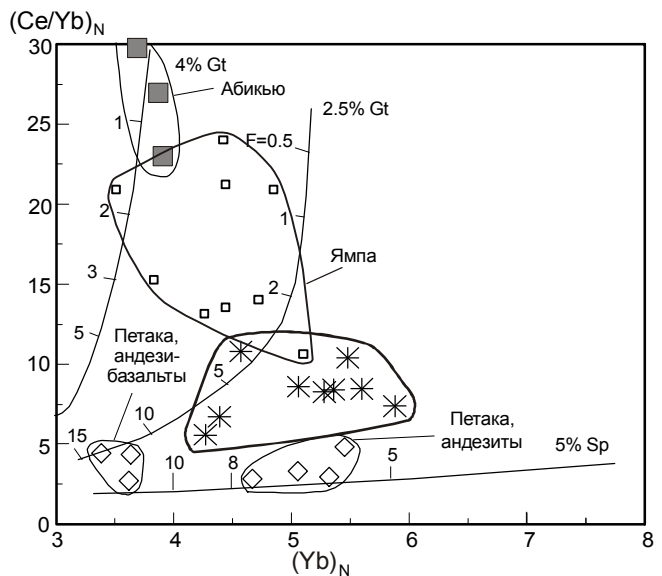


Рис. 16. Соотношения $(Ce/Yb)_N - (Yb)_N$, нормированные к недифференцированной мантии [58], в вулканических породах возрастом 25–10 млн лет с близкими начальными изотопными отношениями стронция (низкокалиевые базаниты впадины Эспаньола и щелочные базальты вулканического поля Ямпа – состав М; андезибазальты вулкана Петака – состав С).

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Показаны линии частичного плавления мантийных источников [18]. Цифрами обозначена степень плавления (F, %). Рядом с каждым трендом указана доля граната или шпинели в источнике.

Ямпа. Из диаграммы рис. 16 следует вывод о широких вариациях глубинности ранних выплавов из мантийных источников от самых глубоких (формация абикью) до наименее глубоких (вулкан Петака). Состав более поздних выплавов определялся плавлением мантийных источников умеренных и малых глубин.

Роль субдукционных процессов

В зоне субдукции происходит разложение водосодержащих минералов погружающегося океанического слэба. Образующиеся водные флюиды выносятся из слэба в надслэбовую область литофильные компоненты (Cs, K, Rb, Ba, Sr, La и др.), но не способствуют выносу высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf). Таким образом, выплавки из надслэбовой области обогащаются литофильными элементами и обедняются высокозарядными. Предполагалось [75, 76], что практически все водосодержащие минералы теряются слэбом до его погружения на глубину 120 км. Метасоматически преобразованный материал вышележащего мантийного клина вовлекается в нисходящее движение в зону частичного плавления под островной вулканической дугой. Эта модель хорошо согласуется с изотопно-обедненными характеристиками выплавов внутриокеанических островных дуг. Между тем, в обстановке быстрой субдукции дегидратация слэба может задерживаться и возникает потенциальная возможность проявления эффекта дегидратации в слэбе, продвинутом в глубокую часть мантии [79].

При субдукции океанической плиты под континентальную окраину в мантийном клине преобладает плавление изотопно-обогащенного материала перекрывающей континентальной плиты. Однако в условиях структурной перестройки субдукционной системы в плавление вовлекается и изотопно-обедненный материал, извлеченный из слэба. Примером служит изменение состава выплавов тыловой зоны дуги Северо-Восточной Японии, в которых обогащенные изотопные характеристики Sr и Nd временного интервала 30–15 млн лет назад сменялись обедненными характеристиками временного интервала последних 15 млн лет [63, 72].

Привлечение субдукционного механизма для объяснения миграции вулканической дуги вглубь Северо-Американского континента предполагает продвижение океанического слэба под континентальную окраину более чем на 1000 км. Если в южной части рифта Рио-Гранде и в сопредельной южной части Провинции Бассейнов и Хребтов изотопно-обогащенные составы сменялись изотопно-обедненными около 13 млн лет назад, в северной

части рифта изотопно-обедненные составы так и не появились. Следовательно, структурная перестройка субдукцирующей системы отражена в ходе эволюции магматизма южной части рифта, а в его северной части не выражена. Этот вывод находит поддержку в палеомагнитных данных, свидетельствующих о структурном развитии северной части рифта Рио-Гранде, начиная с 35–32 млн лет назад, в обстановке правосторонних сдвиговых смещений с поворотом плато Колорадо против часовой стрелки относительно Северо-Американского кратона [80].

Внезапное интенсивное плавление коры не может быть вызвано кондуктивным теплопереносом из мантии, а происходит вследствие внедрения в нее глубоких мантийных магматических расплавов или поступления флюидов. Такой механизм объясняет масштабное плавление коры под вулканическим полем Сан-Хуан в интервале 35–27 млн лет назад и более позднюю частичную контаминацию мантийных выплавов коровым материалом в процессе развития магматизма северной части рифта Рио-Гранде. Вулканизм формации конехоз служил поверхностным выражением крупного батолита, сложенного породами гранодиоритового состава [31, 55]. Плавление этого материала происходило сходным образом и синхронно с плавлением материала, извергнутого на поле Моголлон-Датил южной части рифта Рио-Гранде и в кальдерных комплексах Централ Невада и Индиен Пик Большого Бассейна.

Происхождение больших объемов среднетрепичных игнимбритов на западе Северной Америки, включая игнимбриты формации конехоз поля Сан-Хуан, остается одним из наиболее дискуссионных вопросов в категории главных континентальных магматических событий [31, 55]. Выплавки среднего и кислого состава связываются с мафическими родоначальными магмами, образовавшимися вследствие дегидратации океанической литосферы и плавления мантийного клина над субдукционной зоной [22 и др.]. Северная часть рифта Рио-Гранде разделена с континентальной окраиной Большого Бассейна блоком плато Колорадо, поднятым на отметки порядка 2000 м и характеризующимся литосферным килем (до 150 км) [34, 81]. Чтобы спровоцировать в олигоцене масштабный салический магматизм между кратонными блоками эффектом дегидратации, субдукцированный слэб должен был быстро продвнуться под литосферным килем плато Колорадо до будущей северной части рифта Рио-Гранде. Фрагмент высоко-

скоростного слэба Фараллон установлен по локальным высоким скоростям в мантии под плато Колорадо на глубинах переходной зоны мантии [34].

Соотношения магматических компонентов, связанных с субдукционными и рифтогенными процессами

Заложение рифта между плато Колорадо и Великими Равнинами, обладающими повышенной толщиной литосферы, предполагает эффективное действие механизма ее тектонотермального утонения. По данным сейсмической томографии, область растяжения восточнее плато Колорадо в мантии соответствует низкоскоростной аномалии, отчетливо выраженной на глубине около 180 км. Аномалия протягивается от восточного края плато Колорадо на юго-запад в зону Хемез. При слабом разрешении аномалия прослеживается на глубину до 335 км [9]. По распределению сейсмических скоростей в мантии предполагается современный восходящий конвективный поток, направленный от слэбового фрагмента плиты Фараллон, находящегося под плато Колорадо, под рифт Рио-Гранде с дальнейшим нисходящим движением более высокоскоростного материала под Великие Равнины [34].

В раннем магматизме рифтовых систем юга Сибири и северо-востока Китая установлено проявление комплементарных слэбовых и надслэбовых источников, а в процессе их развития – признаки взаимодействия магм с породами нижней части литосферы при ее рифтогенном термальном утонении. Геохимическая смена источников проиллюстрирована на диаграмме $K/1000Ta - La/Ta$ [8]. Подобная смена компонентов, обусловленных субдукционными и рифтогенными процессами, выявляется и в вулканических породах северной части рифта Рио-Гранде (рис. 17).

Во временном интервале 35–18 млн лет назад в магматических расплавах проявились и субдукционные, и рифтогенные компоненты. Базаниты формации абикью характеризуются низкими значениями $K/1000Ta$, La/Ta и K/La в интервалах 1.1–1.8, 13–19 и 82–96, а в трахиандезитах формации конехоз эти отношения повышаются, соответственно, до интервалов 29–43, 43–82 и 420–800. Обедненный источник базанитов формации абикью может рассматриваться в качестве комплементарного по отношению к источнику, из которого выплавлялись трахиандезиты формации конехоз. Базаниты сопоставимы с лавами вулкана Нушан юго-восточного Китая, производными слэбового источника. В данном случае водный флюид выносил калий и лантан из слэба с исходным со-

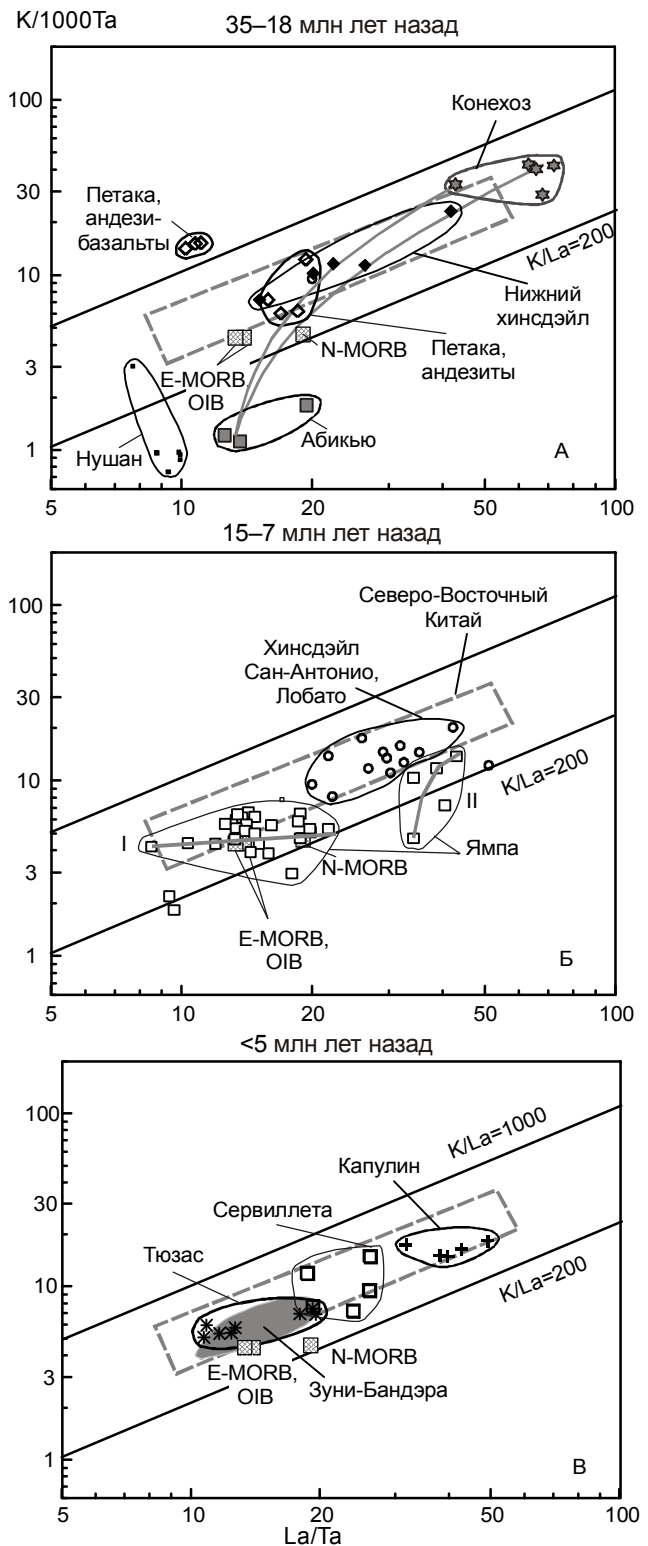


Рис. 17. Соотношение $K/(10000 \cdot Ta) - La/Ta$ в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Для сопоставления показаны фигуративные поля базальтовых лав из слэбового источника вулканического поля Нушан Юго-Восточного Китая и рифтогенных лав Северо-Восточного Китая [8].

ставом MORB. Повышение $K/1000Ta$, La/Ta и K/La в вулканических породах относительно состава MORB свидетельствует об относительном надслэбовом обогащении K и La водным флюидом при обеднении высокозарядным элементом Ta . Лавы нижней части формации хинсдэйл и андезиты вулкана Петака располагаются вдоль тренда рифтогенных составов и интерпретируются как результат реакционного взаимодействия расплавов надслэбовых источников с породами литосферы в процессе ее утонения. Обособленное положение на диаграмме рис. 17 занимает группа андезибазальтов вулкана Петака ($K/1000Ta$ – 6–7, La/Ta – 16–19, K/La – 330–450). Эта группа отражает особый состав малоуглубинного источника. К примеру, подобные соотношения $K-La-Ta$ имеют место в случае примеси изотопно-обедненного литосферного материала в лавах щитовой и постщитовой стадий активности вулканов Императорско-Гавайской цепи [8].

В магматических расплавах временного интервала 15–7 млн лет назад вновь были выражены компоненты, связанные и с субдукционными, и с рифтогенными процессами. Рифтогенные процессы проявились в повторении базальтами Сан-Антонио и Лобато тренда лав нижней части формации хинсдэйл. Это свидетельствует о продолжавшемся термальном утонении литосферы северной части рифта. Подлитосферные компоненты выявляются в лавах вулканического поля Ямпа, расположенного на северном структурном продолжении рифта Рио-Гранде (рис. 1). По вариациям La/Ta породы вулканического поля Ямпа подразделяются на две группы: одна характеризуется сравнительно низкими значениями отношения (8–20), а другая – повышенными (35–40). К первой группе относится большинство проанализированных образцов, образующих тренд I – снижения La/Ta относительно состава N-MORB без существенных вариаций $K/1000Ta$ (рис. 17). Тренд обозначает слэбовый источник, из которого избирательно удалялись легкие редкоземельные элементы (La). Вторая группа образует тренд II смещения состава с высокими La/Ta и $K/1000Ta$ с составом, комплементарно обогащенным легкими редкоземельными элементами (La), извлеченными из слэба. Такая тенденция перераспределения элементов из слэба в надслэбовую область свойственна магматическим источникам тыловой части зоны Индо-Азиатской коллизии в Северном Тибете [8]. Вероятно, состав вулканических пород поля Ямпа обусловлен локальными особенностями области выплавления базанитов и щелочных базальтов, отражающими предшествующие кайнозую

подлитосферные мантийные процессы в области неудавшегося рифтогенеза.

Магматические расплавы последних 5 млн лет соответствуют тренду четвертичных лав полей Жингпоху и Удалианчи Северо-Восточного Китая с широкими вариациями $K/1000Ta$ и La/Ta при слабом изменении K/La . Этот тренд имеет исключительно рифтогенную природу, т.е. он явился результатом взаимодействия магм подлитосферных слэбовых и надслэбовых источников с породами литосферы в процессе ее тектонотермального утонения. Часть составов (лавы гор Тюзас) отражает преобладание в первичных (до реакционного взаимодействия с литосферой) расплавах слэбового материала, а другая часть (формация капулин) – преобладание материала обогащенной надслэбовой области.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные геохимические исследования вулканических пород северной части рифта Рио-Гранде показали последовательную смену магматических источников. Начальной среднекайнозойской активизации северной части рифта Рио-Гранде сопутствовали объемные трахиандезит-трахириолитовые извержения формации конехоз на поле Сан-Хуан в интервале 35–27 млн лет назад. Формировался гранитоидный батолит. Преобладали трахиандезиты, обогащенные несовместимыми элементами (в том числе легкими редкоземельными элементами и Sr) с ярко выраженными надсубдукционными характеристиками (обеднены Nb , Ta , Zr , Hf и Ti) и высокими начальными изотопными отношениями стронция при низких изотопных отношениях неодима и свинца. С учетом изотопного состава неодима [69] и результатов выполненного микроэлементного моделирования трахиандезиты интерпретируются как преимущественно мантийные выплавки с подчиненной примесью выплавок нижней части коры. Этот начальный магматизм развивался синхронно и был подобен по огромной массе игнимбритового извергнутого материала и его геохимическим характеристикам магматизму южной части рифта Рио-Гранде и Большого Бассейна. Основной причиной игнимбритовой магматической вспышки на этих территориях послужила дегидратация субдукцированной океанической литосферы, вызывавшая плавление изотопно-обогащенного материала мантийного клина над субдукционной зоной с последующим переходом в южной части рифта Рио-Гранде, в южной части Провинции Бассейнов и Хребтов и в Большом Бассейне к астеносферным изотопно-обедненным выплавкам, представленным базанитами и щелочными базальтами. Такой переход характерен для эволюции магматизма задуговой области активной континентальной

окраины в обстановке структурной перестройки субдукционной системы.

В отличие от южной части рифта Рио-Гранде, в его северной части изотопно-обедненные выплавки астеносферного типа так и не появились. Базаниты и щелочные базальты этой территории обладали соотношениями К–La–Та, свойственными субдукционным процессам. По-видимому, северная часть рифта испытала влияние главной среднекайнозойской перестройки субдукционной системы, но в дальнейшем развивалась в отличном от южной части рифта тектоническом режиме, выраженном в продольных правосторонних сдвиговых смещениях, сопровождавших вращение против часовой стрелки блока плато Колорадо. Эволюция магматизма определялась процессами рифтогенного утонения литосферы вследствие воздействия подлитосферных мантийных выплавов со слэбовыми и надслэбовыми геохимическими характеристиками на породы глубинной (гранатовой), менее глубинной (шпинелевой) фаций мантийной части литосферы, а также нижней части коры. Такое воздействие выразилось в параллельном развитии магматизма разноглубинных подлитосферных и литосферных источников во временном интервале 35–18 млн лет назад. В интервале последних 15 млн лет магматизм северной части рифта был представлен продуктами реакционного взаимодействия подлитосферных расплавов с породами литосферы, хотя на его северном структурном продолжении, на вулканическом поле Ямпа, около 10 млн лет назад извергался подлитосферный магматический материал.

БЛАГОДАРНОСТИ

Опробование вулканических пород рифта Рио-Гранде выполнено С.В. Рассказовым совместно с М.А. Дангэнгом, П.У. Липманом, Р. Томпсоном при содействии У.С. Болдриджа и других американских геологов. Авторы благодарны американским коллегам за подробное введение в проблемы кайнозойской магматической геологии запада США. Важную роль в полевых исследованиях отдельных объектов сыграли также совместные наблюдения С.В. Рассказова с английскими геологами Р.Н. Томпсоном и С. Гибсон. Авторы признательны А.В. Колоскову и В.К. Попову за конструктивное обсуждение рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. 367 с.
2. Афонин В.П., Комяк Н.И., Николаев В.П., Плотников Р.И. Рентгенофлуоресцентный анализ. Новосибирск: Наука, 1991. 176 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника // Магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
4. Милановский Е.Е. Рифтовая зона Рио-Гранде в Северной Америке и ее тектоническая позиция // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 4. С. 3–17.
5. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 288 с.
6. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО Наука, 1993. 288 с.
7. Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С. и др. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2005. 268 с.
8. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Слэбовые и надслэбовые позднекайнозойские выплавки в зонах конвергентных границ Азии и Восточном Хангае, Центральная Монголия // Изв. Иркут. гос. ун-т. Сер. Науки о Земле. 2008. № 1. С. 43–67.
9. Achauer U., Masson F. Seismic tomography of continental rifts revised: from relative to absolute heterogeneities // Tectonophysics. 2002. V. 358. P. 17–37.
10. Aldrich M. J., Laughlin A.W. A model for the tectonic development of the southeastern Colorado Plateau boundary // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 10207–10218.
11. Aldrich M.J., Deither D.P. Stratigraphic and tectonic evolution of the northern Espanola basin, Rio Grande rift, New Mexico // Geol. Soc. Amer. Bull. 1990. V. 102. P. 1695–1705.
12. Asmerom Y. Th–U fractionation and mantle structure // Earth Planet. Sci. Letters. 1999. V. 166. P. 163–175.
13. Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81, P. 3513–3536.
14. Axen G.J., Taylor W.J., Bartley J.M. Space–time patterns and tectonic controls of Tertiary extension and magmatism in the Great Basin of the western United States // Geol. Soc. Amer. Bull. 1993. V. 105. P. 56–76.
15. Baldrige W.S., Damon P.E., Shafiqullah M., Bridwell R.J. Evolution of the central Rio Grande rift, New Mexico: New K–Ar ages // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 51. P. 309–321.
16. Bird P. Stress direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma // Tectonics. 2002. V. 21, N 3. 10.129/2001TC001319.
17. Blundy J.D., Robinson J.A.C., Wood B.J. Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 160. P. 493–504.
18. Bradshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 116. P. 45–62.
19. Bohannon R.G., Parsons T. Tectonic implications of post-30-Ma Pacific and North American relative plate motions // Geol. Soc. Amer. Bull. 1995. V. 107, N 8. P. 937–959.
20. Chapin C.E. Evolution of the Rio Grande rift – a summary // Rio Grande rift: tectonics and magmatism. Washington: American Geophysical Union. 1979. P. 1–5.
21. Chen W., Arculus R.J. Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths, San Francisco Volcanic Field, Arizona, USA // Lithos. 1995. V. 36. P. 203–225.
22. Christiansen E.H., McCurry M. Contrasting origins of

- Cenozoic silicic volcanic rocks from the western Cordillera of the United States // *Bull. Volcanol.* 2008. V. 70. P. 251–267.
23. Christiansen R.L., Lipman P.W. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the western United States. II. Late Cenozoic // *Philosophical transactions of the Royal society of London.* 1972. A271. P. 249–284.
 24. Colucchi M.T., Dungan M.A., Ferguson K.M. et al. Precaldera lavas of the southeast San Juan volcanic field – parent magmas and crustal interactions // *Journal of Geophysical Research – Solid Earth and Planets.* 1991. V. 96 (B8). P. 13413–13434.
 25. Coney P.J., Reynolds S.J. Cordilleras Benioff zones // *Nature.* 1977. V. 270. P. 404–406.
 26. Davis P.M., Slack P., Dahlheim H.A. et al. Teleseismic tomography of continental rift zones // *Seismic Tomography: theory and practice.* London: Charman and Hall, 1993. P. 397–439.
 27. Dickinson W.R. The Basin and Range Province as a composite extensional domain // *Int. Geol. Rev.* 2002. V. 44. P. 1–38.
 28. Duncker K.E., Wolff J.A., Harmon R.S. et al. Diverse mantle and crustal components in lavas of the NW Cerros del Rio volcanic field, Rio Grande Rift, New Mexico // *Contr. Miner. Petrol.* 1991. V. 108. P. 331–345.
 29. Dungan M.A., Lindstrom M.M., McMillan N.J. et al. Open system magmatic evolution of the Taos Plateau volcanic field, Northern New Mexico. 1. The Petrology and Geochemistry of the Servilleta basalt // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91 B. P. 5999–6028.
 30. Dungan M.A., Thompson R.A., Stormer J.S., O’Neill J.M. Rio Grande rift volcanism: Northeastern Jemez zone, New Mexico // *Field excursions to volcanic terranes in the western United States.* V 1. Southern Rocky Mountain region. Socorro: New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources, 1989. P. 435–486.
 31. Farmer G.L., Bailey T., Elkins-Tanton L.E. Mantle source volumes and the origin of the mid-Tertiary ignimbrite flare-up in the Rocky Mountains, western U.S. // *Lithos.* 2008. V. 102. P. 279–294.
 32. Faure G. *Origin of igneous rocks: the isotopic evidence.* Springer, 2001. 496 p.
 33. Foley S.F., Jackson S.E., Fryer B.J. et al. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 629–638.
 34. Gao W., Grand S.P., Baldrige W.S., et al. Upper mantle convection beneath the central Rio Grande rift imaged by P and S wave tomography // *Journ. Geophys. Res.* 2004. V. 109, B03305, doi:10.1029/2003JB002743.
 35. Gibson S.A., Thompson R.N., Leat P.T. et al. Asthenosphere-derived magmatism in the Rio Grande rift, western USA: implications for continental break-up // *Magmatism and the causes of continental break-up.* *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1992. N 68. P. 61–89.
 36. Gibson S.A., Thompson R.N., Leat P.T. et al. Ultrapotassic magmas along the flanks of the Oligo-Miocene Rio Grande rift, USA: monitors of the zone of lithospheric mantle extension and thinning beneath a continental rift // *J. Petrol.* 1993. V. 34. P. 187–228.
 37. Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S. et al. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 133. P. 379–395.
 38. Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // *Contrib. Miner. Petrol.* 1993. V. 113. P. 1–8.
 39. Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // *Chem. Geol.* 1994. V. 117. P. 149–166.
 40. Hawkesworth C.J., Turner S., Gallagher K. et al. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100 B. P. 10271–10286.
 41. Ionov D.A., Griffin W.L., O’Reilly S.Y. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // *Chem. Geol.* 1997. V. 141. P. 153–184.
 42. Kempton P.D., Dungan M.A., Blanchard D.P. Petrology and geochemistry of xenolith-bearing alkalic basalts from the Geronimo Volcanic Field southeast Arizona. Evidence for polybaric fractionation and implications for mantle heterogeneity // *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.* 1987. V. 215. P. 347–370.
 43. LaTourrette T., Hervig R.L., Holloway J.R. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 135. P. 13–30.
 44. Leat P.T., Thompson R.N., Morrison M.A. et al. Compositionally diverse Miocene-Recent rift-related magmatism in Northwestern Colorado: partial melting and mixing of mafic magmas from 3 different asthenospheric and lithospheric mantle sources // *J. Petrol.* 1988. Special lithospheric issue. P. 351–377.
 45. Leat P.T., Thompson R. N., Morrison M. A. et al. Alkaline hybrid mafic magmas of the Yampa area, NW Colorado, and their relationship to the Yellowstone mantle plume and lithospheric mantle domains // *Contrib. Miner. Petr.* 1991. V. 107. P. 310–327.
 46. Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // *J. Geol. Soc. London.* 1991. V. 148. P. 825–833.
 47. Lipman P.W. Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, southern Colorado and northern New Mexico // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1969. V 80. P. 1343–1354.
 48. Lipman P.W. Geologic map of the lower Conejos river canyon area, southeastern San Juan Mountains, Colorado. // U. S. Geological Survey. 1975.
 49. Lipman P.W., Stewen T.A., Mehnert H.H. Volcanic history of the San Juan Mountains, Colorado, as indicated by K-Ar dating // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1970. V. 81. P. 2329–2352.
 50. Lipman P. W., Mehnert H.H. Late Cenozoic basaltic volcanism and development of the Rio Grande depression in the southern Rocky Mountains // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1975. V. 144. P. 119–154.
 51. Lipman P. W., Doe B. R., Hedge C. E., Steven T. A. Petrologic evolution of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado: Pb and Sr isotope evidence // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1978. V. 89. P. 59–82.
 52. Lipman P. W., Mehnert H.H. The Taos Plateau volcanic field, northern Rio Grande rift, New Mexico // *Rio Grande rift – Tectonics and magmatism.* Washington: D.C. Amer. Geophys.

- Union. 1979. P. 218–312.
53. Lipman P.W. Cenozoic volcanism in the Western United States: implications for continental tectonics // *Continental tectonics*. Washington: National Academy of Sciences, 1980. P. 161–174.
 54. Lipman P.W., Mehnert H.H., Naeser C.W. Evolution of the Latir volcanic field, northern New Mexico, and its relation to the Rio Grande rift, as indicated by potassium-argon and fission track dating // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91 B. P. 6329–6345.
 55. Lipman P. W. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field // *Geosphere*. 2007. V. 3. P. 42–70.
 56. Manley K., Scott G.R., Wobus R.A. Geological map of the aztec 1o 5 2o quadrangle, northwestern New Mexico and southern Colorado // *US Geological Survey*. 1987.
 57. Maxwell C.N. Geological map of the El Malpais lava field and surrounding areas, Cibola Country, New Mexico // *US Dep. Inter*. Washington. 1986.
 58. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
 59. McMillan N. J., Dungan M. A. Open system magmatic evolution of the Taos Plateau volcanic field, northern New Mexico: andesites and dacites // *J. Petr.* 1988. V. 29. P. 527–557.
 60. McMillan N.J., Dickin A.P., Haag D. Evolution of magma source regions in the Rio Grande Rift, southern New Mexico // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2000. V. 112. P. 1582–1593.
 61. Menzies M.A., Leeman W.P., Hawkesworth C.J. Isotope geochemistry of Cenozoic volcanic rocks reveals mantle heterogeneity below western USA // *Nature*. 1983. V. 303. P. 205–209.
 62. Menzies M.A., Kyle P.R., Jones M., Ingram G. Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: inferences about interplate processes and stratified lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96 B. P. 13645–13671.
 63. Ohki J., Watanabe N., Shuto K., Itaya T. Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene in the Northeast Japan arc // *The Island Arc*. 1993. V. 2. P. 87–93.
 64. Ormerod D.S., Hawkesworth C.J., Rogers N.W. et al. Tectonic and magmatic transitions in the Western Great Basin, USA // *Nature*. 1988. V. 333. P. 349–353.
 65. Ozima M., Kono M., Kaneoka I. et al. Paleomagnetism and K-Ar ages of some volcanic rocks from the Rio Grande gorge, New Mexico // *J. Geophys. Res.* 1967. V. 72. P. 2615–2621.
 66. Parker E.C., Davis P.M., Evans J.R. et al. Upwarp of anomalous lithosphere beneath the Rio Grande rift // *Nature*. 1984. V. 312. P. 354–356.
 67. Parker D.F., Ghosh A., Price C.W. et al. Origin of rhyolite by crustal melting and the nature of parental magmas in the Oligocene Conejos formation, San Juan Mountains, Colorado, USA // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 2005. V. 139. P. 185–210.
 68. Perry F.V., Baldrige W.S., DePaolo D.J. Chemical and isotopic evidence for lithospheric thinning beneath the Rio Grande rift // *Nature*. 1988. V. 332. P. 432–434.
 69. Perry F.V., DePaolo D.J., Baldrige W.S. Neodymium isotopic evidence for decreasing crustal contribution to Cenozoic ignimbrites of the western United States; implications for the thermal evolution of the Cordilleran crust // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1993. V. 105. P. 872–882.
 70. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100 B, N 7. P. 10287–10301.
 71. Seager W.R., Shafiqullah M., Hawley J.W., Marvin R.F. New K-Ar dates from basalts of the southern Rio Grande rift // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1984. V. 95. P. 87–99.
 72. Shuto K., Ohki J., Kagami H. et al. The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin // *Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 49. P. 71–90.
 73. Spencer J.E., Reynolds S.J. Middle Tertiary tectonics of Arizona and adjacent areas / Jenney J.P., Reynolds S.J. (eds.). *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geol. Soc. Digest* 17. 1989. P. 539–574.
 74. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. N 42. P. 313–345.
 75. Tatsumi Y., Hamilton D.I., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. Geothermal Res.* 1986. V. 29. P. 293–309.
 76. Tatsumi Y. Migration of fluid phases and generation of basalt magmas in subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94 (B4). P. 4697–4704.
 77. Thompson R., Dungan M.A., Lipman P.W. Multiple differentiation processes in early-rift calc-alkaline volcanics, northern Rio Grande rift, New Mexico // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91B. P. 6046–6058.
 78. Thompson R.N., Gibson S.A. Magmatic expression of lithospheric thinning across continental rifts // *Tectonophysics*. 1993. V. 233. P. 41–68.
 79. Van Keken P.E., Kiefer B., Peacock S.M. High-resolution models of subduction zones: implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into deep mantle // *Geochemistry, geophysics, Geosystems*. 2002. V. 3, N 10. P. 1056, doi: 10.1029/2001GC000256.
 80. Wawrzyniec T.F., Geissman J.W., Melker M.D., Hubbard M. Dextral shear along the eastern margin of the Colorado Plateau: a kinematic link between laramide contraction and Rio Grande rifting (Ca. 75–13 Ma) // *J. Geol.* 2002. V. 110. P. 305–324.
 81. West M., Ni J., Baldrige W.S., Wilson D. et al. Crust and upper mantle shear wave structure of the southwestern United States: implications for rifting and support for high elevation // *Journ. Geophys. Res.* 2004. V. 109, B03309, doi: 10.1029/2003JB002575.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, N.N. Fefelov, E.V. Saranina

Geochemical evolution of Middle-Late Cenozoic magmatism in the northern part of the Rio-Grande rift, western USA

Geochemical studies of the Middle-Late Cenozoic succession of volcanic rocks from the northern part of the Rio-Grande rift were conducted. The initial activation of the rift structure was coeval to voluminous eruptions of lava and pyroclastic material of mainly intermediate and acid composition on the San Juan volcanic field 35-27 million years ago. The composition of the subsequent volcanic products that accompanied rifting was dominated by basic and intermediate lavas. It is shown that basanites and alkali basalts of the territory had geochemical characteristics of sub-lithospheric and above-slab sources. The processes of rifting-caused thinning of the lithosphere are expressed by geochemical parameters reflecting interaction between liquids from the sub-lithospheric mantle and rocks from different levels of both the lithospheric mantle and the lower crust. In the 35-18 Ma interval, melts of different-depth sub-lithospheric and lithospheric sources erupted simultaneously in the northern part of the rift but afterwards, in the past 15 Ma, products of interaction between sub-lithospheric and lithospheric material dominated, although sub-lithospheric magmatic liquids erupted in the northern structural termination of the rift, within the Yampa volcanic field, at about 10 Ma.

Key words: Cenozoic, continental margin, rifting, subduction, basalts, basanites, trachyandesites, trace elements, Sr isotopes, Rio-Grande, North America.

ОПЫТ КЛАССИФИКАЦИИ РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

В.Е. Кириллов

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000,
e-mail: Kirillovve@mail.ru*

Поступила в редакцию 17 декабря 2006 г.

Настоящая работа систематизирует имеющиеся фондовые, литературные данные и полученные автором результаты исследований рудоносных метасоматитов на территории восточной части Алдано-Станового щита с их типизацией по формационной и фациальной принадлежности. Приводятся данные о возрасте, закономерностях структурной локализации, особенностях минерального состава, металлогенической специализации и генезисе рудоносных формаций, рассмотрены закономерности их пространственного размещения.

Ключевые слова: метасоматиты, рудоносность, классификация, Алдано-Становой щит.

ВВЕДЕНИЕ

В ходе последних этапов металлогенических исследований (с 80-х годов прошлого века) с участием многих производственных и научных организаций России был накоплен обширный материал по результатам изучения гидротермально-метасоматических пород (ГМП) Алдано-Станового щита (АСЩ), значительно уточняющий и дополняющий данные проведенных ранее исследований. Так, были выявлены новые типы гидротермальных изменений (например, аргиллизиты и березиты докембрия, инфильтрационные скарны, эйситы, гумбеиты), установлен возраст образования ГМП, уточнены их формационная и фациальная принадлежность, особенности локализации, структурного положения и геохимическая специализация.

Согласно минерагеническому районированию [3], район входит в Восточно-Алданскую и Становую области Алдано-Становой минерагенической провинции.

Исследуемый материал по району отбирался из рудных месторождений и проявлений Au и Ag (Кет-Капская, Джугджурская, Северо- и Южно-Становая структурно-минерагенические зоны), урана (весь рассматриваемый регион), редкоземельно-редкометалльных месторождений (Улканский, Арбарастахский, Ингилийский рудные районы), рудопроявлений бора, полиметаллов и меди (Джугджурская зона), месторождений бария и меди (Учурский прогиб). Таким образом, была использована информация по всем наиболее значимым рудным объектам востока

АСЩ (20 месторождений различного ранга, более 30 крупных рудопроявлений, множество проявлений).

Из аналитических методов изучения ГМП автором привлекались рентгеновские исследования (в том числе глинистых) минералов, изучение шлифов прозрачных, комбинированных; количественный и полуколичественный анализ содержаний элементов. Для решения частных вопросов привлекались данные микронзондового анализа, определения температур образования минералов и состава микровключений, состава стабильных изотопов, петрохимический и другие виды анализов. Для исследования возраста руд привлекались изотопно-свинцовые методы, в меньшей степени K/Ar и Rb/Sr.

Целью настоящей работы является систематизация ГМП региона, что является актуальной задачей, решение которой существенно увеличивает эффективность поисковых, разведочных и прогнозных работ. Определяющее значение имеет обоснованное выделение метасоматических формаций, концентрирующих рудные элементы, и установление факта их геохимической специализации для района.

Под метасоматической формацией, вслед за Б.И. Омеляненко [36], автор понимает “совокупность метасоматических пород, характеризующихся рядом статистически устойчивых признаков, которые выдерживаются в пределах крупных рудоносных провинций и повторяются в сходных геологических условиях в других районах”. К устойчивым признакам относятся: 1) минеральный и химический состав; 2) место в истории геологического развития

района; 3) связь с определенным типом магматизма; 4) ассоциация с тем или иным типом оруденения; 5) условия локализации и закономерности строения метасоматических тел.

Фации метасоматитов и рудные формации [26, 28, 38, 43 и др.] выделены на основе первого доминантного признака, исходя из определяющей роли минеральных ассоциаций и условий их развития, с учетом остальных вышеперечисленных признаков.

Как результат исследований измененных пород, учитывающих типизационные признаки формационной принадлежности, ниже предлагается классификация ГМП юго-востока АСЦ (табл.), где рассмотрены основные формации и фации ГМП и связанные с ними рудные формации.

ФОРМАЦИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Геологическое строение и тектоника района рассматривается в ряде обобщающих работ [5, 12, 15, 40, 45 и др.].

Алдано-Становой щит является основным структурным элементом фундамента юго-востока Сибирской платформы. В пределах рассматриваемого района он подразделяется на несколько структурных единиц: Алданскую гранулит-гнейсовую область (ГГО) (Восточно-Алданский блок) и Батомгскую и Становую гранит-зеленокаменные области (ГЗО).

Среди распространенных на востоке АСЦ метасоматических формаций выделяется несколько групп, проявившихся в ряде минерагенических эпох: 1) AR и PR₁ возраста (3400–3200, 2200–1700 млн лет), связанные с гранитоидным магматизмом глубинных зон ультраметаморфизма (скарны, кремне-щелочные метасоматиты) и сопряженными с ними зонами стресс-метаморфизма (диафториты). Образование этого возраста ассоциированы с геодинамическими процессами, сопровождающими амальгамацию раннедокембрийских террейнов в единый крупный континентальный блок [40, 45]; 2) PR₁ возраста (1670–1720 млн лет), связанные с гранитоидным магматизмом (пегматиты, кварц-полевошпатовые метасоматиты, грейзены); 3) PR₂ возраста (1050–1300 млн лет) вне видимой связи с магматическими образованиями (эйситы, березиты и аргиллизиты), проявившиеся преимущественно в наложенных структурах (протерозойские терригенные и вулканогенные впадины); 4) позднерифейского возраста (760–800 млн лет), связанные с интрузиями сиенитов-щелочных ультрабазитов (фениты, карбонаты). Перечисленные образования протерозойского

возраста PR₁-PR₂ связаны с рифтогенными процессами на территории Восточно-Алданского блока; 5) MZ возраста (110–130 млн лет), ассоциированные с вулканизмом и магматизмом зон активных континентальных окраин (скарны, вторичные кварциты, березиты, аргиллизиты, кварц-полевошпатовые метасоматиты) [6, 12, 40, 45 и др.]. Зоны проявления метасоматоза различного типа показаны на рисунке.

Формации архейского и архей-протерозойского возраста, связанные с гранитоидным магматизмом глубинных зон ультраметаморфизма

Из наиболее древних формаций района, связанных с гранитоидным магматизмом, отмечаются скарны, кремне-щелочные метасоматиты и, предположительно, диафториты, проявленные в метаморфических образованиях. Относительно центров гранитизации проявлена следующая зональность: скарны в непосредственной близости от гранитоидов, кварц-полевошпатовые метасоматиты в близости и на некотором удалении (первые километры), диафториты на периферии. Удаленность диафторитовых метасоматитов объясняется отгоном изменяющих гидротерм термоаномалиями в области объемно проявляющейся гранитизации [29].

Формация скарнов архейского возраста встречается на востоке АСЦ редко. На Хайканском проявлении (Идюмо-Хайканский блок) эндоскарнирование проявилось в аляскитовых гнейсо-гранитах нюкелинского комплекса; экзоскарнирование – в пироксеновых кристаллосланцах с горизонтами мраморов и кальцифиров.

В эндоскарновых зонах апатитовой фации главным минералом является фторapatит (80–90 %), к второстепенным относятся микроклин, плагиоклаз, кварц, гидрогоматит, ортит, циркон, сфен, диопсид, флюорит.

Для экзоскарнов диопсид-apatит-кальцитовая фации характерны диопсид (45–50 %), фторapatит, кальцит; к второстепенным минералам относятся гематит, биотит, ортит; к аксессуарным – андрадит, флюорит, хлорит, пирит, магнетит и гидрогоматит.

Оба типа скарнов характеризуются отсутствием макрозоональности.

С апатитом эндоскарнов связаны высокие концентрации Th, Ce, La, Y, Gd (0.n–n %). В экзоскарнах в аномальных, но несколько меньших концентрациях, отмечаются те же элементы. Для них же характерны высокие содержания Pt (0.3 г/т), Cr и Ni. Апатит скарнов обогащен стронцием.

Существенно диопсидовые скарноиды PR₁ с неустановленными перспективами рудоносности

Таблица. Рудоносные гидротермально-метасоматические формации востока Алдано-Станового щита.

Геологический возраст (в млн лет)	Генетически (парагенетически) родственный магматич. комплекс	Генетический тип продуцирующей системы	Гидротермально-метасоматическая формация	Фации гидротермально-измененных пород и сопровождающая жильная минерализация	Металлогеническая специализация	Рудная формация	Пример (рудный объект)	
1	2	3	4	5	6	7	8	
<i>Восточно-Алданская минерагеническая область, Джугджурская зона</i>								
K ₂ (96–64)	Джугджурский	Плутоногенный	Магнетит-суанит-ссайбелиитовая			Боратовая суанитовая	Алдома, Нагданья	
			Магнезиальных бороносных скарнов	Людвиговитовая		B (Cu, Fe, Zn, Pb,	Боратовая магнетит-людвиговитовая	Людвиговитовое Верхнее
				Котоит-людвиговитовая		Sn, Ge, Mo, Co)	Боратовая котоитовая	Гоночан
				Аксинит-датолитовая			Боросиликатная аксинит-датолитовая	Малокомуйское рудное поле
			Скарнов	Гранатовая, гранат-пироксеновая		Cu (Zn, Pb)	Меднорудная скарновая	Малокомуйское
			Березитов	Кварц-серицит-гидрослюдистая (кварц-флюоритовые, кварцевые, кварц-сульфидные жилы)		Cu (Au)	Медно-порфировая	Челасин, Ньюку
Au, Ag (Cu)	Золото-серебряная	Авлякан, Аркай, Овланжа, Мал. Сектали						
Грейзенов	Кварц-мусковитовая		Mo	Молибденит-кварцевая	Проявления в гранитах			
K ₂ (76–70)	Тунумский	Вулканогенно-плутоноген.	Вторичных кварцитов	Серицитовая, андалузит-серицитовая, адуляровая, диаспор-диккитовая	Al	Глиноземистых вторичных кварцитов	Киранкан, Наледный, Малыш, Бургале	
K ₂ (96–64)	Джугджурский		Пропилитов	Эпидот-хлоритовая, хлорит-карбонатная	Cu (Au, Zn, Pb, Ag)	Медно-порфировая	Бургале, Кума, Кундуми	
<i>Восточно-Алданская минерагеническая область, Кет-Капская зона</i>								
J ₃ -K ₁ (137–100)	Алданский	Вулканогенно-плутоногенный	Кварц-полевошпатовых метасоматитов	Кварц-альбитовая		Au	Полевошпат-золоторудная	Догуйн, Аляска, Кварцевое
				Эгирин-авгит-полевошпатовая		Th, TR	Редкоземельно-редкометаллическая	Безымянка
			Скарнов	Эпидот-пироксен-гранатовая		Au (Cu, Ag, Zn, Pb)	Золото-сульфидная скарновая, скарново-золото-халькопиритовая	Клин, Виктория, Скарновое
				Диопсид-волластонитовая		Au (Cu)	Сульфидно-флюоритовая	Рябиновое
			Березитов	Кварцевые жилы		Au	Кварцево-золоторудная	Крутое, Виктория
			Аргиллизитов	Каолинитовая		Au (Cu)	Золото-сульфидная	Комсомольская залежь
Кварц-гематитовых гидротемалитов	Кварц-гематит-гетитовая		Au	Золоторудная кварц-гематитовая	Улахан, Оленек, Холболух			
PR ₂ (1324–1050)	Гарындинский (?)	Полигенный	Аргиллизитов	Гематит-иллитовая Флюоритовые, кварц-флюорит-бертрандитовые жилы	Ta, Nb, TR, (U, Th)	Уран-редкометаллическо-редкоземельная	Красная Горка	

Таблица. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8		
PR ₂ (1324–1050)	Гарындинский (?)	Политенный	Аргиллизитов	Иллит-смешаннослойная	Be (F)	Флюорит-берtrandитовая	Берtrandитовое		
				Гидросерицитовая	Ba (Cu, Mn)	Кальцит-баритовая	Адаргай		
				Гидросерицитовая, серицит-роскоэлитовая	U (Mo, Ag)	Уран-молибденовая	Элгэгэ		
			U (Mo, Ag)		Уран-молибденовая	Топорикан			
			Au (Ag)		Кварцево-золоторудная				
			Березитов	Гидросерицитовая, серицит-роскоэлитовая, альбит-апатитовая	U (Mo, Ag)	Уран-молибденовая	Месторождения зоны Широтной		
Au (Ag)	Кварцево-золоторудная	Конкули							
U, V, Zn	Уран-ванадиевая								
U, TR	Уран-редкометалльная	Тангукта, Боковое							
		Кварц-адуляровая	TR, Ta, Nb	Редкоземельно-редкометалльная	Проявления зоны Южно-Учурского разлома				
		Альбитит-рибекит-эгириновая, альбит-калишпатовая, калишпатовая. Кварц-хлорит-гематит-сульфидные, гельвиндиопсид-пироксмангитовая жильные стадии.	TR, Zr, Nb, Ta, Hf, Be, Zn, (U, Th, Li, F)	Редкометалльная альбититовая, редкоземельно-бериллиевая, цинк-бериллиевая, бериллий-сульфидная	Бириндя, Бугундя, Улкан, Гельвиновое, Южное, Эталон, Сев. Ныгваган, Сфалеритовое Эвклазовое				
PR ₁ (?)	Элгэгэйский (?)	Плутоногенный (?)	Гумбеитов	Кварц-альбит-рибекит-эгириновые	TR, Ta, Nb	Редкоземельно-редкометалльная	Эталон, Малое		
PR ₁ (1670–1728)	Ныгваганский	Плутоногенный	Кварц-полевошпатовых метасоматитов (фельдшпатитов)	Микроклин-альбит-рибекит-эгириновая	Be, Zr, Y, Hf	Бериллий-цирконий-тантал-ниобиевая (редкометалльных пегматитов)	Бириндинское рудное поле		
							Щелочных гидротермалитов	Астрофиллит-рибекитовая, эгирин-альбит-микроклиновая	Be, Zr, Nb, Ta
			Фенитов	Кварц-(топаз)-биотитовая	Nb, Sn, W		Перевальное, Извилистое, Грейзеновое		
			Щелочногранитных пегматитов и штокшайдеров	Кварц-протолитионитовая	Li, F	Литиевая	Слюдяное, Ключ		
			Лейкограниты улканского комплекса	Грейзенов		Биотит-графитовая	C	Графитовая	Топорикан
						Биотит-графитовая	C	Графитовая	Топорикан
PR ₁	Идюмский (?)	Метаморфогенно-гидротермальный	Диафторитов	Альбититовая	Nb, Ta, U	Редкометалльная альбититовая	Арбарастах		

Опыт классификации рудоносных метасоматических

Таблица. (Окончение).

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Восточно-Алданская минерагеническая область, Батомгский блок</i>							
PR ₂ (728)	Ингилийский	Плутоногенный	Карбонатитов Фенитов Альбититов	Кальцит-доломит-кобейтовая Апатит-канкринитовая Альбититовая	Zr, Nb, Ta, Ce, U, Th	Редкоземельно-редкометаллическая карбонатитовая	Ингили
PR ₁	(?)	Метаморфогенно-гидротермальный	Диафторитов	Серицит-хлоритовая, кварц-эпидот-актинолитовая, кварц-силлиманитовая	Au	Золото-кварцевая диафторитовая	Проявления Батомгского блока
<i>Становая минерагеническая область</i>							
K ₂	Ираканский	Вулканогенно-плутоногенный	Кварц-полевошпатовых метасоматитов	Барит-кварц-полевошпатовая	Ag (Au, Pb, Zn)	Барит-сульфидная	Моготское
K ₁ (130–80)	Сэгангринский		Аргиллизитов	Иллит-монтмориллонитовая, каолинит-монтмориллонитовая	U (Mo, As)	Уран-молибденовая	Сутамское
K ₁ (135–100)	Бомнский		Вторичных кварцитов	Алунитовая, диаспоровая	Al	Глиноземистых кварцитов	Эджаму
K ₁ (137–94)	Ираканский, токско-сиваканский, бомнакский		Березитов	Серицитовая, альбит-карбонат-серицитовая, карбонат-серицит-кварцевая. Кварцевые, кварц-сульфидные, кварц-баритовые, магнетит-кварцевые, кварц-флюоритовые жилы	Au (Ag, Mo, Pb, Bi, Cu, W, Fe, Zn)	Золото-кварц-сульфидная, золото-серебро-сульфидно-кварцевая, золото-кварц-халцедоновая	Колчеданный Утес, Гарган, Дельберга, Садаракское, Приискский, Промежуточное, Геофизическое
				Серицит-гидрослюдистая. Цеолитовые жилы	U	Урановая	Пакчи, Унин
PR ₁ , PR ₂	Древнестановой, позднестановой	Метаморфогенно-гидротермальный	Диафторитов и связанных с ними метасоматитов	Эпидотовая	U	Урановая	Июньское, Береговое
				Хлорит-серицит-альбит-карбонатная. Кварц-сульфидные, кварц-карбонатные жилы	Au (Ag, Mo, Pb)	Золото-кварцевая диафторитовая, молибденовая	Лапри, Золотая Гора, Западное, Курбатовское, Новая Аляска
				Графит-хлорит-серицитовая	U (Au, As)	Урановая	Сугджар
PR ₁ (2000–1700)		Плутогенный	Кремне-щелочных метасоматитов	Гранат-магнетитовая, магнетит-куммингтонитовая	Fe (Au)	Железорудная диафторитовая	Ландыш, Сугджарское
				Кварц-альбитовая	U, Th, (TR)	Торий-уран-редкоземельная	Проявления Джелтулакской зоны
				Кварц-микроклин-альбитовая			Джелтулакское, Кавли
				Кварц-плагноклаз-ортоклазовая			Джигда

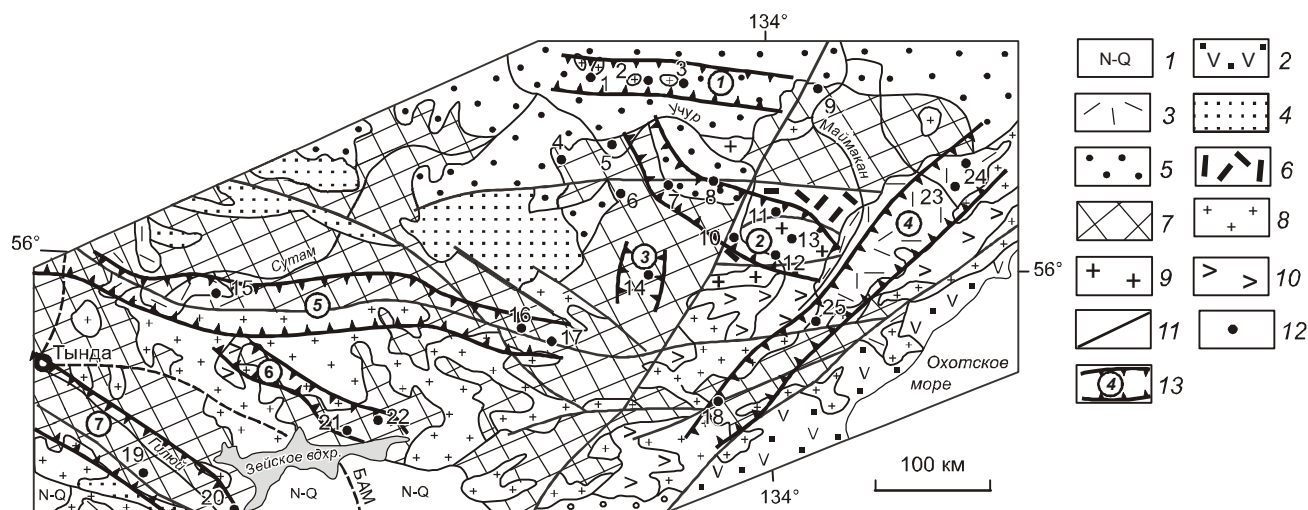


Рис. Схематическая карта размещения основных структурно-минералогических зон на востоке АСЩ.

1 – неоген-четвертичные отложения, 2 – вулканогенно-осадочные образования, К; 3 – вулканиты кислого и среднего состава, К; 4 – терригенные образования, J; 5 – терригенные и карбонатные образования, PR₂; 6 – вулканиты, PR₁; 7 – метаморфические образования, AR; 8 – гранитоиды, К; 9 – гранитоиды, PR₁; 10 – анортозиты, PR₁; 11 – наиболее крупные разломы; 12 – месторождения и рудопроявления; 13 – структурно-минералогические зоны: 1 – Кет-Капская, 2 – Учуро-Улканская, 3 – Тырканская, 4 – Преддзугджурская, 5 – Северо-Становая, 6 – Брянтино-Сугджарская, 7 – Желтулакская. Месторождения: 1 – Комсомольская залежь, 2 – Крутое, 3 – Рябиновое, 4 – Арбарастах, 5 – Сынньяр, 6 – Хайкан, 7 – Конкули, 8 – Адаргай, 9 – Элгэтэ, 10 – Топорикан, 11 – Широшный, 12 – Тангукта, 13 – Бугундя, 14 – Тавитчак, 15 – Сутамское, 16 – Пакчи, 17 – Унин, 18 – Колчеданный утёс, 19 – Кавли, 20 – Дзигда, 21 – Береговой, 22 – Гарган, 23 – Овланжа, 24 – Алдома, 25 – Авлаякан.

встречаются в юго-восточной части Становой ГЗО. Аналогичные вышеописанным, существенно диопсидовые апатитсодержащие скарны широко встречаются в центральной части Алданского щита, где с ними связаны месторождения железа и флогопита [32].

Формация кремне-щелочных метасоматитов генетически связана с субщелочными гранитоидами завершающих фаз PR₁ гранитизации (поздне-становой, идюмский комплексы). Метасоматиты PR₁ распространены на всей территории АСЩ, контролируются крупными зонами разломов AR-PR₁ времени заложения: в Зее-Бургалинской (Желтулакской) зоне – запад-северо-западного простирания (месторождения урана Дзигда, Кавли и др. [39]), Сугджарской зоне – северо-западного простирания (рудопроявления урана Береговое и Сугджарское), в пределах Идюмо-Хайканского и Тырканского блоков АСЩ (U-TR рудопроявление Сынньяр, Хайкан и др.) в ареалах гранитизации – северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний.

Возраст кремне-щелочных метасоматитов уран-свинцовым методом оценен в 1.9–2.2 млрд лет (материалы Таежного ПГО).

В типовой парагенезис кремне-щелочных метасоматитов входят кварц и полевые шпаты, в качестве

второстепенных присутствуют биотит, мусковит, апатит, роговая обманка, рудных – циркон, уранинит, давидит, браннерит, ураноторит, торит, оранжит, торугуммит, периклаз, ксенотим, чевкинит, монацит, церианит, ортит, тугариновит. Состав метасоматитов невыдержанный, вариации в количестве минералов значительны. Существует зависимость состава метасоматитов от типа вмещающих пород. Так, в основных породах развиваются существенно плагиоклазовые разновидности, в кислых – существенно кварцевые и микроклиниты.

Кремне-щелочные метасоматиты подразделены на несколько фаций (табл.). Характеризуются преимущественно урановой (до нескольких десятков %), Th и TR специализацией (Y, Yb, Be, La – 0.n %), а также повышенными содержаниями Mo, Pb и Cu.

Диафторитовая формация в пределах востока АСЩ изучалась многочисленными исследователями, однако вопросы, связанные с ее генезисом и рудоносностью, до сих пор являются слабоизученными.

Диафториты распространены преимущественно в пределах Становой и Батомгской ГЗО, реже в центральной части щита. Особенно широко они встречаются в пределах центральной и восточной частей Станового мегаблока, где образуют протяженные (сотни километров) линейные ареалы, контролируемые глу-

бинными тектоническими нарушениями – Становым разломом, Джелтулакской и Сугдjarской зонами разломов и смятия в “троговых” комплексах PR_1 .

С диафторитами связаны многочисленные проявления Au (Одолго, Ледяное, Золотая Гора и др.), полиметаллов (Курбатовское) и U (Июньское, Береговое и др.).

Диафториты формируются в режиме смятия и стресс-метаморфизма в зонах с меняющимся тектоническим режимом, на границах крупных блоков. Зоны смятия могут быть как крутопадающими (Моготский район, Становой разлом), так и пологими, шарьяжно-надвигового типа (Сугдjarский район и Чогарский блок). Часто диафториты контролируются теми же зонами разломов, что и кремне-щелочные метасоматиты. Судя по минеральным парагенезисам, они образовались при кислотном выщелачивании, которое сменило щелочную стадию изменений.

К настоящему времени принято считать, что диафторез проходил в два этапа: средне- до низкотемпературных диафториты (актинолит-биотитовые, мусковитовые, углеродистые, часть хлорит-эпидотовых, серицитовых) связаны с PR регрессивным метаморфизмом и ультраметаморфизмом (2200–1900 млн лет), а более низкотемпературные кварц-серицитовые, хлоритовые – с мезозойским прогрессивным метаморфизмом (160–125 млн лет), ассоциированным со становлением гранитоидных интрузий наиболее объемного в СГЗО тындинско-бакаранского комплекса [24, 25, 28].

Среди диафторитов выделяется несколько фаций, к основным из которых относятся: 1) метасоматиты “зеленосланцевого” типа, состоящие из серицита, хлорита, актинолита, карбоната, эпидота, кварца, альбита (с уранинитом, настураном, пентландитом, халькопиритом, молибденитом и др.); 2) кварц-серицитовые диафториты с кордиеритом, силлиманитом, дистеном по породам повышенной глиноземистости (с золотом, настураном, молибденитом, халькопиритом, галенитом). Как фациальные разновидности диафторитов рассматриваются: 1) магнетитовые, гранат-магнетитовые кварциты; 2) тремолитовые, актинолитовые, антофиллитовые, с примесью кварца и граната, реже ставролита, дистена, шпинели; 3) дистеновые, рутил-мусковит-дистеновые; 4) эпидотовые, карбонатные метасоматиты, 5) графитовые кварциты, графитовые метасоматиты с тунгстенинитом, рутилом, ильменитом, самородным свинцом, платиноидами. В.Д. Мельников [28] включает в формацию ассоциирующиеся с ней гидротермалиты (кварцевые, кварц-полевошпатовые, сульфидно-кварцевые, кварц-дистеновые и крокидолит-асбестовые жилы).

Состав диафторитов заметно зависит от состава эдуктов. Изменения протерозойского возраста про-

изводились метаморфогенными гидротермальными растворами, поступающими из нижнепротерозойских терригенных пород, мезозойские изменения вызывались постмагматическими растворами. Диафторитовые метасоматиты отличаются латеральной неоднородностью, что отражает их дифференциацию по термодинамическим режимам.

Рудная минерализация, которая находится или в рассеянном состоянии, или ассоциируется с кварцевыми жилами, сопутствует только зеленосланцевой, графит- и магнетитсодержащим фациям диафторитов. Геохимическая специализация зеленосланцевых диафторитов – Au, Mo, U и халькофильные элементы, углеродистых метасоматитов – Ni, Cu, Pb, Mo, As, Ag, Au, U, элементы платиновой группы [21, 28].

Диафториты востока АСЦ по условиям локализации, минеральному составу и геохимической специализации аналогичны измененным породам Северного Забайкалья, США (Колорадо) и района месторождения Колар в Индии [28].

Формации, связанные с магматогенными системами ранне- и позднепротерозойского возраста

Формации фенитов, кварц-полевошпатовых метасоматитов (фельдшпатитов), щелочных гидротермалитов, щелочных пегматитов широко развиты в пределах Улканского вулканогенного прогиба PR_1 , где генетически связаны с интрузиями гранитоидов повышенной щелочности и особенно со щелочными рибекит-астрофиллитовыми гранитами [13, 35]. Щелочные пегматиты и фениты образуют ареалы в экзоконтактных зонах массивов гранитов. Фельдшпатиты и щелочные гидротермалиты встречаются в ареалах развития щелочных гранитоидов или непосредственно в последних. Перечисленные метасоматиты, сопровождающие их кварц-хлорит-гематит-сульфидные, гельвин-диопсид-пироксмангитовые жилы и грейзены образуют единый генетический ряд связанных между собой образований, контролирующихся крутопадающими зонами нарушений северо-восточного, ортогонального и северо-западного направлений. Наиболее крупной структурой, определяющей размещение большей части ореолов метасоматитов, является Улканский разлом северо-западного простирания в центральной части Улканского плутона на отрезке протяженностью около 40 км, шириной 3–6 км.

Редкоземельно-редкометалльная рудная минерализация отмечается во всех типах метасоматитов, пегматитов и гидротермалитов [9, 13, 14, 33, 34, 35].

Формация фенитов в вулканитах PR_1 отмечается в экзоконтактах Улканского плутона и в останках вулканитов в его центральной части. Изменения выразились в образовании альбита, калишпата, рибекит-

та и эгирина и связаны с повышенными, но без рудных концентраций, содержаниями редких элементов.

Формация щелочногранитных пегматитов.

Поля редкометалльных щелочногранитных пегматитов приурочены к экзоконтактам Ныгваганского интрузива. По условиям локализации и морфологии тел пегматиты соответствуют двум типам: пегматитам внутриинтрузивной зоны в экзо- и эндокинетических трещинах материнских гранитов и пегматитам надинтрузивной зоны в линейных трещинах скола. Пегматиты сложены полевыми шпатами, кварцем, темноцветами (рибекит, астрофиллит, эгирин). Рудные минералы, образовавшиеся в метасоматическую стадию, представлены цирконом, пироксолом, фенакитом, монацитом и др. [35].

Околопегматитовые метасоматиты встречаются в апикальной зоне Ныгваганского штока гранитов в контакте с пегматитовыми телами. Они сложены эгирин-кварц-альбитовым агрегатом с рудными минералами (колумбит, гематит, крокидолит, циркон, флюорит, протолитионит).

Пегматиты и околопегматитовые метасоматиты содержат бериллиевое и тантал-нибиевое оруденение, в повышенных концентрациях отмечаются Li, Sn, Y, La, U, Ce.

Формация щелочных гидротермалитов. Щелочные гидротермалиты, специализированные на Ta, Nb, Th, Be и Zr, слагают преимущественно жильные, иногда сложноветвящиеся, полого-и крутопадающие тела. Породообразующие минералы в них идентичны таковым в пегматитах. Рудные минералы представлены цирконом, пироксолом, гагаринитом, гентгельвином, берtrandитом, бастнезитом, колумбитом, торитом, касситеритом и др.

Формация фельдшпатитов. Оруденение в связи с щелочными метасоматитами (фельдшпатитами) отмечается в гранитоидах и вулканитах Улканского прогиба, где с ними связано более десяти крупных рудопроявлений и месторождений (Бугундя, Бириндя, Эталон, Улкан, Южное и др.).

В вулканитах (месторождение Бириндя) жильные тела метасоматитов контролируются разломами субширотного и северо-западного простирания и контактами вулканических и интрузивных пород. Основными минералами метасоматитов являются альбит, микроклин, рибекит, эгирин, в меньшей степени – кварц, астрофиллит, биотит. Рудные минералы представлены цирконом, монацитом, пироксолом, гагаринитом, колумбитом, магнетитом, касситеритом, бастнезитом и др.

Из интрузивных образований, фельдшпатиты приурочены преимущественно к гранитоидам и сиенитам. Они контролируются крутопадающими разло-

мами и образуют линейно-крестообразные рудоносные тела с постепенными переходами в неизменные породы. К их основным минералам относятся альбит, альбит-олигоклаз, микроклин, щелочные темноцветы (рибекит, озанит, эгирин), в меньшей степени характерны кварц и биотит. Зональность выражена в преобладании калиевого полевого шпата в периферийных зонах, альбита – в центральных. К второстепенным и аксессуарным относятся астрофиллит, флюорит, циркон, монацит, пироксолом, гагаринит, бастнезит, колумбит, паризит, гентгельвин, сульфиды и др.

На последних стадиях фельдшпатизации проявились ассоциирующиеся с ней кварц-хлорит-гематит-сульфидные метасоматиты с родонитом, сидеритом, биотитом и гентгельвином и гелвин-диопсид-пироксмангитовые метасоматиты со сфалеритом, касситеритом, гентгельвином, диопсидом и магнетитом.

В фельдшпатитах отмечаются рудные концентрации редких элементов и металлов: Ta, Nb, Y, Gd, Lu, Zr, Be, Th, Yb, Hf, Li, La, Ce; в гидротермалитах жильной стадии – Be и Zn.

Температура начальных стадий фельдшпатитового процесса оценена в 550 °С, конечных – 250–270 °С, калишпатовых разностей – 580–600 °С, гелвин-диопсид-пироксмангитовых метасоматитов – 530–570 °С [16, 35].

Рассмотренное оруденение в щелочных метасоматитах и пегматитах аналогично редкометалльно-редкоземельным объектам в связи с щелочногранитовой формацией, развитой на древних щитах и кристаллических массивах. Объекты подобного рода известны за рубежом (Египет, Канада, Австралия и Нигерия) и в России на Алтае и Забайкалье [41, 42].

Формация грейзенов. Грейзены PR_1 встречаются в центральной части Улканского плутона. Они несут Sn-W минерализацию (рудопроявления Биотитовое, Грейзеновое). Биотитовые грейзены связаны со штоками субщелочных лейкогранитов, соответствующих геохимическому типу редкометалльных агапитовых гранитов. Мусковитовые литийсодержащие и протолитионитовые грейзены ассоциированы со щелочными гранитами.

Грейзены слагают крутопадающие тела жильной формы протяженностью от десятков метров до 1.5 км. Среди биотитовых грейзенов выделяются две морфологические разновидности – кварцевожильные и ареального распространения. Жильные содержат вкрапленность касситерита, вольфрамита, молибденита, колумбита и характеризуются зональным строением: в центральных частях жил развит кварц или топаз, в зальбандовых – кварц-топаз-флюорит-биотитовый агрегат. Грейзены ареального распро-

странения сложены кварцем, биотитом, топазом, флюоритом и рудными минералами (касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, базовисмутитом, пироксолом, бериллом, торитом, бастнезитом и сульфидами).

Отмечается пространственная ассоциация грейзенов и минералов последних фаз фельдшпатизации [16]. Альбитизация аноклаза протекала в интервале температур 500–300 °С и рН = 9–8, а грейзенизация – 480–120 °С и рН среды 7–6 [35], т.е. процесс эволюционировал от высоких температур к низким и от умеренно-щелочной рН к нейтральной.

Биотитовые грейзены специализированы на W, Sn (до 3 %) и Mo (0.1 %), литиевые характеризуются содержаниями Li до 3.96 %.

Формация гумбеитовых метасоматитов. Гумбеитоподобные метасоматиты предположительно PR₁ возраста образуют крутопадающие узкие (1–2 м) и протяженные (до 1.5 км) зоны, оперяющие Южно-Учурский разлом [16]. Они приурочены к куполообразным выходам PR₁ кислых субвулканических пород повышенной щелочности, состоят из адуляра (до 90 %), кварца, магнетита, гематита, специализированы на Ta (0.1 %) и Nb (0.15 %), содержащийся в гематите. Гумбеиты подобного типа описаны на Украинском щите в гранитоидах калиевого ряда [48].

Формация карбонатитов. Проявления редкоземельно-редкометалльных карбонатитов в ассоциации с фенитами и альбититами отмечаются в восточной части Алданской ГГО, где связаны с концентрически-зонально построенными интрузиями щелочно-ультраосновных пород рифейского магматического цикла (Ингилийский и Арбарастахский массивы центрального типа [1, 7, 47]).

В пределах Арбарастахского массива по карбонатитам магматического этапа сформировались пироксен-апатит-флогопит-магнетит-кальцитовые карбонатиты метасоматического этапа, по пироксенитам – карбонат-флогопит-апатит-магнетитовые метасоматиты. Концентрические тела оруденелых карбонатитов на 80–85 % сложены кальцитом, содержат гнезда тремолита, актинолита, титаномагнетита, феррифлогопита и хондродита. Редкометалльные метасоматиты среди пироксенитов представлены линзами и линейными штокверками карбонатно-апатит-титаномагнетитовых пород, среди которых выделяются более древние форстеритсодержащие (камафориты) и поздние карбонатно-апатитовые разновидности.

К рудным минералам относятся пироксолом, бадделейт, перовскит, дизаналит, цирконолит, бастнезит и др. Содержания Nb – до 1.2 %, Ta – до 0.1 %, U – до 0.3 %, TR – 0.п-п %. В аномальных концентрациях отмечаются Sg и P.

В пределах Ингилийского массива кольцевые тела оруденелых канкринит-апатитовых метасоматитов с пироксолом (тералитов) и карбонатитов сформировались вокруг йолитов-мельтейгитов. Наиболее рудоносными являются жильные кальцитовые карбонатиты метасоматического этапа, развивавшиеся по фенитам и карбонатитам магматической стадии и по интрузивным породам.

В метасоматических карбонатитах присутствуют биотит и кобейт по 5 %, циркон, апатит, титаномагнетит по 3 %, а также пироксолом, бадделейт, торит, паризит, перовскит и сульфидные минералы. Геохимически тералиты и карбонатиты специализированы на Zr (до 17 кг/т), Nb, Ta, Ce, U и Th.

Возраст формирования оруденения составляет 728 млн лет для Ингилийского массива, 792–761 – для Арбарастахского [6].

Формации, связанные с гидротермальными системами полигенного происхождения позднепротерозойского возраста

В пределах Восточно-Алданского блока широко распространены метасоматические формации PR₂ возраста предположительно полигенного происхождения. К ним относятся формации эйситов с U и TR оруденением, а также березитов и аргиллизитов с U и Au специализацией [10, 11, 16, 31 и др.].

Формация эйситов. Эйситовые метасоматиты (1250 млн лет) образуют линейные ореолы в метаморфических породах (Тырканский блок, месторождение U Тавитчак, рудопроявления Удюма, Снежное и др.), в интрузивных породах Улканского плутона (месторождение U Боковое) и в вулканических образованиях в южной части Улканского прогиба (месторождение U-TR Тангукта). Положение эйситов определяется крутопадающими разломными зонами северо-западного, субширотного (Улканский прогиб) и субмеридионального (Тырканский блок) простирания.

В эйситах, развивающихся по метаморфическим породам, метасоматическая зональность выражена неотчетливо. В их состав входят альбит, олигоклаз-альбит, фтороапатит, рипидолит, прохлорит; в качестве второстепенных присутствуют корундофиллит, сидерит, анкерит, кальцит, рудных – золото, торит, уранинит, настуран, браннерит, молибденит, циркон, пироксолом, хромпикотит, буланжерит, сульфиды и др.

Эйситы, развивающиеся по гранитоидам Улканского плутона, в краевых частях состоят из кварца и альбита, в центральных – из апатита и альбита с примесью карбоната и гематита. Из рудных минералов характерны циркон, ксенотим, торит, бастнезит, торит, настуран и сульфиды [8, 10]. Эйситы в вулканиках характеризуются альбитизацией в краевых частях зон,

апатитовыми центральными зонами, к которым приурочено уран-редкоземельное оруденение с браннеритом, синхизитом, монацитом, ксенотимом, торитом.

Рудная специализация эйситов во всех случаях – U и TR. Для оруденения в метаморфических породах характерны Zr, Th, TR и повышенные содержания Au, в вулканитах – Zr, Ce и элементы цериевой группы (в сумме 0.8 %) и особенно иттрия и элементов иттриевой группы (в сумме более 1 %).

Описываемая метасоматическая зональность могла сформироваться при градиенте кислотности-щелочности от величины $pH = 4$ в апатитовой зоне до $pH = 7.5-8$ на флангах. Эйситовые метасоматиты представляют собой, вероятно, результат взаимодействия кислых растворов с эффузивами повышенной щелочности [17]. По аналогии с подобными околорудными изменениями известных месторождений (Эйс, Гуннар в Канаде) предполагается относительно низкотемпературный генезис эйситов.

Формации березитов и аргиллизитов. Светлослюдистые (березитовые, березит-аргиллизитовые) и глинистые (аргиллизитовые) метасоматиты PR_2 возраста на востоке АСЦ распространены в пределах Алгоминского, Учурского платформенных и Улканского протовулканогенного прогибов. Ореолы метасоматитов встречаются в бортовых или наиболее погруженных частях впадин, где контролируются зонами структурно-стратиграфических несогласий (СН), крутопадающими и пологопадающими нарушениями и зонами пологих надвигов. Магматические комплексы, с которыми могли бы быть ассоциированы метасоматиты, отсутствуют.

С березитами связано U-Mo (рудопоявления Топорикан), U-V (рудопоявление Конкули) и Au (месторождения Широкой зоны) оруденение, с аргиллизитами – Ta-Nb (месторождение Красная Горка), U-Mo и Be (рудопоявления Элгэтэйского рудного поля), Ва и Си (месторождение Адаргай) оруденение [9, 11]. Возраст оруденелых метасоматитов составляет 1324–1050 млн лет [6].

Околорудные изменения березитового типа ниже зоны СН развивались по метаморфическим породам (доломитизированные мраморы, гравелиты, гнейсы), выше – по вулканическим (трахириодациты, диабазы PR_1), осадочным (песчаники и гравелиты) породам PR_1 и PR_2 возраста.

Березиты серицитовые, гидросерицитовые и аргиллизиты образуют единый ряд метасоматитов, постепенно сменяющих друг друга по вертикали и по горизонтали по мере удаления от контролирующей флюиды разломов.

Березиты представлены серицитовой или чаще гидрослюдистой фацией. На U-V рудопоявлении

Конкули присутствует серицит-роскоэлитовая фация. К второстепенным минералам относятся кальцит, доломит, графит, альбит, пирит; к редким и рудным – бассетит, тюямунит, сепиолит, герсдорфит, стивенсит, бассанит, халькопирит, сфалерит, галенит, деклуазит, карнотит и др. Наиболее распространенный минерал березитов – гидрослюда политипов 1Md, 1M, 2M₁ (рудопоявление Топорикан), 2M (Конкули), 1M, 2M (Адаргай). Изменения и рудообразование часто сопровождалось процессами локального привноса или выноса углеродистого вещества в виде новообразованного графита или бесструктурных твердых битумов.

Рудные минералы непосредственно приурочены к метасоматитам или к сопровождающим их кварцевым жилам (месторождения зоны Широкой).

Аргиллизиты разделяются на гематит-иллитовую, иллит-смешаннослойную и гидрослюдистомонтмориллонитовую фации. К основным минералам аргиллизитов относятся иллит, смешаннослойные минералы (ректорит, иллит-монтмориллонит), кварц; к второстепенным – селадонит, сидерит, к рудным – халькопирит, сфалерит, настуран, самородная медь, золото, эвксенит и др. Жильная стадия в аргиллизитах представлена кварцевыми, баритовыми, флюоритовыми, бертрандит-флюоритовыми и гематитовыми гидротермалитами.

Температуры образования рудоносных березитов Улканского прогиба оценены в 210–260 °С, аргиллизитов – 50–290 °С; аргиллизитов Учурского прогиба – 110–120 °С. В составе микровключений преобладают хлориды Ca, Mg, K и Li [16, 19, 35].

Березиты и аргиллизиты докембрия специализированы на широкий круг элементов халькофильной (Pb, Cu, Zn, Ag), сидерофильной (V, Mn, Ni, Co) и литофильной (Au, Mo, U, Ta, Nb, Be) групп.

По ряду основных признаков (условиям локализации, возрасту образования, по типу околорудных изменений и рудной специализации) рудные проявления района аналогичны Канадским месторождениям “типа несогласия” [51, 52]. Березиты и аргиллизиты докембрия, несмотря на некоторое подобие в минеральном составе с аналогичными породами фанерозойского возраста, по другим признакам (отсутствие связи с магматическими породами, многопрофильная геохимическая специализация) заметно отличаются от последних, в связи с чем предложено их выделение в формации аргиллизитов и березитов докембрия [20].

Формации, связанные с магматогенными системами мезозойского возраста

Формация скарнов мезозойского возраста распространена в пределах Кет-Капского и Джугджурс-

кого тектоно-магматических поднятий, где контролируются участками контактов интрузий среднего и кислого состава повышенной щелочности с карбонатсодержащими породами платформенного чехла [18, 23]. Скарны связаны с магматическими образованиями алданского (третья фаза, монзониты, сиениты) и джугджурского (последняя фаза, субщелочные аляскистые граниты) комплексов. В пределах Кет-Капского поднятия со скарнами связано Au, Fe, Cu и F оруденение (Улахан-Чайдахский, Буор-Тасский рудные узлы, месторождения Скарновое, Рябиновое, Клинь, рудопроявления Виктория, Орочен и др.), Джугджурской зоны – Cu и бороносное оруденение (Алдомо-Челасинский рудный район, месторождение Cu Малокомуйское, бора – Алдоминское, рудопроявления Людвигитовое, Гоночан и др.).

По условиям залегания, скарны могут быть отнесены к фронтальным и межпластовым; пластовая форма особенно характерна для волластонитовых инфильтрационных образований.

Скарны, за исключением волластонитовых, отличаются значительным разнообразием минерального состава.

К главным минералам золотоносных скарнов “пестрого” состава Кет-Капской зоны относятся гранат, диопсид, эпидот; местами заметную роль играют флогопит, везувиан, тремолит, полевой шпат, флогопит, шпинель, геденбергит и магнетит, к аксессуарным и рудным относятся золото, клиногумит, мелантерит, биссолит, клинохлор, пушкит, санидин, форстерит, волластонит, пиррофиллит, брошантит.

Для меднорудных, с полиметаллами, скарнов Джугджурской зоны главными являются гранат, диопсид, эпидот, рудными – халькопирит, галенит, арсенипирит, сфалерит, киноварь, электрум, золото.

Зональность в скарнах “пестрого” состава выражена неотчетливо, что является следствием их последующего известково-скарнового замещения и наложенных рудогенных процессов. Как правило, от интрузивного контакта к периферии следуют гранатовая, геденбергитовая, диопсидовая, эпидотовая и бруситовая зоны.

В золотоносных (месторождение Рябиновое, рудопроявления Пограничное, Залетное) и флюоритносных (месторождение Тас) волластонитовых скарнах главным минералом является волластонит, второстепенными – диопсид, кальцит, актинолит, геденбергит, везувиан, тремолит, клейофан, виттерит, стронцианит, флюорит. Из рудных минералов, кроме золота, отмечается в небольшом количестве халькопирит, пирит и магнетит [18, 37]. Зональность для волластонитовых скарнов не характерна.

В бороносных скарнах отмечено более 60 различных минералов, включая золото. Боросодержащие минералы представлены боратами (людвигит, котоит, суанит, флюоборит) и реже боросиликатами (аксинит, данбурит, датолит). Главными минералами являются серпентин, эпидот, ссайбелиит, суанит, людвигит, везувиан, брусит; к второстепенным относятся магнетит, форстерит, шпинель, котоит.

Для бороносных скарнов различаются два основных типа колонок, от контакта к периферии: 1) тремолит, актинолит, магнетит, людвигит – эпидот, клинохлор – серпентин-бруситовые кальцифиты; 2) шпинель, пироксен – шпинель, форстерит-шпинель, котоит, суанит, магнетит – форстеритовые кальцифиты.

Из халькофильных элементов в скарнах “пестрого” состава в повышенных концентрациях встречаются Ag, Cu, Zn и Pb. Содержания золота в скарнах “пестрого” состава – 2–60 г/т, в волластонитовых скарнах – 3–90 г/т, иногда до 300 г/т и более (до 89 кг/т на месторождении Рябиновое).

Бороносные скарны специализированы на Cu, Pb, Ge, Zn, Mo. В людвигитовых рудах содержание борного ангидрида достигает 10 %, в суанит-ссайбелиитовых – 29 %.

Описанные выше скарны принадлежат формации магнезиальных скарнов магматического этапа, сформировавшихся в гипабиссальных условиях. Температура образования золотоносных скарнов Кет-Капской зоны составляет более 500 °С. Бороносные скарны образовались при высоких (более 700 °С) температурах [50].

Формация кварц-полевошпатовых метасоматитов имеет ограниченное распространение, связана с интрузивными породами повышенной щелочности (субщелочными гранитами, сиенитами), развиваясь в контактовых зонах интрузий ираканского комплекса в пределах центральной части Становой ГЗО (Моготское месторождение Ag) и алданского комплекса Кет-Капской зоны (торий-редкометалльное проявление Безымянка, Юньско-Даньский рудный узел; золотое месторождение Скарновое, рудопроявления Догуян, Кварцевое Улахан-Чайдахского узла). Особенно значительно она проявляется на участках, ослабленных тектоническими нарушениями.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты развиваются как в эндо-, так и в экзоконтактных зонах интрузий, образуют жиллообразные или линзообразные тела. Падение тел метасоматитов зависит от форм контактов интрузивных тел и может быть как пологим, так и крутым. Вмещающими являются метаморфические породы (Моготское месторождение), терригенные образования и эффузивы среднего состава (Кет-Капская зона).

В пределах Кет-Капской зоны метасоматиты по интрузивным породам состоят из кварца, альбита, калишпата, по терригенным породам – кварца, альбита, актинолита, кальцита, с примесью адуляра, диопсида и андрагита, из рудных отмечаются пирротин, халькопирит, висмутин и золото; содержания Au достигают нескольких сот г/т.

Метасоматиты Моготского месторождения отличаются наличием барита. Зональность метасоматитов от граносиенитов к гнейсам выглядит следующим образом: 1) зона окремнения в эндоконтакте граносиенитов; 2) кварцевый метасоматит с сульфидной минерализацией; 3) кварц-микроклиноватая порода с кальцитом и сульфидами; 4) гнейсы биотитовые. Из рудных минералов отмечаются самородное серебро, золото, аргентит, блеклая руда, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, клейофан, англезит, кинноварь; из второстепенных минералов – кальцит, апатит, цеолит.

Содержание Ag в рудах достигает 7305 г/т, Au – 2 г/т, Zn – 5 %, Pb – 12 %, Cd – 0.01 %, Ba – более 5 %, Sr – 1%.

Кристаллизации рудных минералов способствовало понижение температуры растворов от 295° до 175°, сопровождающееся резким уменьшением их концентрации и изменением геохимической специализации растворов с хлоридной на сульфидную [22].

Формации березитов, грейzenов, вторичных кварцитов, аргиллизитов и пропилитов МЗ возраста широко развиты на востоке АСЦ, где приурочены к зонам проявленности кислого и среднего повышенной щелочности магматизма, включая 1) участки вулканотектонических структур (ВТС) “ареального” развития и интрузивных образований гипабиссальной фации (Кет-Капская зона, Становая ГЗО), 2) крупные вулканические депрессионные структуры (Преддзугджурский прогиб). В пределах ВТС ореолы метасоматитов контролируются крутопадающими разнопорядковыми нарушениями, тяготея к участкам выходов экстрезивных и субвулканических пород.

Рассматриваемые изменения образуют генетически связанный ряд, где формации последовательно меняются сверху вниз и от периферии к центру метасоматических систем следующим образом: пропилиты–аргиллизиты–гидрослюдистые березиты–березиты и (или) вторичные кварциты–грейzenы.

В зависимости от уровня эрозионного среза в пределах каждой из зон преобладают метасоматиты того или иного типа. Так, в относительно слабо эродированном Преддзугджурском прогибе широкое развитие получили пропилиты и березиты, в Становой зоне – березиты гидрослюдистой фации, в наи-

более эродированной Кет-Капской – редуцированно проявленные березиты.

Формация аргиллизитов встречается в двух обстановках: 1) в ВТС с проявленным кислым или контрастным вулканизмом (Сутамская, Мультмугинская ВТС Становой области), 2) на сводах магматических поднятий в терригенно-карбонатных образованиях чехла платформы (Кет-Капская зона).

В пределах Сутамской структуры кальдерного типа с ними связано Сосновое месторождение урана и ряд его рудопроявлений. Ореолы аргиллизитов контролируются разломными зонами и имеют эллипсообразную форму. В кислую стадию процесса образовались диоктаэдрические слоистые силикаты, в позднещелочную – триоктаэдрические. К минералам рудной стадии относятся настуран, иордизит, сульфиды, сидерит, анкерит, каолинит, дикцит, бертьерин, диоктаэдрические слюды и смешаннослойные минералы: бейделлит-каолинит, бейделлит-иллит, алюмомагниевого тосудит. Телескопированная латеральная зональность имеет следующий вид, от периферии к центру: неизменный вулканический-бейделлитовая зона – бейделлит-каолинитовая или бейделлит-иллитовая – бертьерин-мусковит-фенгитовая зона [44].

Кроме урана, в повышенных концентрациях отмечаются Mo, As, Pb и Ag.

С аргиллизитовой формацией связываются проявления Au и Mo (с Ag, Pb, Zn, Bi) Мультмугинской ВТС. Рудная минерализация приурочена к кварцевым и халцедоновым, с адуляром, реже карбонатно-кварцевым жилам, завершающим аргиллизитовый процесс.

Предположительно к аргиллизитовой формации относится месторождение Au Комсомольская залежь (Кет-Капская зона), локализованное в доломитах тектонически ослабленной зоны. К основным минералам относятся кварц, каолинит, гетит и лимонит, к рудным – сульфиды и золото. Кроме Au, в повышенных концентрациях в рудах отмечаются Cu, Pb, Zn.

Аналогом урановорудных объектов в аргиллизитах являются месторождения Кордильер [4], золотых – вулканогенно-плутоногенные месторождения Камчатки [30], золотых в карбонатных толщах – Курнахского рудного поля в Южной Якутии [49].

Формация березитов мезозойского возраста является одной из наиболее распространенных в регионе. Объекты ее известны во всех основных геотектонических сооружениях Становой ГЗО, в Преддзугджурском прогибе и несут преимущественно халькофильное (Cu, Pb, Zn, As, Bi, Ag), литофильное (U, Mo) и Au оруденение [2, 9].

В пределах Становой ГЗО с березитовой формой связано золоторудное месторождение Колчеданный Утес и многочисленные проявления – Гарган, Приисковый и др., в Кет-Капской ГЗО – месторождение Крутое и рудопроявление Виктория, в пределах Преддзугджурской зоны – золото-серебряные рудопроявления Авляякан, Аркай, Овланжа. К урановорудным объектам в березитах относятся рудопроявления Унин и Пакчи (Становая ГЗО), к медным – Челасин в Преддзугджурской зоне.

Березитизация связана с заключительными фазами становления близповерхностных интрузий кислого состава повышенной щелочности (в пределах Становой ГЗО – токско-сиваканского, бомнакского и ираканского комплексов (110–90 млн лет), Преддзугджурской зоны – тунумского (76–70 млн лет) и дзугджурского (второй и третьей фаз, около 76–64 млн лет) комплексов. Вытянутые и изометричные ореолы березитов контролируются крупными разрывными нарушениями. К типоморфным минералам березитов внутренних частей зон относятся кварц, серицит; для наиболее распространенной в районе гидрослюдистой фации основным минералом является гидросерицит. Рудная минерализация или непосредственно находится в метасоматитах, или чаще в жилах (кварцевых, реже карбонатно-кварцевых с кальцитом, мангокальцитом, баритом, родохрозитом), завершающих образование березитов. Из рудных минералов отмечены золото, молибденит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, арсенопирит, блеклые руды, аргентит, пироморфит, базовисмутин, киноварь, пираргерит, полибазит и др.

В связи с березитами развиваются несколько золоторудных формаций. Самая низкотемпературная (адуляр-гидрослюдистая, гидрослюдистая фации метасоматитов) золото-серебряная формация характерна для рудопроявлений Дзугджурской зоны, золото-серебряно-сульфидно-кварцевая формация в связи с серицитовой и серицит-гидросерицитовой фациями распространена в центральной и восточной частях Становой ГЗО, полиметалльно-золото-халькофильная – в восточной части Становой ГЗО (Колчеданный утес).

Аналогом вышеописанных золоторудных объектов в березитах являются Бамское (Становая ГЗО), золото-серебряной рудной формации – месторождения Эвенское, Ойринское на Северо-Востоке России [30].

Образование золотоносных кварцевых жил в березитах проходило в интервале температур от 465° до 220°. В большинстве случаев микровключения содержат водный раствор хлорида калия [50].

Для урановорудных объектов, сформировавшихся в березитах, характерна их приуроченность к мезозойским гранитоидам. На рудопроявлении Унин

отмечаются следующие стадии формирования метасоматитов: 1) карбонат-гидробиотит-апатит-хлоритовая; 2) серицит-гидрослюдистая; 3) цеолит-кварцевая, на рудопроявлении Пакчи – 1) гидробиотит-пренит-хлорит-карбонатная; 2) кварц-серицитовая; 3) рудная стадия; 4) образование прожилков ломонита и выделений флюорита. Рудные минералы представлены настураном и самиреситом.

К медно-порфировой рудной формации относится рудопроявление Челасин, связанное со штокверком кварцевых и кварц-сульфидных жил в березитах серицит-гидрослюдистой фации. Штокверк приурочен к центральной части ВТС, выполненной субвулканическими, покровными и жерловыми образованиями кислого и среднего состава. Оруденение генетически связано с субвулканическими монцогранодиоритами. Основным рудным минералом является халькопирит, из других распространены самородная медь, галенит, сфалерит, золото, аргентит, кераргерит, блеклые руды и др., обильно развиваются вторичные минералы меди зоны окисления.

Формация вторичных кварцитов характерна для ряда вулканоструктур Становой ГЗО (Эджамунской, Бомнакской и Улакской ВТС) и распространена в вулканитах Преддзугджурского прогиба (проявления Малыш, Наледный, Бургале и др.). Метасоматиты развиваются преимущественно в породах кислого состава, связаны с эманационно-гидротермальной поствулканической деятельностью. Вторичные кварциты ассоциированы с аргиллизитами и березитами гидрослюдистой фации, контролируются тектоническими нарушениями или узлами их пересечения, образуют вытянутые или изометричные тела, иногда субполюгие залежи. В Становой ГЗО преобладают кварциты серицитовой, диаспоровой, алунитовой фаций, в Преддзугджурском прогибе – андалузит-серицитовой и диаспор-диккитовой.

Ведущим полезным ископаемым алюмокремниевых метасоматитов является алунит, иногда содержащийся в промышленных концентрациях. Метасоматическая зональность характеризуется последовательной сменой от периферии к центру серицитовых, алунитовых, диаспоровых и мономинеральных кварцитов.

Формация пропилитов широко развита в пределах всех ВТС восточной части АСЦ, реже – в метаморфических породах их основания. Большая часть проявлений и ореолов пропилитов относится к региональным, не связана со сколько-нибудь заметным повышением содержаний рудных элементов. Но ряд проявлений южной части Преддзугджурского прогиба с интенсивно проявленной пропилитизацией несет

халькофильную минерализацию в значительных масштабах с рудными концентрациями Au, Cu, Zn и Ag.

Оруденелые пропилиты по вулканитам (в основном, среднего состава) разделяются на две основных фации – эпидот-хлоритовую (проявления Бургаля, Кундумы) и карбонат-хлоритовую (Кума). Пропилиты первой фации представлены эпидотом (до 80–100 %), кальцитом (до 55 %), хлоритом (5–40 %), альбитом (до 35 %), кварцем (до 40 %), серицитом (до 5 %). Пропилиты карбонат-хлоритовой фации распространены как по гнейсам, так и по скарнированным гнейсам. Во втором случае отмечается более богатая рудная минерализация. Пропилиты карбонат-хлоритовой фации состоят из кальцита (до 30 %), эпидота (до 25 %), хлорита (20–30 %), серицита (до 20 %) и цеолита (1 %). Рудные минералы представлены магнетитом, гематитом, сульфидами (преобладают сульфиды меди) и золотом.

Оруденелые пропилиты контролируются разломами диагональной и субширотной систем и часто тяготеют к экзоконтактовым зонам с интрузиями умеренно-кислого состава мезозойского возраста, с которыми они связаны генетически.

Формация грейзенов в породах востока АСЦ проявлена редуцированно. В Преддзугджурском прогибе ее проявления связаны с субщелочными гранитами. Метасоматиты представлены кварц-мусковитовой фацией с топазом и цирконом, с непромышленной молибденитовой и халькофильной минерализацией [46].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах востока АСЦ широко распространены рудоносные ГМП, относящиеся к нескольким минерагеническим эпохам: архей-раннепротерозойской, раннепротерозойской, позднепротерозойской и мезозойской. Изменения группируются в формационно-генетические ряды формаций, объединяющие продукты гидротермальных циклов, связанных с периодами повышенной тектонической и магматической активности: 1) раннепротерозойский фельдшпатит-диафторитовый ряд, 2) раннепротерозойский фельдшпатит-грейзеновый; 3) позднепротерозойский эйсит-березит-аргиллизитовый; 4) рифейский фенит-карбонатит-альбитовый; 5) мезозойский скарнофельдшпатитовый и грейзен-березит-аргиллизит-пропилит-вторичнокварцитовый.

Большая часть месторождений связана с определенными металлогеническими этапами перечисленных выше эпох: позднекарельским (TR элементы), гренвильским (Au, U, Ba, TR, халькофильные и сидерофильные элементы), киммерийским (Au, U, Ag, Cu).

Главной особенностью метасоматитов карельского этапа являлась их связь с ультраметаморфизмом, гранитизацией и литофильная металлогеническая специализация “сиалического” профиля. Для метасоматитов гренвильского этапа характерна низкотемпературность, полигенность образования, отчетливая приуроченность к горизонтам повышенной проницаемости пород, а для светлослюдистых метасоматитов – к зонам ССН. Образования этого возраста специализированы на широкий круг элементов сидерофильной, литофильной и халькофильной групп. Рудоносные метасоматиты киммерийского этапа отличаются отчетливой связью с магматическими породами и золото-халькофильной специализацией.

Метасоматиты закономерно объединяются в линейные ареалы, подчиняющиеся главным структурным элементам района (зоны сочленения крупных блоков, линейных шовных прогибов или зоны крупных сближенных разломов ограничения АСЦ). В его пределах выделяется несколько крупных, отчетливо прослеживаемых линейных структурно-минерагенических зон (СМЗ) PR₁ и MZ времени заложения (рис.), ширина которых достигает десятков, протяженность – сотен км. Наиболее древние зоны (PR₁) характеризуются телескопированием образований различных генетических типов и формаций, принадлежащих двум или более минерагеническим эпохам, связанным с тектоническими событиями разного возраста. Все рудные объекты локализованы в пределах СМЗ, причем наиболее значительные месторождения и рудные поля приурочены к самым крупным ареалам, где рудогенные процессы проявились телескопированно и многократно.

В пределах Восточно-Алданского блока выделяются следующие СМЗ: 1) Кет-Капская (скарны, березиты MZ возраста, с золотой и халькофильной специализацией); 2) Учуро-Улканская (пегматиты, кремне-щелочные метасоматиты, фениты, фельдшпатиты, щелочные гидротермалиты PR₁; эйситы, березиты и аргиллизиты рифея) с U, TR, Au, сидеро- и халькофильной металлогенической специализацией; 3) Тырканская (эйситы) с U-TR специализацией; 4) Преддзугджурская (скарны, пропилиты, березиты, аргиллизиты, вторичные кварциты MZ; золото, бор и халькофильные элементы).

В пределах Становой ГЗО отмечаются следующие наиболее крупные СМЗ: 1) Северо-Становая (диафториты PR₁ и MZ, аргиллизиты и березиты MZ) с золото-халькофильной специализацией; 2) Брянтино-Сугджарская (пегматиты, кремне-щелочные метасоматиты PR₁, диафториты PR₁ и MZ, березиты MZ) с U, TR, Au, Fe специализацией; 3) Джелтулакская (кварц-

полевошпатовые метасоматиты, диафториты PR₁) с U, TR, Au специализацией [27]. В пределах Становой области СМЗ имеют субширотное или северо-западное простираие, на Алданском щите – субширотное (Кет-Капская зона), субмеридиональное (Тырканская), северо-восточное (Преддзугджурская) или северо-западное (Учуро-Улканская зона) [12, 16].

Кроме перечисленных основных, отмечаются более мелкие, ареального или локального развития зоны и ореолы измененных пород (например, связанные с интрузиями щелочных ультрабазитов).

Наиболее масштабная рудоносность АСЩ связана с раннепротерозойским (Улканский прогиб) и рифейским (Улканский, Учурский прогибы) рифтогенезом и с геодинамическими и магматическими процессами мезозойского возраста в активной континентальной окраине Северо-Азиатского кратона (Кет-Капская, Преддзугджурская зоны, Становая ГЗО).

ЛИТЕРАТУРА

- Багдасаров Ю.И. Ингилийско-Алгоминский узел Восточного Алдана // Отеч. геология. 1994. № 1. С. 18–29.
- Благонадежин Б.И., Ляховкин Ю.С. Мезозойский рудный комплекс Станового хребта. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1990. 120 с.
- Вольский А.С., Шатков Г.А. и др. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.
- Вольфсон Ф.И., Величкин В.И., Жаркова О.В. и др. Гидротермальные месторождения урана. М.: Недра, 1978. 446 с.
- Геология зоны БАМ. Геологическое строение / Ред. Е.А. Козловский. Т. 1. Л.: Недра, 1988. 443 с.
- Горошко М.В., Кириллов В.Е. Новые данные по абсолютному возрасту редкометального оруденения юго-восточной части Алданского щита. Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 66–69.
- Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Новые геолого-геофизические данные о структуре и рудоносности Арбарастахского массива // Тихоокеан. геология. 1994. № 2. С. 54–63.
- Горошко М.В., Осипов А.Л., Кириллов В.Е., Соломатин Г.Б. Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 15, № 2. С. 111–118.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А., Кириллов В.Е. Минералого-геохимические типы урановых проявлений юго-восточной части Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 1. С. 90–102.
- Гурьянов В.А. Ураноносные альбититы в одном из районов Хабаровского края. Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 70–75.
- Гурьянов В.А. Золотое оруденение Улканского вулкано-генного прогиба // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 139–146.
- Гурьянов В.А. Объяснительная записка к легенде Учуро-Майской серии листов Государственной геологической карты РФ м-ба 1:200 000. Изд-е второе. Хабаровск, 1999. 87 с.
- Гурьянов В.А. Геология и особенности металлогении Улканского вулкано-генного прогиба (юго-восток Сибирской платформы): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 2001. 25 с.
- Гурьянов В.А., Горошко М.В. Основные особенности докембрийской металлогении Улканского района // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 101–128.
- Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзын, Горошко М.В. и др. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
- Кириллов В.Е. Околорудные изменения в вулканитах Улканского прогиба: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1994. 25 с.
- Кириллов В.Е., Авченко О.В. Апатит-альбитовые метасоматиты в вулканитах Улканского прогиба юго-восточной части Алданского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 361, № 4. С. 531–534.
- Кириллов В.Е. Золоторудные проявления восточной части Кет-Капского поднятия // Закономерности строения и эволюции тектоносфер: Тез. докл. Хабаровск, 1998. С. 220–223.
- Кириллов В.Е., Бердников Н.В., Авченко О.В. и др. Баритовое оруденение протоплатформенных прогибов восточной части Алданского щита // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 154–158.
- Кириллов В.Е., Бердников Н.В. О формационной принадлежности докембрийских глинисто-светлослюдистых метасоматитов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: Материалы III Косыгинских чтений. Хабаровск, 2001. С. 279–286.
- Кириллов В.Е. Уран в связи с диафторезом (к вопросу о новых генетических типах оруденения и возобновления поисков) // Вопросы геологии, металлогении, поисков и оценки месторождений Дальнего Востока. Хабаровск: Изд-во ДВИМСа, 2002. С. 113–118.
- Кириллов В.Е., Бердников Н.В. Минералогия и флюидный режим рудоносных метасоматитов Моготского месторождения серебра (центральная часть Становой зоны // Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов востока России, новые технологии, переработка благороднометаллического сырья: Материалы конференции. Благовещенск, 2005. С. 110–112.
- Компаниченко В.Н. Эволюция магматических и магмато-генно-рудных систем. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 180 с.
- Кориковский С.П. О возрасте диафторитов Станового глубинного разлома и их связи с региональной гранитизацией // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 12. С. 33–41.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 297 с.
- Кузнецов В.А. Рудные формации // Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 5–14.
- Лобов А.И. Краткая характеристика комплексных минерагенических провинций, областей и структурно-минерагенических зон Амурской области // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 159–172.
- Мельников В.Д. Золоторудные гидротермалитовые формации. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 132 с.

29. Мельникова О.И. Аномалии гидротермалитов Гиллойского района // Рудоносность Приамурья. Владивосток: ДВНЦ ФР СССР, 1987. С. 97–104.
30. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
31. Молчанов А.В. Металлогения урана Алданского и Анабарского щитов: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. СПб., 2004. 42 с.
32. Мурзаев С.П. Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов. Якутск: Кн. изд-во, 1974. 178 с.
33. Недашковский П.Г., Пахомова В.А., Залищак Б.Л. и др. Редкометалльные метасоматиты в гранитоидах Улканского авлакогена (Северо-Учурский плутон, Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 88–95.
34. Недашковский П.Г., Кириллов В.Е., Гурьянов В.А., Пахомова В.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Улканского вулканогенного прогиба (Алданский щит, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 4. С. 329–341.
35. Недашковский П.Г., Кириллов В.Е., Гурьянов В.А., Пахомова В.А. Геологическое строение и металлогения Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Алданского щита). Владивосток: Дальнаука, 2000. 68 с.
36. Омеляненко О.Б. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.
37. Палажченко В.И., Степанов В.А. Онтогенез золота скарнового месторождения Рябиновое (Хабаровский край) // Скарны, их генезис и рудоносность: Материалы междунар. науч. конф. Екатеринбург, 2005. С. 137–145.
38. Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.
39. Пятунин Я.Б., Савинков В.И. Ураноносность Зея-Бурпалинской структурно-металлогенической зоны // Материалы по геологии урановых, редких и редкоземельных месторождений. М., 1980. Вып. 65. С. 87–95.
40. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 42–54.
41. Солодов Н.А. Минерагения редкометалльных формаций. М.: Недра, 1985. 225 с.
42. Солодов Н.А., Семенов Е.И., Бурков В.В. Геологический справочник по тяжелым литофильным редким металлам. М.: Недра, 1987. 438 с.
43. Строна П.А. Главные типы рудных формаций. Л.: Недра, 1978. 199 с.
44. Суркова А.Н. Структурный типоморфизм дисперсных минералов из рудоносных зон аргиллизации (на примере вулканотектонических структур Становой складчатой области): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Казань, 1989. 18 с.
45. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузмин. М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 415 с.
46. Фролов Н.М. Геология, закономерности размещения и генезис оруденения Преддугдурской вулканической зоны (Охотско-Чукотский вулканический пояс): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1984. 27 с.
47. Шаденков Е.М. Новые данные по геологии Ингилийского массива // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 79–89.
48. Щеточкин В.Н., Ткаченко И.И., Дмитриев В.И. Ураноносные гумбеиты в связи с позднепротерозойской активизацией древней платформы // Геология руд. месторождений. 1986. № 2. С. 56–66.
49. Fredericksen R.S., Rodionov S.M., Berdnikov N.V. Geological structure and fluid inclusion study of the Kurankh epithermal gold deposit (Aldan Shield, East Russia) // Low-Temperature Geochemistry. 1999. V. 44. Sup. 2. P. 187–188.
50. Kirillov V.Ye., Berdnikov N.V., Guryanov V.A., Yang Zheng-xi. Geological setting and condition of formation of gold-bearing occurrences in the southeastern part of the Siberian platform // Journal of Chengdu Univ. of Technology. 2002. N 2. P. 119–130.
51. Komninov A., Sverjensky D.A. Geological modelling of the formation of an Unconformity-Type Uranium Deposits // Economic Geology. 1996. V. 91. P. 590–606.
52. Sibbald I.I. Geology and genesis of the Athabaska basin uranium deposits // Recognition of uranium provinces. IAEA. Vienna, 1988. P. 61–105.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

V. Ye. Kirillov

Experience in classification of ore-bearing metasomatic and hydrothermal rocks, eastern part of the Aldan-Stanovoy shield

This work systemizes the available fund and literature information, and also the author's results of investigation of ore-bearing metasomatites in the eastern part of the Aldan-Stanovoy shield. It also typifies metasomatites based on the formation they belong to. Data on the age, structure location, mineral composition features, metallogenic specialization, and genesis of the ore-bearing formations is given, and patterns of their spatial distribution are considered.

***Key words:* metasomatites, ore potential, classification, Aldan-Stanovoy shield.**

ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ СОЕДИНЕНИЕ Ni_3Au И ТВЕРДЫЕ РАСТВОРЫ ЗОЛОТА И НИКЕЛЯ В МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТРИАСОВОЙ КРЕМНЕВОЙ ФОРМАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

Н.В. Мирошниченко, Е.В. Перевозникова

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100-летия Владивостока, 159,
г. Владивосток, 690022, e-mail: absenta2004@mail.ru, elenavalper@yandex.ru*

Поступила в редакцию 25 сентября 2007 г.

Интерметаллическое соединение Ni_3Au и твердые растворы Au и Ni – самородное никелистое Au и Au-содержащий самородный Ni – обнаружены в контактово-метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня и в продуктах их гидротермального преобразования. Все эти породы отличаются высоким содержанием Au, Ag, элементов платиновой группы и присутствием разнообразных минералов благородных металлов. Никелистое золото ($Au_{0.91-0.88}Ni_{0.09-0.12}$) встречается в золотоносных яшмах и в измененных кремнистых породах Дальнереченского района (верховья р. Горной) в виде зерен и кристаллов размером 3–4 мкм. Совместно с ним присутствуют медистое золото, самородное Au без примесей ($Au_{1.00}$), а также твердые растворы Au и Ag ($Au_{0.86-0.84}Ag_{0.14-0.16}$), Au, Ag и Pb ($Au_{0.78}Ag_{0.19}Pb_{0.03}$). Au-содержащий Ni встречается в метаморфизованных углеродистых кремнисто-глинистых породах и в золотоносных яшмах Широкопаднинской площади Ольгинского района. В метаморфизованных кремнисто-глинистых породах содержание Au в пределах отдельных зерен (размером до 10–15 мкм) этого минерала изменяется от 6.09 ($Ni_{0.98}Au_{0.02}$) до 11.30 ($Ni_{0.96}Au_{0.04}$) % массы. Зерна Au-содержащего Ni ($Co_{0.001-0.00}Au_{0.02-0.17}Ni_{0.98-0.83}$) в яшмах тоже неоднородны по составу и содержат мелкие включения интерметаллического соединения Ni_3Au (по анализу – $Ni_{2.99}Au_{1.01}$).

Ключевые слова: металлоносные осадки, метаморфизм, золото, никель, углеродистые породы, триас, Сихотэ-Алинь, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

В триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня присутствуют контактово-метаморфизованные металлоносные осадки: кремнисто-родохрозитовые породы и их метаморфизованные аналоги, кремнистые породы с пиррофанитом и спессартином (“коричневые кремни”), оловянно-железные руды, “ильменит-биотит-полевошпатовые” (метаморфизованные глинистые) породы и “итабириты” (золотоносные яшмы). Они слагают линзовидные и пластовые тела в нижней, обогащенной углеродом части формации (верхи оленека–ладин), имеют региональное распространение на Сихотэ-Алине и встречаются совместно, иногда образуя рудоносные пачки [3]. В данной работе, как и в предыдущих публикациях [4–6], для металлоносных аналогов некоторых достаточно обычных пород, а также для кремней с пиррофанитом и спессартином из-за отсутствия специальной терминологии использованы условные названия, помещенные в кавычки.

С метаморфизованными металлоносными осадками ассоциируют продукты их гидротермальной переработки, сопровождавшей становление крупных гранитоидных массивов мелового возраста. Они присутствуют в виде систем минерализованных трещин (условно, “штокверков”) с хлоритом, мусковитом, органическим веществом и разнообразными рудными минералами, жильно-прожилковых зон марганцево-силикатного состава, а также залежей скарных и скарноподобных пород.

Метаморфизованные металлоносные осадки содержат в виде неравномерно рассеянных микровключений в породообразующих минералах сульфиды, арсениды, антимониды, теллуриды, висмутиды, сульфидарсениды, сульфидантимониды, сульфидтеллуриды и сульфидвисмутиды никеля и кобальта, редкоземельные, торий-урановые, бариевые, ванадиевые и другие минералы. Кроме того, характерны предельно восстановленные формы разнообразных металлов – самородные элементы, твердые растворы, интерметаллические соединения, фосфиды и силициды. Со-

общества предельно восстановленных форм металлов приурочены к порам и микротрещинам с органическим веществом. Они образовались в процессе контактового метаморфизма при высокой (судя по уровню содержания примеси некоторых элементов в самородных металлах) температуре, в высоко- и ультравосстановительных условиях.

Метаморфизованные металлоносные осадки и продукты гидротермальной переработки отличаются высоким содержанием Au, Ag, элементов платиновой группы и присутствием разнообразных минералов этих элементов [4–6]. В частности, широко распространены твердые растворы и интерметаллические соединения Au с другими металлами, и в том числе – с Ni. Последние представлены никелистым Au, золотосодержащим Ni и интерметаллическим соединением Ni_3Au , сведения о которых в геологической литературе пока отсутствуют. Диагностика всех минералов, упомянутых в тексте, подтверждена определением их состава на микроанализаторе JXA8100 с тремя волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром INCAx-sight. Анализы (в аншлифах) были выполнены на приборе ДВГИ ДВО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Никелистое Au встречается в “итабиритах” Дальнереченского района (верховья р. Горной). Оно же отмечалось в двух образцах, отобранных из пласта “итабиритов” в правом борту Барсова ключа в 200–250 м от места его впадения в р. Горную. Пласт имеет видимую мощность около 3 м и залегает в основании толщи серых и светло-серых плитчатых кремней среднего (верхи) и позднего триаса, обнажающихся в виде скальных выступов высотой до 10–15 м. “Итабириты” представляют собой кремни, окрашенные в бледный красновато-коричневый цвет включениями гематита. Наряду с гематитом они обычно содержат мелкие зерна и кристаллы рутила, апатита, монацита, сфена, мусковита, изометрические или удлиненные участки и прожилки Ва-содержащего полевого шпата. “Итабириты” рассечены многочисленными микротрещинами, на отдельных участках выполненными хлоритом, биотитом, ильменитом и органическим веществом. Вдоль систем трещин они неравномерно восстановлены. Для восстановленных участков характерны, кроме упомянутых ильменита, хлорита, биотита, разнообразные сульфиды, сульфосоли, арсениды, сульфоарсениды, самородные элементы, интерметаллические соединения и твердые растворы металлов. “Итабириты” содержат F-apatит, монацит, циркон (иногда обогащенный Y,

Sc, Dy и Th), окись La, Ce и Nd, рутил, бадделиит, касситерит, барит, твердые растворы Co и W, Cu и Zn, Cu и Sn, “медистое золото”, твердый раствор Au и Ag, самородное Ag, аргентит, соединение Hg_2Tl . Кроме того, в одном из образцов (Эк-06–18) определены торинит, ксенотим, фосфат Th (куларит), Au (без примесей) и молибденит. Встречаются также самородный Ni, $PbSn_2$, $Hg_3Se_2(?)$, Ni_6P , твердые растворы и интерметаллические соединения Cu, Zn, Pb, Hg, Sn, окись Pb, цинкит, $Bi_2(OH)_5Cl(?)$. В другом образце (Эк-6-24) установлены $Ca_3VO_3(OH)_7(?)$, гранат, актинолит, тальк, V-содержащий ильменит, псевдобрукит, стронцианит, витерит, сфалерит, Ni-содержащий пирротин, арсенопирит, галеновисмутит и бурнонит. Присутствуют самородные Zn, Al, W, колорадоит, Cu_3S_2 , Mo_3Fe_4 , $PbSb$, $Ag_4HgS_3(?)$, Fe_3P , твердые растворы и интерметаллические соединения Au, Ag, Pb, Fe, Co, V, W, Cu, Sn, Cd, Ni, Al, Cr и Mo.

Никелистое Au обнаружено, кроме того, в образце неравномерно перекристаллизованной кремнистой породы, рассеченной системами маломощных прожилков с хлоритом, кварцем, охрами Mn и Fe и содержащей многочисленные пустоты выщелачивания. Коренные выходы такой породы, слагающей вместе с прожилками “штокверковое” тело, присутствуют в виде скальных выступов протяженностью несколько десятков м в 4 км от устья Мартынова ключа вверх по течению р. Горной. В этой породе, кроме упомянутых выше минералов, присутствуют монацит, барит, Ва-содержащий полевой шпат, оксид Ce, La, Pr и Nd, бастнезит, рутил, Ni-содержащий магнетит, галенит, Ni-содержащий пирротин, сфалерит, касситерит, халькопирит, аргентит, антимонит, реальгар, козалит, самородные Zn, Sb, Bi, твердые растворы Cu-Sn-Zn-Pb, Pb-Sb и окись Pb. Никелистое Au в “итабиритах” (рис. 1) и в измененной кремнистой породе встречается в виде относительно многочисленных зерен и изометрических кристаллов размером до 5 мкм, тяготеющих или приуроченных к участкам и прожилкам, сложенным слоистыми силикатами, охрами Mn и Fe, органическим веществом. Его состав изменяется в небольших пределах (табл. 1). В этом минерале, как следует из результатов пересчета анализов на формулы $(Au_{0.91-0.88}Ni_{0.09-0.12})$, примерно каждый десятый атом Au замещен Ni. Характерно отсутствие примеси других элементов, которая, возможно, препятствует вхождению Ni в структуру Au. В “итабиритах”, как отмечалось выше, наряду с никелистым Au присутствуют медистое золото, самородное Au без примесей ($Au_{1.00}$), а также твердые растворы Au и Ag ($Au_{0.86-0.84}Ag_{0.14-0.16}$), Au, Ag и Pb ($Au_{0.78}Ag_{0.19}Pb_{0.03}$). Медистое Au, большая часть про-

Таблица 1. Результаты определения состава (в % массы) никелистого золота и других золотосодержащих минералов с помощью микронзонда в “итабирит” и в измененной кремнистой породе (Дальнереченский район).

Образец	Минерал	№п/п	Точка	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Ag	Pb	Au	Сумма
Эк-06-18, “итабирит”	“медистое золото”	1	22 22*	3.93			0.71	2.60		0.57				1.36		26.80 29.35	6.60 7.23		57.90 63.42	100.47
	золото	2	28 28*	21.08			2.18	10.39		0.29				11.99					53.94 100.00	99.87
	никелистое золото	3	38 38*	8.50			1.14	4.88		0.42				2.41	2.92 3.55				79.37 96.45	99.64
	золото	4	93 93*	11.7		1.9	1.92	7.79		0.27		1.07		3.4			6.72 9.36		65.05 90.64	99.82
	“медистое золото”	5	118 118*	29.29		1.3	2.59	22.44	0.59	0.31		3.93		4.44		10.28 28.17	2.09 5.73		24.12 66.10	101.38
Эк-06-24, “итабирит”	“медистое золото”	6	9 9*	8.81		0.52	2.02	4.85	1.08			1.1		1.52		24.28 30.60	5.04 6.35		50.02 63.05	99.24
	никелистое золото	7	53 53*	29.09		0.43	1.71	15.43		0.80			1.16	9.77	1.52 3.60				40.67 96.40	100.58
	никелистое золото	8	58 58*	32.05		0.49	1.86	16.30	0.28	1.01			1.25	2.58	1.31 2.90				43.93 97.10	101.06
	золото	9	72 72*	24.62	1.47	1.79	2.51	15.36	0.42	3.45	1.43			1.87			3.79 7.65		45.73 92.35	102.44
	никелистое золото	10	25 25*	13.45				10.33				1.07		0.54	2.16 3.02				69.31 96.98	96.86
	золото	11	61 61*	21.99				17.85									7.08 11.57	1.68 2.75	52.41 85.68	101.01
Эв-01-29, кремнистая порода измененная	никелистое золото	12	37 37*	22.75			0.44	18.67				1.07		0.68	1.87 3.41				52.92 96.59	98.41
	никелистое золото	13	38 38*	17.93		0.33	0.96	9.51		0.31		0.74		0.99	2.55 3.76				65.33 96.24	98.65
	никелистое золото	14	64 64*	6.41			0.49	4.42				0.45		0.69	3.2 3.67				83.92 96.33	99.57
	никелистое золото	15	65 65*	7.1			0.39	2.09						0.64	3.48 3.94				84.8 96.06	98.49
	никелистое золото	16	82 82*	16.65				14.82				0.37		0.57	2.45 3.58				66.01 96.42	100.87
	никелистое золото	17	83 83*	10.77				9.56				0.3		0.45	2.53 3.33				73.45 96.67	97.06

Примечание. * – состав в % массы, нормированный на 100%.

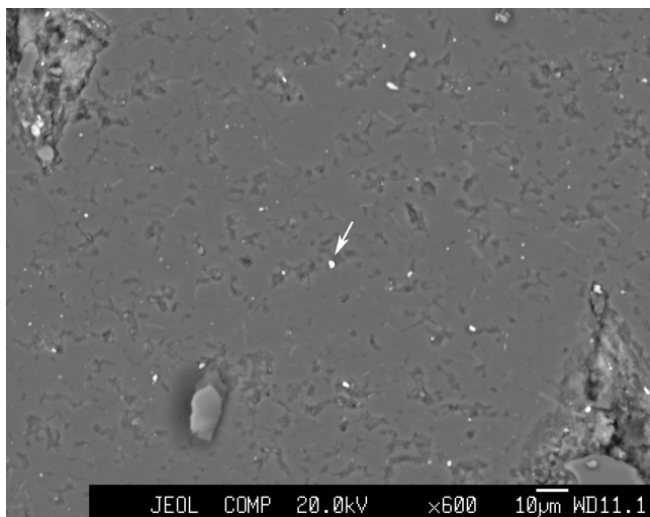
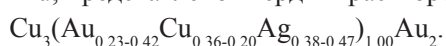


Рис. 1. Никелистое золото (отмечено стрелкой) в "итабирите" Дальнереченского района.

Вид в отраженных электронах. Серое поле – кварц, более светлые участки – рутил, гематит, рудные минералы. Обр. Эк-06-24.

явлений и месторождений которого связана с измененными ультраосновными породами [7], широко распространено в метаморфизованных металлоносных отложениях Сихотэ-Алиня и связанных с ними измененных породах. Оно представлено интерметаллидами, анализы которых пересчитываются на формулы $CuAu_5$, $CuAu_3$, $CuAu_2$, а также условно выделяемым здесь твердым раствором $CuAu-Cu_2Au$, или (в более удобной форме) $Cu_3(Au, Cu)Au_2$. Во всех этих минералах Au частично замещено Ag. Медистое Au, присутствующее в "итабиритах" совместно с никелистым Au, представлено твердым раствором состава



Au-содержащий Ni встречается в "ильменит-биотит-полевошпатовых" породах и "итабиритах" Широкопаднинской площади Ольгинского района [5]. "Ильменит-биотит-полевошпатовые" породы, являющиеся контактово-метаморфизованными углеродистыми глинистыми или кремнисто-глинистыми породами, по внешним признакам практически неотличимы от широко распространенных на Широкопаднинской площади углеродистых аргиллитов и алевроаргиллитов. По этой причине их положение в разрезе триасовых отложений не установлено.

В распоряжении авторов имеется один образец этих пород с содержанием золота 1.548 г/т и платины 0.42 г/т. Он взят из аллювия в нижнем течении (в 200 м от устья) второго левого притока руч. Широкая падь, который дренирует площадь распространения триасовых отложений. Основными минералами

"ильменит-биотит-полевошпатовых" пород являются калиевый полевошпат, биотит, марганцовистый ильменит, апатит (со Sr и редкоземельными элементами) и сфен. К второстепенным минералам относятся виллиамитовый твердый раствор ($Co_{0.12-0.50}Ni_{0.88-0.50}$)_{1.00}SbS, галенит, пирротин, пирит, сфалерит, халькопирит, монацит, барит, самородные Fe, Bi и Ag. Порода насыщена включениями (1–5 мкм) Co-W ($Co_{0.00-0.60}W_{1.00-0.40}$) твердого раствора. Au-содержащий Ni встречается в виде отдельных кристаллов и их сростаний размером до 15 мкм (рис. 2). Состав минерала в пределах зерен непостоянен (рис. 2 б, в). Содержание Au изменяется от 6.09 ($Ni_{0.98}Au_{0.02}$) до 11,30 ($Ni_{0.96}Au_{0.04}$) мас. % (табл. 2).

"Итабириты" (яшмы с содержанием Au до 1.18 г/т и Pt до 0.71 г/т) на Широкопаднинской площади, так же, как и в верховьях р. Горной, слагают пласт мощностью более 5 м в основании существенно кремневой толщи среднего (верхи) и позднего триаса. Их выходы наблюдались в бортах многочисленных ключей руч. Широкая падь, а также в верховье руч. Камфоркина падь (в правом борту) примерно в 1 км от водораздела вниз по течению. В образце "итабирита" из обнажения в верховье руч. Камфоркина падь, наряду с Au-содержащим Ni, гематитом, рутилом, пирофиллитом, цирконом, монацитом и баритом, присутствуют биотит, Co-содержащий магнетит, ильменит, шеелит, Sc-содержащий касситерит, арсенопирит, халькопирит и стибиоконит. Для этой породы характерно большое количество микроскопических кристаллов галенита и англезита, особенно в прожилках. Широко представлены твердые растворы металлов, такие как (Cu,Sn), (Cu,Zn), (Cu,Zn,Pb), (Zn,Cu,Pb,Sn). Их зерна часто неоднородны по составу в результате распада твердых растворов. Зерна Au-содержащего Ni, иногда с небольшим количеством Co, тоже неоднородны по составу и содержат мелкие включения богатой Au фазы (рис. 3). Содержание Au в Au-содержащем Ni изменяется от 4.93 ($Co_{0.001}Au_{0.02}Ni_{0.98}$) до 41.41 ($Au_{0.17}Ni_{0.83}$) мас. %. Возможно, верхний предел содержания Au превышен из-за присутствия в минерале субмикроскопических включений богатой Au фазы. Ее состав (табл. 2), определенный в наиболее крупном включении (рис. 3 в), пересчитывается на формулу $Ni_{2.99}Au_{1.01}$. Соединение Ni_3Au является метастабильной фазой, отсутствующей на диаграмме фазового состояния. В химии металлов его относят к т.н. соединениям Курнакова – интерметаллическим соединениям, образующимся из твердых растворов замещения (при охлаждении или отжиге) и характеризующимся близостью металлических радиусов атомов и их упорядоченным расположением в узлах решетки. С подоб-

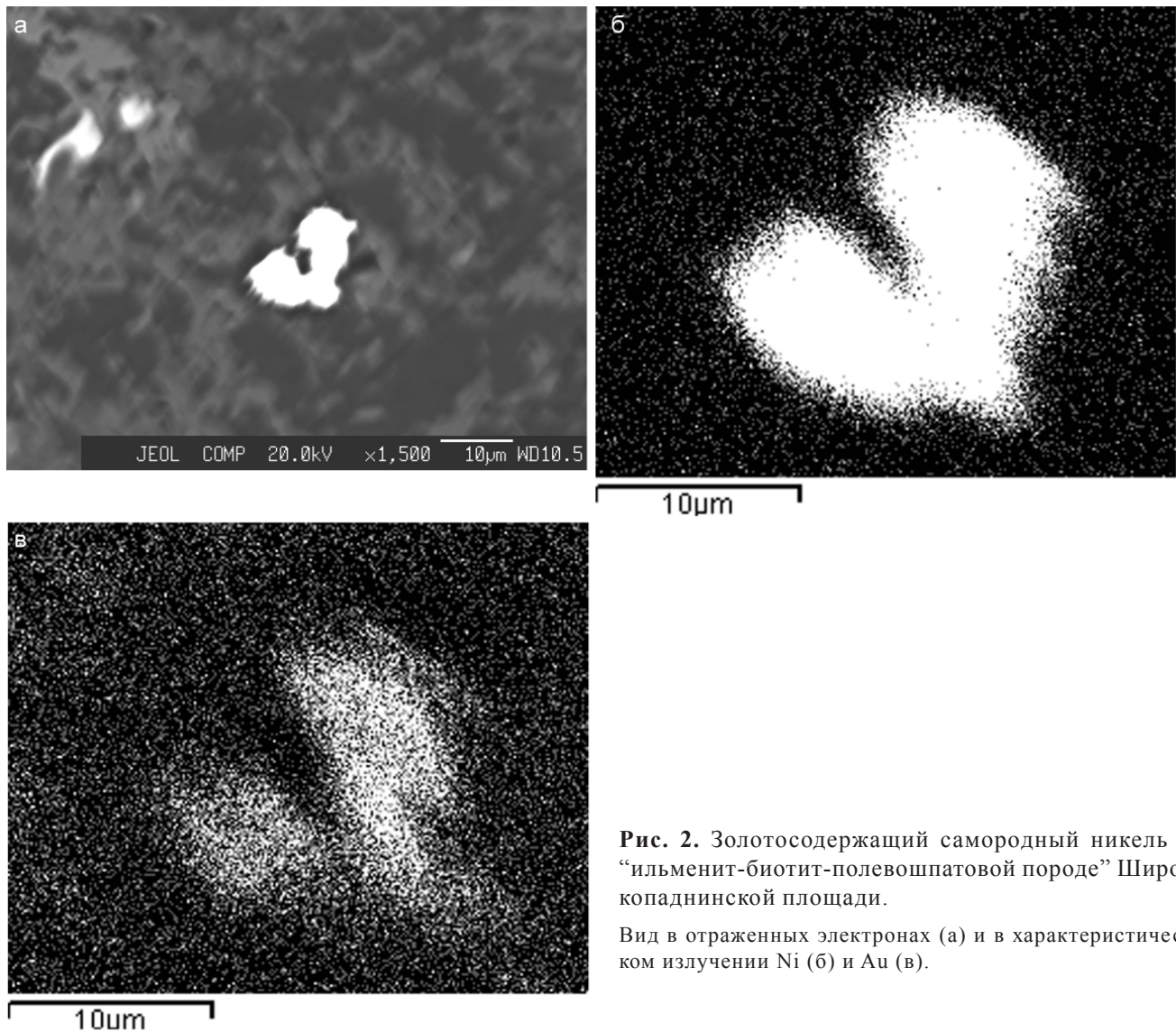


Рис. 2. Золотосодержащий самородный никель в “ильменит-биотит-полевошпатовая порода” Широкопаднинской площади.

Вид в отраженных электронах (а) и в характеристическом излучении Ni (б) и Au (в).

Таблица 2. Результаты определения состава (в % массы) Au-содержащего никеля и соединения Ni_3Au с помощью микронзонда.

Точка	O	Al	Si	Fe	Co	Ni	Au	Сумма	Co ^н	Ni ^н	Au ^н
2*	1.15		1.10		0.09	92.89	4.82	100.05	0.09	94.98	4.93
6*	34.57	0.45	31.13	0.36		14.02	15.89	96.42		46.87	53.13
9*	2.72		1.10			67.44	29.43	100.69		69.62	30.38
10*	15.17		13.43			41.41	29.27	99.28		58.59	41.41
22**	1.00		0.4	2.18		91.09	5.91	100.58		93.91	6.09
23**	0.75			2.37		86.04	10.96	100.12		88.70	11.30

Примечание. * – “итабирит”; ** – “ильменит-биотит-полевошпатовая” порода. ^н – нормированные на 100. Минералы: 2*, 9*, 10*, 22**, 23** – Au-содержащий Ni; 6* – интерметаллическое соединение Ni_3Au . Формулы минералов: $Co_{0,001}Au_{0,02}Ni_{0,98}$ (2*), $Ni_{2,99}Au_{1,01}$ (6*), $Au_{0,12}Ni_{0,88}$ (9*), $Au_{0,17}Ni_{0,83}$ (10*), $Ni_{0,98}Au_{0,02}$ (22**), $Ni_{0,96}Au_{0,04}$ (23**).

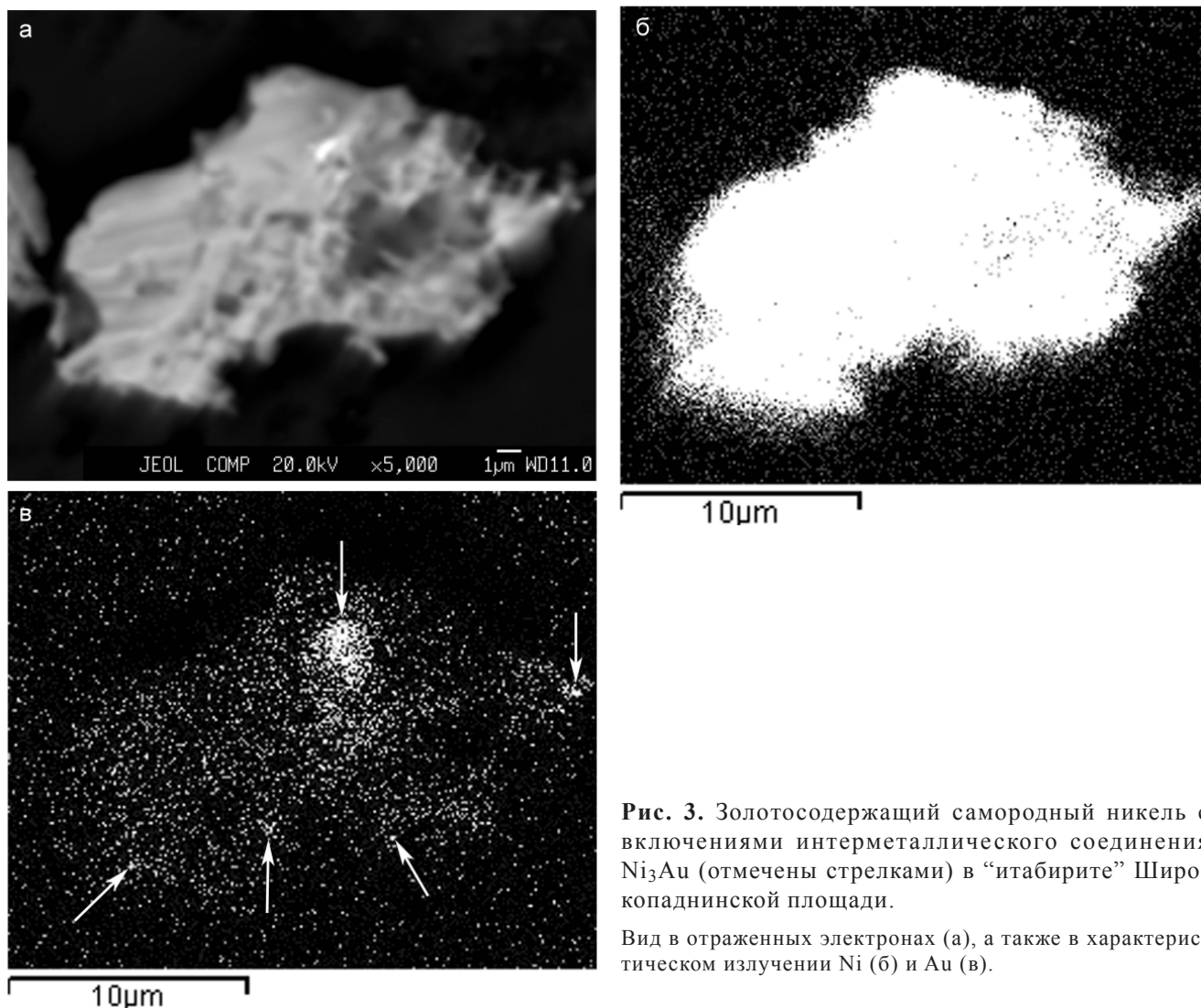


Рис. 3. Золотосодержащий самородный никель с включениями интерметаллического соединения Ni_3Au (отмечены стрелками) в “итабирите” Широкопаднинской площади.

Вид в отраженных электронах (а), а также в характеристическом излучении Ni (б) и Au (в).

ным способом образования – в результате распада твердого раствора (Au-содержащего Ni) при охлаждении – хорошо согласуются как характер взаимоотношений Au-содержащего Ni и Ni_3Au , так и многочисленные признаки распада ассоциирующих с ними твердых растворов Zn, Cu, Pb и Sn. Известен и другой способ образования этого минерала – при электролитическом осаждении сплава Ni и Au.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Имеющиеся к настоящему времени факты свидетельствуют о том, что первоначально металлоносные осадки представляли собой металлоносные кремнистые, глинисто-кремнистые и, реже, глинистые илы, в разной степени обогащенные гидроксидами марганца, железа и органическим веществом, которые впоследствии испытали диагенез и контактовый метаморфизм восстановительного типа, в результате чего образовались марганцевосиликатные

породы, “коричневые кремни”, оловянно-железные руды и “ильменит-биотит-полевошпатовые породы”. “Итабириты” из-за низкого содержания органики в исходных отложениях образовались в результате диагенеза и метаморфизма окислительного типа. Сообщества предельно восстановленных форм металлов возникали в локальных участках пород (в порах и микротрещинах с органическим веществом) при контактовом метаморфизме при высокой (судя по уровню содержания примеси некоторых элементов в самородных металлах) температуре в высоко- и ультравосстановительных условиях. В частности, содержание Au в самородном Ni и никеля в самородном Au из металлоносных пород, как следует из диаграммы состояния системы “Ni-Au”, соответствует примерно 400–500°C. Сочетание необходимых условий образования золотосодержащего Ni и никельсодержащего Au – высокая температура, ультравосстановительные условия и достаточно высокая концентрация как Ni,

так и Au, судя по отсутствию в геологической литературе сведений об этих минералах, редко реализуется в природе.

Положение метаморфизованных металлоносных осадков в разрезе триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня вблизи границы среднего и верхнего триаса соответствует периоду завершения процессов более или менее интенсивного накопления глинистого и органического вещества. Кроме того, если следовать представлениям многих исследователей [1, 2] о первичной гидротермально-осадочной природе яшм и марганцевых пород, это положение отвечает и интенсивному проявлению субмаринной гидротермальной деятельности. В этой связи показательны результаты изучения вещественного состава марганцевосиликатных пород, свидетельствующие о том, что исходные осадки по значению основных геохимических модулей, обычно используемых для оценки величины гидротермальной и водородной составляющих, имеют гидротермально-осадочное происхождение.

Происхождение металлоносных осадков триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня связано с деятельностью подводных гидротермальных источников. В результате этой деятельности в триасовое время гидротермальными растворами из океанической коры в водный бассейн выносилось большое количество Mn, Fe, благородных и многих других металлов. Одним из фактов, свидетельствующих в пользу основных и ультраосновных пород океанической коры как источника металлов, является характерная для метаморфизованных металлоносных от-

ложений Сихотэ-Алиня элементная ассоциация $Mn+Fe+Cu+Ni+Co+Au+Pt+Pd$.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Президиума ДВО РАН (проект № 06-05-96043).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брусницын А.И., Жуков И.Г. Южно-Файзуллинское марганцевое месторождение (Южный Урал): геологическое строение, петрография, процессы формирования // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 1. С. 1–21.
2. Ватанабе Т., Юи С., Като А. Обзор пластовых марганцевых месторождений Японии // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. С. 104–121.
3. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
4. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В. и др. Галлий, золото и платиноиды в марганцевых породах южной части Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 4. С. 516–520.
5. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А. Сихотэ-Алинь как возможная провинция гидротермально-осадочных месторождений золота, серебра, платиноидов, олова, цинка, свинца и вольфрама // Докл. РАН. 2006. Т. 410, № 1. С. 75–82.
6. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Мирошниченко Н.В. и др. Металлоносные отложения триасовой кремневой формации в Ольгинском рудном районе Приморья – оловянно-благороднометалльные руды нового генетического типа // Докл. РАН. 2006. Т.409, № 3. С. 369–374.
7. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о “золото-родингитовой” формации). М.: Науч. мир, 2002. 216 с.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

N.V. Miroshnichenko, Ye.V. Perevoznikova

The intermetallic compound Ni_3Au , and solid solutions of gold and nickel in the metalliferous sediments of the Triassic chert formation of the Sikhote-Alin

The intermetallic compound Ni_3Au and the solid solutions of Au and Ni – native nickel Au and Au-bearing native Ni were found in the contact metamorphosed metalliferous sediments of the Triassic chert formation of the Sikhote-Alin. The metalliferous rocks are characterized by high content of Au, Ag, and PGE and by presence of diverse minerals of precious metals. Nickel gold ($Au_{0.91-0.88}Ni_{0.09-0.12}$) is found in the form of grains and crystals measuring 3-4 mkm in gold-bearing cherts with hematite (“itabirites”) and in the altered siliceous rocks of the Dal'nerechenskiy district (Gornaya River upper reaches). Together with it, the so-called “copper Au”, admixture-free native Au ($Au_{1.00}$), and solid solutions of Au and Ag ($Au_{0.86-0.84}Ag_{0.14-0.16}$), and Au, Ag, and Pb ($Au_{0.78}Ag_{0.19}Pb_{0.03}$) occur. Au-bearing Ni is found in metamorphosed mudstone (“ilmenite-biotite-feldspar”) and in “itabirites” of the Shirokopadninskaya area in the Olginsky district. In the metamorphosed mudstone, Au content in some grains (about 10-15 mkm in diameter) of this mineral varies from 6.09 ($Ni_{0.98}Au_{0.02}$) to 11.30 mass % ($Ni_{0.96}Au_{0.04}$). Grains of Au-bearing Ni ($Co_{0.001-0.007}Au_{0.02-0.17}Ni_{0.98-0.83}$) in “itabirites” are also heterogeneous in composition and contain fine impregnations of the Ni_3Au intermetallic compound (based on the analysis – $Ni_{2.99}Au_{1.01}$).

Key words: metalliferous sediments, metamorphism, gold, nickel, carbonaceous rocks, Triassic, Jurassic, Sikhote-Alin, Far East.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК ПРИАМУРЬЯ

Т.В. Володькова, В.Я. Подгорный

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000, e-mail: itig@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 24 июня 2008 г.

На основе данных сейсмогравитационного моделирования и крупномасштабных аэрогеофизических работ, с привлечением других геолого-геофизических материалов созданы модели остывших и современных горячих точек Приамурья. Рассматриваются закономерности изменения глубинного строения горячих точек и Мая-Селемджинского плюма в процессе их эволюции, а также некоторые черты связанных с ними рудных районов.

Ключевые слова: плюмы, горячие точки, сейсмогравитационное моделирование, отношения естественных радиоактивных элементов, Приамурье, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Концепция плюмов и горячих точек (hot spots) возникла в 60–70 гг. XX века; ее развивали Т. Wilson, W.J. Morgan, К. Burke, D. Anderson, С. J. Allegre, Т. Н. Jordan, А. W. Hoffman, S. Maruyama, R. White, S. T. Groug, D. Mc Kenzi, S. Hart и др.

В России проблемы тектоники плюмов, связанного с ними магматизма и его металлогенической роли входят в число самых актуальных и динамично развивающихся тем, по которым проводятся регулярные конференции [34, 35]. Наиболее полно современные представления о плюмах изложены в [6–9, 18, 21, 23, 24, 30]. При изучении плюмов к числу самых спорных проблем относятся: глубина заложения плюмов, закономерности их распределения по отношению к границам плит, стационарность и длительность их проявления и соотношение процессов конвекции (одно-, двух- или многослойной), природа плюмов (тепловая или термохимическая). Основы моделирования плюмовых процессов с использованием физико-математических методов и мультимоделей разрабатывались в работах [6, 7, 21, 35].

Плюмы и горячие точки обычно выделяются с использованием петрогеохимических данных по ареалам внутриплитного магматизма, обогащенного аномальным комплексом некогерентных элементов и проявляющегося в виде вулканических структур основного-ультраосновного-щелочного состава [6, 24, 35]. Основные результаты по этой проблеме изложены в работах [12, 13, 25, 32].

По размерам ареалов на поверхности Земли могут выделяться: горячие поля и суперплюмы (от 2000

до 10000 км), которые генерируют плюмы; плюмы (до 2000 км), порождающие мантийные диапиры (до нескольких сот–тысячи км в диаметре) и горячие точки (до 100–300 км) [4, 18]. Мантийные диапиры образуются в подошве жесткой и холодной литосферы под влиянием астеносферных плюмов; они формируют в литосфере группы горячих точек – локальных выходов мантийных струй плюма. Глубина заложения горячих точек достигает 700 км, а по мнению А. Ф. Грачева, – около 100 км [6, 18, 21].

В последние годы, в связи с большим количеством нерешенных проблем, концепция плюмов подвергается резкой критике; большинство этих проблем вряд ли будет решено в ближайшее время. Установлено, что для плюмоподобных структур возможны, по крайней мере, три уровня зарождения, наименее глубинный из которых связывается с верхней астеносферой [22]. Горячие точки и мантийные диапиры, которые рассматриваются в работе, имеют относительно небольшие размеры и малую глубину и являются более благодарным объектом для геолого-геофизических исследований. Планомерное изучение таких структур в Приамурье началось только 10–15 лет назад; определена их важная роль в металлогении и рудообразовании, что усилило внимание к ним [1, 3, 13–15].

Важнейшее значение при изучении плюмоподобных структур имеют методы сейсмометрии, сейсмотомографии, магнитно-теллурического зондирования (МТЗ); при палеорекострукциях могут быть использованы палеомагнитные данные. Такие структуры выделяются в гравитационном поле, а также изу-

чаются с использованием космоснимков и геодезических методов [6, 21].

Успешное выявление ареалов плюмового магматизма как отражения плюмовых процессов затруднено из-за невысокой петрогеохимической изученности региона. Эти данные отчасти заменяются материалами крупномасштабной аэрогаммаспектрометрии. Естественные радиоактивные элементы (ЕРЭ) относятся к числу наиболее некогерентных элементов-индикаторов магматических процессов и могут с успехом использоваться для изучения плюмового магматизма и его металлогенической специфики [1–4]. Хорошая обеспеченность территории Приамурья данными среднemasштабных и крупномасштабных геофизических съемок позволяет детально изучать глубинное строение локальных плюмовых структур.

В работе делается попытка построения моделей горячих точек Приамурья и изучения основных закономерностей их развития по геолого-геофизическим данным. Совмещение комплекса аэрогаммаспектрометрии, используемой вместо петрогеохимического метода, и сейсмогравитационного моделирования (изучение глубинной структуры объектов) придает этим моделям достоверность.

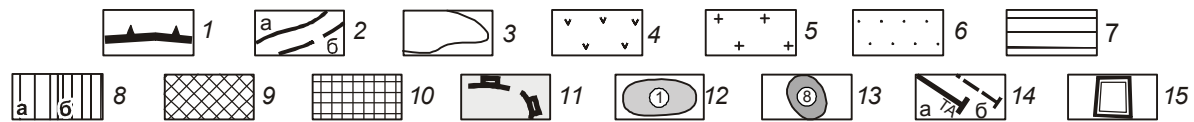
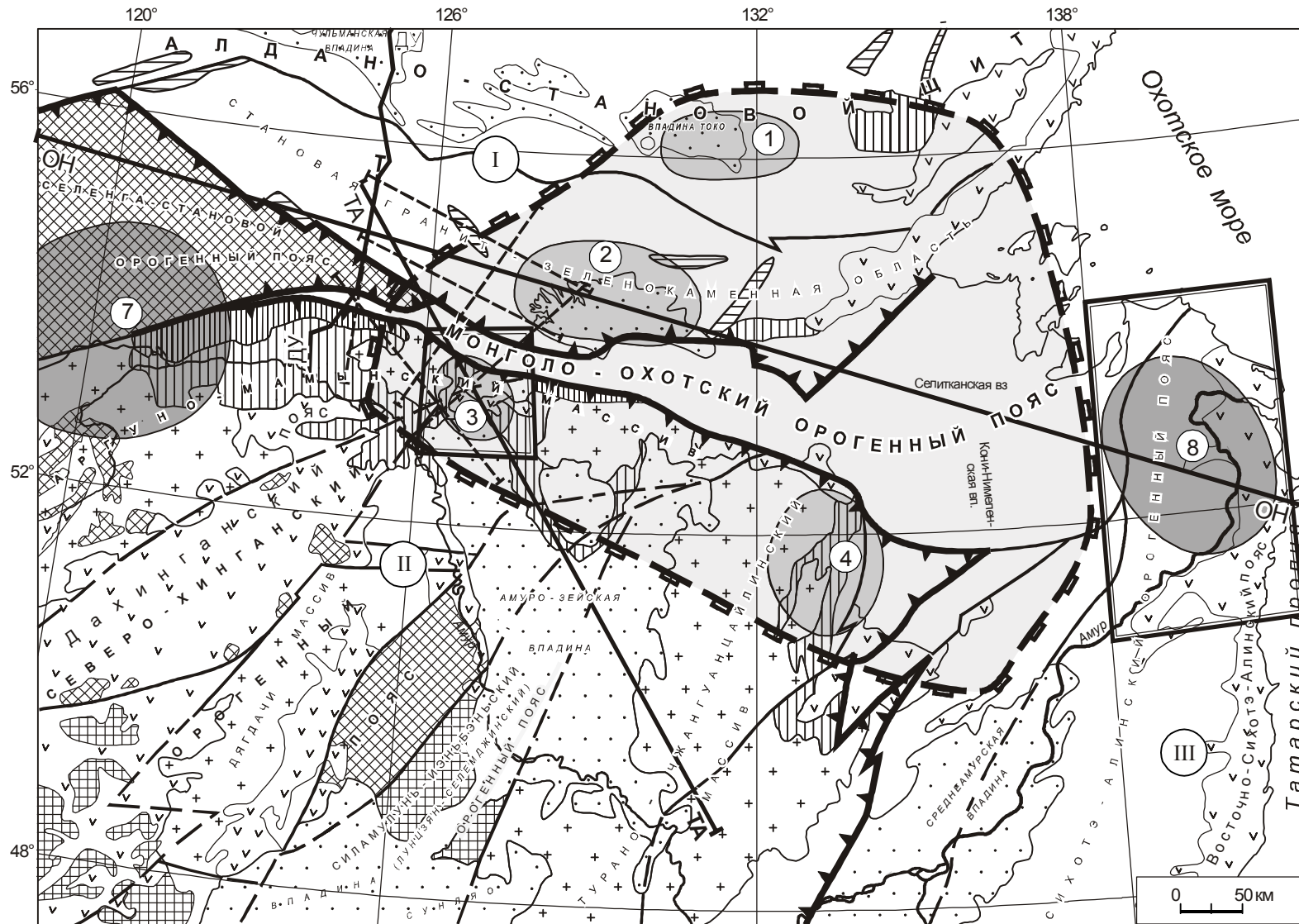
МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В Приамурье проводились региональные глубинные исследования методами магнитотеллурического зондирования (МТЗ), измерения теплового потока в глубоких скважинах, гравитационного и электромагнитного моделирования с привлечением сейсмических разрезов земной коры, полученных способом ГСЗ и МОВЗ [10, 14–16, 19, 20, 31, 35]. Комплексное использование сейсмических, геотермических, гравиметрических данных и МТЗ позволяет строить плотностные разрезы литосферы (до глубин 220–250 км) и геоэлектрические разрезы (до 300–400 км). По методике послойного моделирования построены плотностные разрезы литосферы и верхней части астеносферы российского Приамурья и северо-востока Китая [14–16, 19, 20, 35]. Модели литосферы, при всей условности определения ее подошвы, позволяют оценить по геотермическим измерениям состояние верхнемантийного вещества в литосферной мантии и в подстилающей ее астеносфере. С использованием геоэлектрических разрезов выделены глубинные разломы и блоки, зоны локализации магматических расплавов, слои различной проводимости в литосфере и подлитосферной мантии. Данные по тепловому потоку и распределению геотемператур немногочисленны и неравномерны, но они дали возможность построить карту теплового потока и геотемператур масштаба

1:5 000 000, выявить некоторые локальные аномалии, соотнесенные с горячими точками, и рассчитать карту геотемператур на поверхности Мохо [16]. Использование комплекса региональных геофизических методов в Приамурье позволило построить приближенную модель глубинного строения всей территории, выделить отдельные горячие точки и оценить их глубинное строение (рис. 1, 2). Модели горячих точек строились на основе предположения, что их источники расположены не глубже верхов астеносферы; эту глубинность обеспечивают данные сейсмогравитационного моделирования. Материалы сейсмотомографии, которые особенно важны для изучения крупных плюмов, значительных глубин и нижней мантии, не привлекались.

Характеристики геофизических полей, послуживших основой для выделения горячих точек, отражают их современное состояние. Тем не менее, с привлечением геолого-геохимических данных по плюмовому магматизму, можно заключить, что многие точки были заложены в позднем мезозое; они активно и унаследованно развивались до настоящего времени, не меняя своего положения [3, 16, 35]. В связи с унаследованностью, структурно-тектонический план района каждой горячей точки практически не менялся с позднего мезозоя, либо тектонические тенденции (например, медленное воздымание территории) сохранялись. Мезозойско-кайнозойские магматические образования на территории Дальнего Востока России хорошо проявлены в рельефе и отражают динамику магматизма. Карты рельефа были с успехом использованы на этапе геолого-геофизической интерпретации совместно с картами магнитного поля ΔT и силы тяжести Δg_B . Воздействие плюма определялось циклическими вспышками плюмового магматизма в ареале горячей точки за счет привлечения различных магматических источников, поэтому каждый цикл магматизма характеризуется своими геохимическими особенностями. Можно предположить, что в полях локальных аномалий Δg_B , ΔT отражены в основном элементы плюмового магматизма, а геофизический эффект за счет структурно-тектонических изменений вмещающих пород невелик. В связи с этим, данные всех региональных геофизических методов (в том числе, по современному тепловому полю) могут использоваться для изучения эволюции тектоно-магматических процессов в ареалах горячих точек в исторической ретроспективе вплоть до позднего мела.

Среди горячих точек мезозойско-кайнозойского возраста различаются современные и остывшие. Современные точки характеризуются пониженными мощностью литосферы и скоростью сейсмических продольных волн в ее подошве, а также высокими



Геолого-геофизические характеристики горячих точек Приамурья

значениями геотемператур на поверхности Мохо. У остывших точек эти характеристики сохраняются лишь частично (отмечаются понижения скорости, плотности в подошве литосферы) [16].

Возможности использования данных аэрогаммаспектрометрии (фоновых характеристик содержаний и отношений ЕРЭ магматических комплексов и тел) в качестве элементов-индикаторов магматизма плюмовой природы определены в [1–4]. Для неизменных магматических пород, образовавшихся в процессе кристаллизационной дифференциации в закрытых магматических очагах, вне зависимости от основности, типично постоянство отношений ЕРЭ. За счет притока вещества плюмов в открытом очаге от фазы к фазе физико-химические условия дифференциации магм значительно меняются, а отношения ЕРЭ резко варьируют. Фоновые характеристики отношений ЕРЭ магматических комплексов и тел минимально зависят от погрешностей измерения, сопоставимы с результатами наземных исследований и используются в качестве результативного трехэлементного петрогеохимического метода. В Приамурье, в условиях дефицита петрогеохимических данных, для построения моделей мезозойско-кайнозойских горячих точек используется комплекс данных региональной геофизики (сейсмометрия, гравиметрия, МТЗ, тепловое поле) и крупномасштабных аэрогеофизических и геологических работ. На рис. 3, 4 приводятся результаты геолого-геофизической интерпретации по остывшей Нижнеамурской и современной Зейской горячим точкам; для картирования элементов геологического строения использовались материалы крупномасштабной аэромагнитометрии и аэрогаммаспектрометрии.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРЯЧИХ ТОЧЕК ПРИАМУРЬЯ

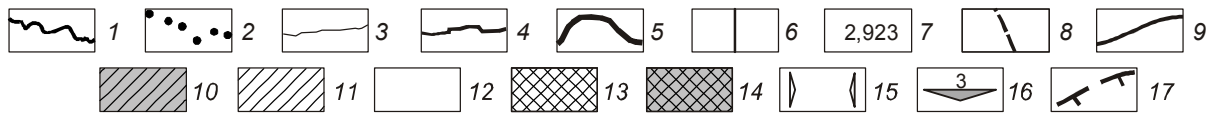
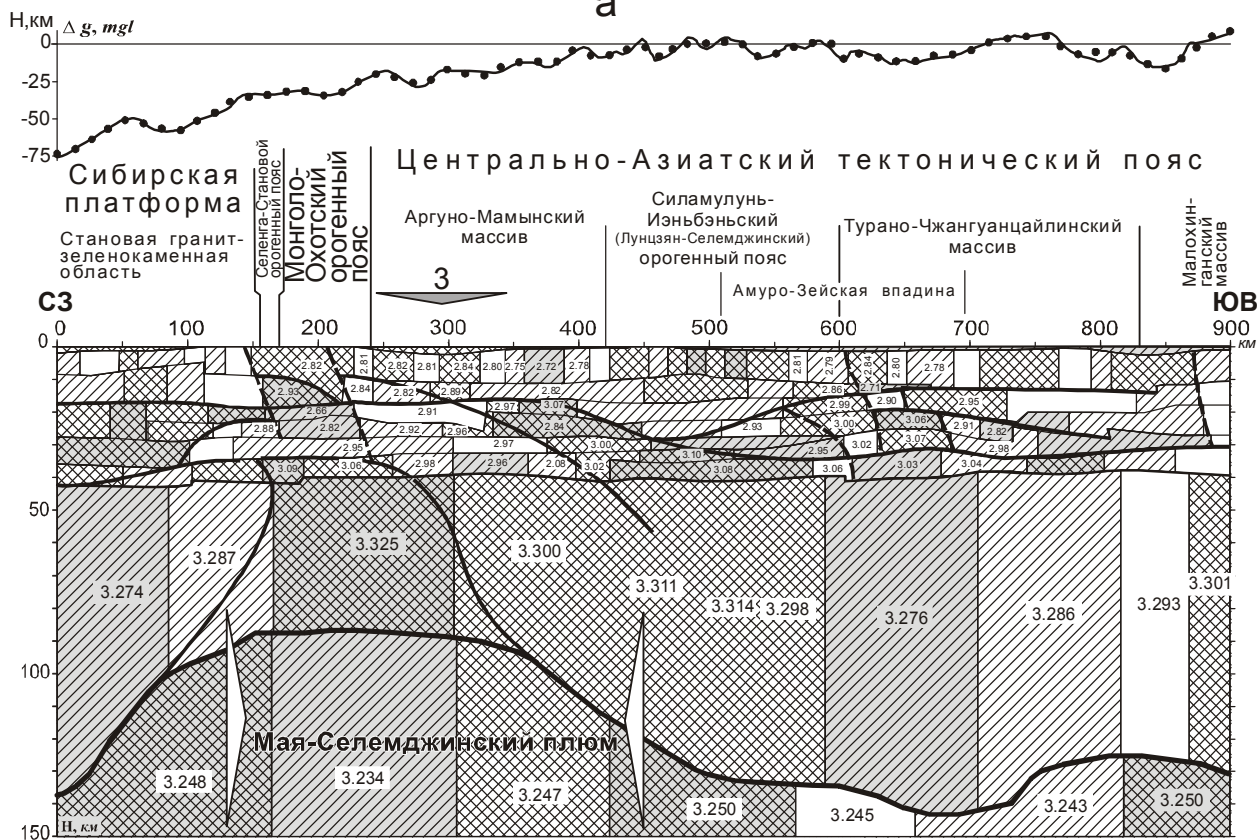
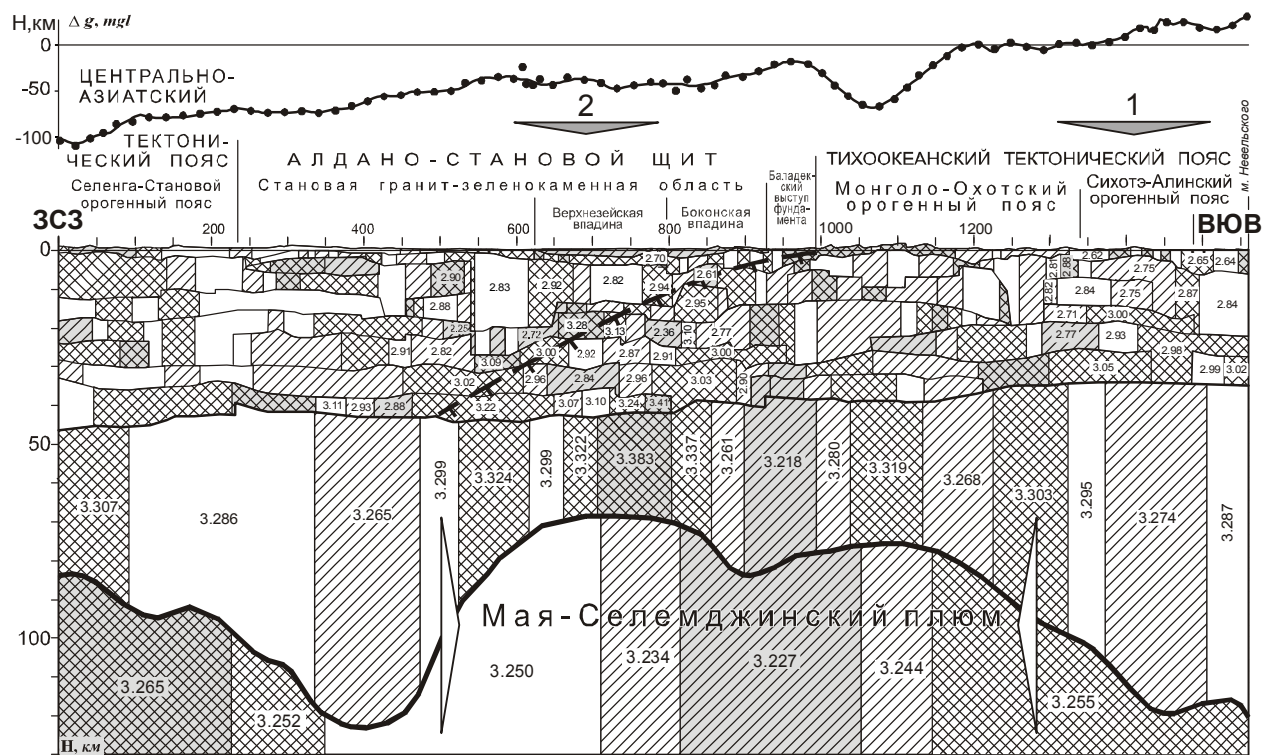
Горячие точки, выделенные по геофизическим данным, расположены в области сочленения Алдано-Станового щита, Центрально-Азиатского (ЦАСП) и

Тихоокеанского складчатых поясов [17, 28]. Алдано-Становой щит сложен раннедокембрийскими метаморфическими комплексами, которые позднее неоднократно подвергались воздействию процессов тектоно-магматической активизации (ТМА), особенно интенсивной в мезозое. В связи с процессами ТМА в зонах повышенной проницаемости сформировались различные магматические комплексы ультраосновного–кислого состава, нормальной и повышенной щелочности. Центрально-Азиатский складчатый пояс представлен ансамблем палеозойских орогенных поясов и докембрийских микроконтинентов (массивов) внутри них. Микроконтиненты также были неоднократно активизированы, за счет чего широкое распространение получили магматические комплексы различного состава. Значительную площадь занимают крупные мезозойско-кайнозойские впадины. В Тихоокеанском складчатом поясе, фрагментами которого являются Сихотэ-Алинский и частично Монголо-Охотский орогенные пояса, выделяются зоны, сложенные структурно-вещественными комплексами палеозойского и мезозойского возраста.

Почти все рассматриваемые горячие точки сгруппированы в зоне влияния Монголо-Охотского орогенного пояса и прилегающих краевых прогибов (Ольдойского, Гагско-Сагайского) [16, 28]. Из всех горячих точек только Токинская находится значительно севернее, в мезозойской Токинской впадине Алдано-Станового щита. Кроме локальных горячих точек, выделена крупная Мая-Селемджинская структура (плюм) (рис. 1). Закартированы контур плюма на поверхности Мохо (мантийный срез), а также нижнекоровый и верхнекоровый срезы Мая-Селемджинской структуры, расположенные значительно юго-западнее, на Буреинском массиве; латеральное несовпадение корового и мантийного срезов объясняется погружением структуры на северо-восток [14–16, 28]. Для коровых срезов выделенных плюмовых структур типична приуроченность к их внутренним зонам мезозойских и мезозойско-кайнозойских впадин.

Рис. 1. Литосферные блоки области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов [14–16, 25].

1 – границы крупных тектонических подразделений (*римские цифры в кружках*): I – Сибирская платформа, II – Центрально-Азиатский тектонический пояс, III – Тихоокеанский тектонический пояс (Сихотэ-Алинский орогенный пояс); *2* – системы разломов: а – установленные, б – предполагаемые; *3* – границы структур; *4* – вулканические пояса; *5* – выходы фундамента массивов (микроконтинентов); *6* – мезозойско-кайнозойские осадочные впадины; *7* – зеленокаменные пояса; *8* – тропи окраин: а – палеозойские, б – мезозойские; *9* – раннепалеозойские (каледонские) орогенные пояса; *10* – позднепалеозойские (герцинские) орогенные пояса; *11* – проекция на поверхность мантийного среза (по кровле мантии) плюма (литосферный Мая-Селемджинский блок); горячие точки (*арабские цифры в кружках*): *12* – современные: 1 – Токинская, 2 – Верхнезейская, 3 – Зейская, 4 – Верхнебуреинская; *13* – остывшие: 7 – Верхнеамурская, 8 – Нижнеамурская; *14* – профили: а – сейсморастворочных исследований и гравитационного моделирования (ТА – Тында–Амурзет, ОН – р. Олекма–мыс Невельского); б – геоэлектрического моделирования (МТЗ); *15* – контуры рис. 3–4. В границах крупнейших структур I–III выделены только основные в контексте статьи структурные элементы.



В ареалах большинства плюмовых структур на поверхности либо на небольшой глубине выявлены вулканы (в последнем случае, выделяются по данным интерпретации магнитного поля). Часть горячих точек связана с фрагментами протяженных мезозойско-кайнозойских вулканических поясов: Дахинганского (Зейская и Верхнебуреинская), Восточно-Сихотэ-Алинского (Нижнеамурская). В краевых частях ареалов горячих точек Алдано-Станового щита (Верхнезейская, Токинская) выделяются секущие их фрагменты зеленокаменных поясов. Последнее является свидетельством приуроченности этих точек к длительно развивающейся, рифейского заложения, зоне активизации, протягивающейся в северо-восточном направлении вдоль края Сибирской платформы [2]. Вулканические зоны и орогенные пояса окружают по периферии верхнекоровый контур крупнейшей Мая-Селемджинской структуры, причем среди них выделяются образования мезозойско-кайнозойского и палеозойского возраста (каледонский Северо-Хинганский, герцинский Силамулунь-Иэньбенский, мезозойский Дахинганский пояса). Следовательно, по геологическим данным, верхнекоровый срез Мая-Селемджинской структуры от центра к периферии характеризуется концентрически-кольцевым строением и четко делится на три зоны: внутреннюю, перекрытую осадками, промежуточную, представленную фрагментами микроконтинентов, и внешнюю (вулканические и орогенные пояса). При составлении схем интерпретации масштаба 1:500 000–1:100 000 Зейской и Нижнеамурской площадей в качестве геологической основы использовались карты [5, 11, 33]. Геологические характеристики этих площадей хорошо отражены на рис. 3,4.

ОСОБЕННОСТИ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА ПРИАМУРЬЯ

Внутриплитные магматические комплексы (плюмовой природы) в Приамурье известны в пределах всех крупных структур. Они обладают аномаль-

ным спектром распределения элементов-индикаторов магматических процессов, широко варьируют по составу (от ультраосновных-щелочных до кислых) и по возрасту (от рифея до кайнозоя) [2, 3, 5, 23, 27]. Ареалы плюмового магматизма, выделенные по геолого-петрогеохимическим данным, обычно невелики по масштабу и соответствуют горячим точкам. В связи со слабой изученностью, выявление начального плюма, инициировавшего внутриплитный магматизм, представляет сложности; сделано несколько попыток такого рода [9, 14, 15, 23, 27].

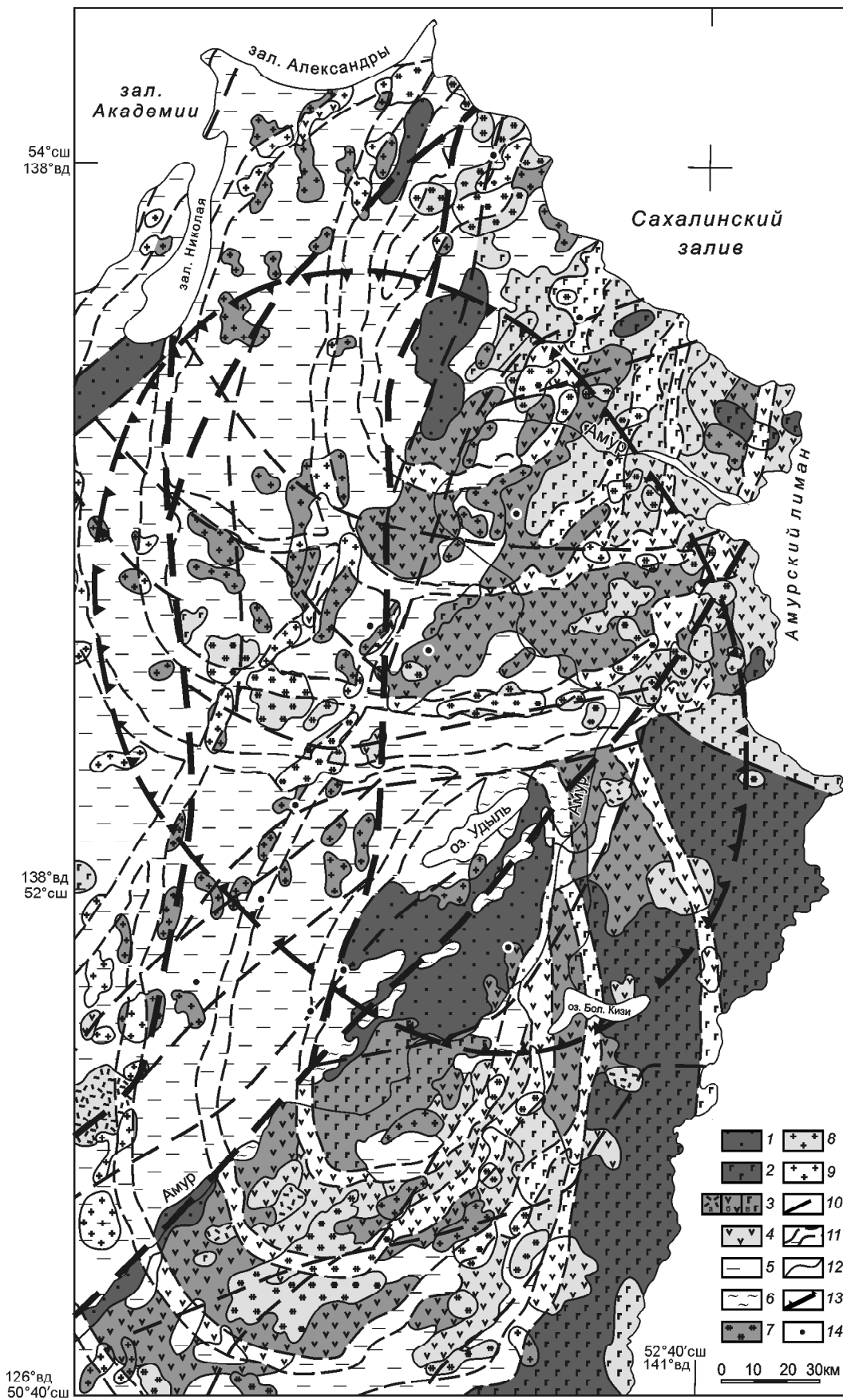
Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым был выделен Центрально-Азиатский плюм, охватывающий территорию Монголии, Забайкалья, севера Китая и Приамурья [9]. Отмечалось, что этот плюм не менял положения в течение последних 120 млн лет. В промежутке 140–160 млн лет назад его контур имел меньшие размеры и выделялся чуть южнее. В палеозое (пермь–триас) на территории южного Китая существовал Эйменьшаньский плюм, а в Приамурье подобные структуры не отмечены.

В.Г. Сахно увязал Центрально-Азиатский плюм с Амурской мегаструктурой центрального типа, представляющий собой мощнейший ареал разновозрастного магматизма [27]. По его мнению, образование Амурской мегаструктуры связано с деятельностью подлитосферного плюма с корнями, достигающими подошвы мантии, положение которого не менялось в течение всего фанерозоя. В этот период он вызывал эпизодические вспышки внутриплитного магматизма в ареале Амурской структуры, сконцентрированные в зонах разломов и рифтов, особенно интенсивные в мезозое–кайнозое. Ядро современной проекции плюма представляет собой крупный мантийный диапир, выявленный по геофизическим данным под впадиной Сунляо [20].

С учетом петрогеохимических и структурных признаков, Ю.Ф. Малышев, Н.П. Романовский и др. [23] выделяют в ЦАСП два крупных ареала интенсивного внутриплитного палеозойского магматизма

Рис. 2. Гравитационные модели литосферы по сейсмическим профилям: а – р. Олекма–мыс. Невельского; б – Тында–Амурзет. Составил В.Я. Подгорный.

1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге ($mGal$); 2 – вычисленный гравитационный эффект от модели ($mGal$); 3 – сейсмические границы в земной коре; 4 – рельеф подошвы земной коры (сейсмическая граница Мохо); 5 – подошва литосферы по геотемпературным данным (кровля астеносферы); 6 – вертикальные границы вычисленных плотностных неоднородностей; 7 – вычисленные значения плотности ($10^{-3} кг/м^3$); 8 – предполагаемые тектонические нарушения; 9 – границы предполагаемых плотностных куполообразных структур; 10–14 – шкала изменений плотности относительно средних значений толщи в каждом слое: 10 – минимальные и низкие значения плотности, 11 – пониженные, 12 – средние, 13 – повышенные, 14 – высокие и максимальные; 15 – границы Мая-Селемджинского плюма; 16 – горячие точки (контуры на поверхности Мохо): 1 – Нижнеамурская, 2 – Верхнезейская; 3 – Зейская; 17 – зона высокой плотности (предполагаемого контакта литосферных блоков Алдано-Станового щита (Сибирская платформа) и Тихоокеанского тектонического пояса).



плюмовой природы, причем в Приамурье ими впервые был выделен Цзямусы-Буреинский плюм. Площадь Цзямусы-Буреинского плюма и его контуры по долготе близки к соответствующим характеристикам мезозойско-кайнозойской Мая-Селемджинской структуры [14, 15], хотя несколько сужены, но Цзямусы-Буреинский плюм заметно сдвинут на юг. Вероятно, Цзямусы-Буреинский плюм является палеозойской проекцией Мая-Селемджинского плюма. Современные горячие точки, выделенные по геофизическим признакам (рис. 1), сконцентрированы в ареале Мая-Селемджинского плюма, а остывшие – на значительном удалении от него, что объясняется, возможно, циркуляцией потоков плюмового вещества. Крупные рудоносные площади, в пределах которых сконцентрированы важнейшие месторождения региона, четко приурочены к периферии Мая-Селемджинского плюма. Рудоносные площади были выделены с учетом ареалов магматизма; по геологическим признакам (отмечаются проявления внутриплитного магматизма с аномальными характеристиками элементов-индикаторов) он соответствует вероятным горячим точкам [14, 15]. Значительное несоответствие контуров горячих точек, выделенных по геофизическим и геологическим данным, определяется как различием принципов картирования, так и слабой изученностью региона. Создана модель Мая-Селемджинского плюма, крупнейшей плюмовой структуры Приамурья, и определена его металлогеническая роль. Внутреннее строение структуры изучено до глубин 200–250 км. По масштабам она соответствует, скорее, мантийному диапиру. С использованием данных аэрогаммаспектрометрии получены доказательства, что магматические комплексы, специализированные на рудные элементы, являются производными мантийных магм плюмовой специфики [3]. Различные аспекты металлогенической роли плюмового магматизма рассматриваются в [13, 35].

Многие представления о плюмах Приамурья пока крайне гипотетичны. Крупнейшие плюмы Земли, признанные большинством исследователей – Северо-Азиатский (Сибирский) и Тихоокеанский, – находятся на значительном удалении [7–9]. Проявления

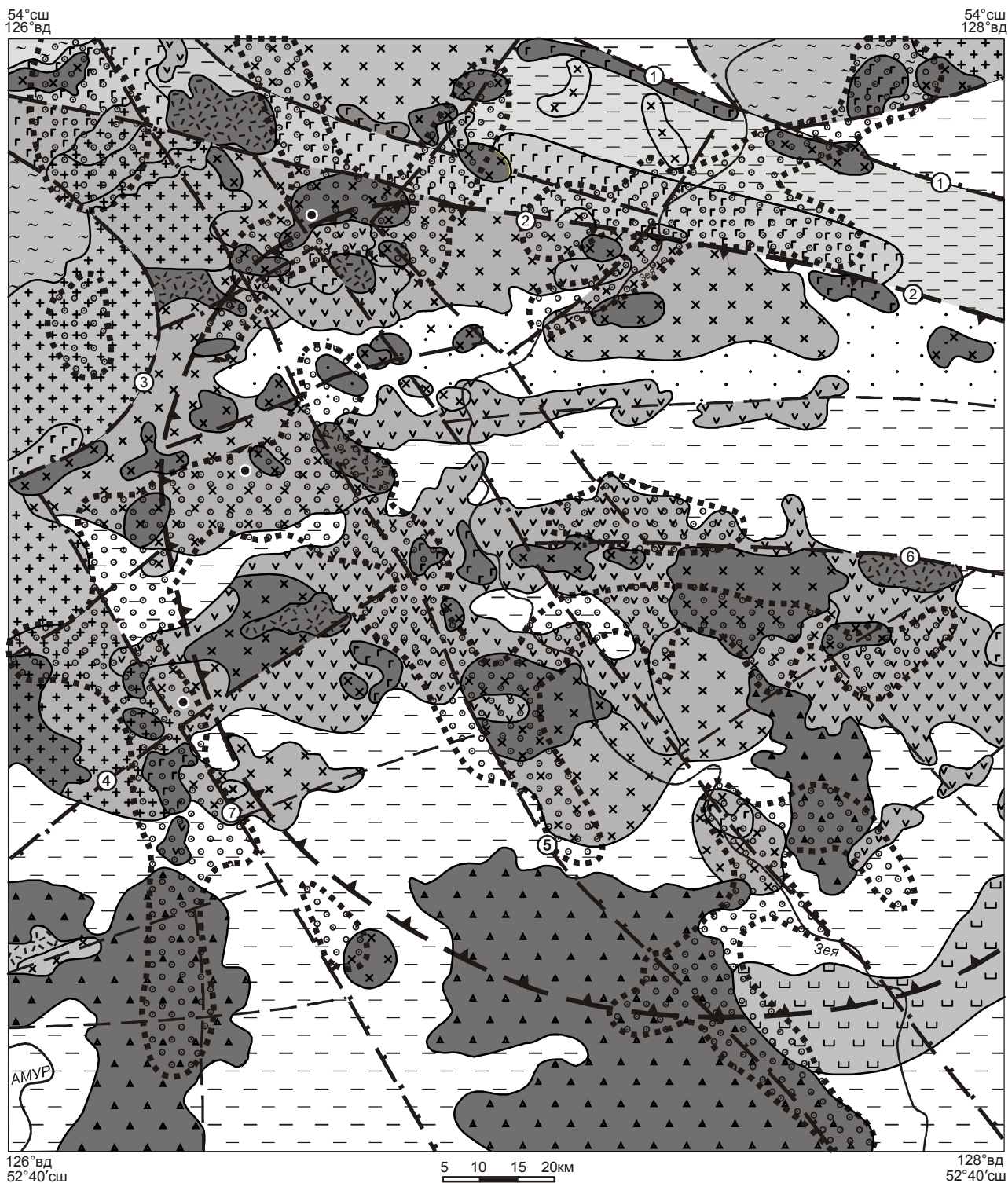
типичного внутриплитного (щелочного и субщелочного) магматизма на территории Приамурья имеют сравнительно скромные масштабы, а в Амурской мегаструктуре представлены в основном гранитоиды нормальной щелочности. Тем не менее, отмечалось, что иногда образование таких гранитоидов может определяться сильным влиянием плюма [32].

Большую неясность представляет проблема происхождения Амурской мегаструктуры (плюма) и его глубинности [27]. Зона ЦАСП последние 600 млн лет находилась под сильным влиянием процессов плюмового магнеообразования в ареале Северо-Азиатского суперплюма [12, 32]. Разогретое вещество могло распространяться по слоям пониженной вязкости (астеносфере) на значительные расстояния, образуя цепь плюмов, которые контролируются одним горячим полем мантии. Аналогичную роль при формировании Амурской мегаструктуры мог играть Тихоокеанский суперплюм мезозойского возраста, что подтверждается данными сейсмотомографии [29]. Амурский плюм мог сформироваться под влиянием любого из этих суперплюмов либо их обоих [26]. Во всех этих случаях он вторичен, в Приамурье имеет верхне-нижнемантийное заложение и вряд ли достигает границ внешнего ядра Земли. Эти выводы верны и для Мая-Селемджинского плюма [14, 15].

Все предыдущие авторы пытались выделять и описывать наиболее крупные плюмоподобные структуры Приамурья, уделяя меньше внимания локальным горячим точкам. Выше отмечалось, что именно изучение крупных структур наиболее проблематично. В последнее время подвергается сомнению способность вещества плюмов далеко распространяться по горизонтали в слоях пониженной вязкости (например, в астеносфере); бытующая точка зрения о грибообразной форме плюма не доказана [22]. Глубинность заложения крупнейших плюмоподобных структур Приамурья может определяться с использованием данных МТЗ и сейсмотомографии; пока данных для достоверных выводов о глубинности недостаточно. По результатам сейсмогравитационного моделирования установлено: вещество аномально пониженной плотности (подобное слоям разогретого

Рис. 3. Схема геолого-геофизической интерпретации Нижнеамурской площади. Составлена Т. В. Володьковой.

Вулканические и осадочные породы: 1 – неогеновые осадки; 2 – неогеновые базальтоиды; 3 – верхнемеловые–палеогеновые вулканиты: а – кислого, б – среднего, в – основного состава; 4 – нижнемеловые вулканиты; 5 – юрско-меловые осадочные породы, б – триасово-юрские кремнисто-вулканогенные образования. Интрузивные породы (комплексы): 7 – поздне-меловой–раннепалеогеновый удомийский; 8 – раннемеловой нижнеамурской; 9 – раннемеловой ульбанский. Границы раздела: 10 – разломы; 11 – зоны региональных гидротермально-метасоматических изменений; 12 – ареалы развития комплексов; 13 – контур горячей точки на границе Мохо; 14 – основные рудные месторождения. Цвет заливки подчеркивает фазы плюмового магматизма. В зонах регионального метасоматоза магматические комплексы показаны без заливки.



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

вещества) в кровле астеносферы распространяется по большей части территории Приамурья [19, 20]. Этот факт является некоторым подтверждением гипотетической способности плюмовых источников распространяться в подлитосферном слое на значительные расстояния.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На первом этапе изучались геолого-геофизические характеристики Нижнеамурской и Зейской горячих точек, а также Мая-Селемджинского плюма (рис.1). Затем привлекались материалы и по другим горячим точкам, выделенным в [16]. Средняя плотность астеносферы Земли – $(3.52-3.55) \cdot 10^{-3}$ кг/м³ [7, 8]. По данным сейсмогравитационного моделирования (до глубин 150 км), фоновая плотность верхних слоев астеносферы в Приамурье существенно ниже и составляет $(3.25-3.26) \cdot 10^{-3}$ кг/м³. Значительная часть астеносферы Приамурья отличается пониженной плотностью $(3.22-3.23) \cdot 10^{-3}$ кг/м³, что объясняется интенсивным притоком разогретого вещества плюмов в астеносферу региона. Вертикальные колонны вещества пониженной плотности мантийной части литосферы в ареалах горячих точек могут являться областями частичного плавления под выходами на поверхность мантийных струй плюма (коррелируются с участками активного мезозойско-кайнозойского магматизма), а повышенной плотности – сформировавшийся литосферный корень. Аномально высокая плотность литосферного корня объясняется затвердеванием магм и явлением плюмового андерплейтинга. Термин “плюмовый андерплейтинг” означает значительное наращивание (подслаивание) мощности коры в результате деятельности мантийных плюмов; по мнению А.Ф. Грачева, подобные явления типичны для плюмов всех возрастов, в том числе кайнозойских [18, 21]. Участки повышенной плотности в земной коре возникают вследствие ее “базификации” (насыщения коры производными глубинных магм повышенной основности). Таким образом,

следы воздействия плюмов в ареалах горячих точек могут быть обнаружены во всех слоях литосферы.

Результаты комплексной интерпретации крупномасштабной аэромагнитометрии, аэрогаммаспектрометрии Нижнеамурской и Зейской площадей приведены на рис. 3, 4, в таблице. С обеими горячими точками связаны крупные золоторудные районы в мезозойско-кайнозойских вулканических поясах. Практически все осадочные и метаморфогенные комплексы в ареалах горячих точек отличаются низкой интенсивностью магнитного поля, пониженными содержаниями ЕРЭ и устойчивым фоном отношений ЕРЭ. Магматические комплексы чаще всего характеризуются повышенными интенсивностью магнитного поля и содержаниями ЕРЭ. По характеристикам отношений ЕРЭ магматические комплексы образуют контрастные группы, соответствующие этапам и фазам магматизма, в том числе плюмовой природы [2, 3]. На схемах с элементами генерализации (рис. 3, 4) отражены осадочные и метаморфогенные породы, магматические комплексы орогенного либо доплюмового этапа, а также группы магматических комплексов, включающие по несколько фаз плюмового магматизма каждая и отражающие основные этапы развития горячих точек. Выделены зоны региональных метасоматитов, в которых также сконцентрированы ареалы локального метасоматоза, характеризующиеся интенсивными аномалиями отношений ЕРЭ. Зоны регионального метасоматоза имеют ширину до 10 км, значительную протяженность и обычно трансформируются крупными разломами.

Нижнеамурская остывшая горячая точка характеризуется повышенной мощностью мантийной части литосферы, в подошве которой отмечается локальный прогиб. Значения плотности астеносферы близки к нормальным $((3.255-3.257) \cdot 10^{-3}$ кг/м³), что свидетельствует о прекращении в настоящее время притока плюмового вещества к основанию горячей точки. В мантийной части литосферы выделяется вертикальный столб вещества относительно пони-

Рис. 4. Схема геолого-геофизической интерпретации Зейской площади. Составлена Т.В. Володьковой.

Метаморфогенные и осадочные породы: 1 – нижнебелогорская свита ($N_2 - Q_1$) с аномальным распределением значений отношений ЕРЭ; 2 – мезозойско-кайнозойские осадочные породы; 3 – палеозойские интенсивно диафорированные породы; 4 – палеозойские осадочные породы; 5 – древнейшие метаморфогенные образования ($AR_1 - PR_1$). Магматические породы: 6 – позднемеловые (а) эффузивные, (б-г) бурундинский комплекс: б – граниты, гранодиориты, в – диориты, монцодиориты, г – габброиды; 7 – позднемеловые (а) андезиты, (б-г) верхнеамурский комплекс: б – граниты, гранодиориты, в – диориты, монцодиориты, г – габброиды; 8 – палеозойские породы: а – диориты, гранодиориты, б – пиканский комплекс (габброиды); 9 – позднепротерозойские породы: а – граниты, гранодиориты, б – габброиды, габбродиориты, в – ультрабазиты; 10 – разломы: а – основные, б – прочие; 11 – горячие точки; 12 – зоны метасоматоза. Названия разломов (номера в кружках): 1 – Северо-Тукурингрский, 2 – Южно-Тукурингрский, 3 – Гонжинский, 4 – Талали-Зейский, 5 – Зейский, 6 – Умлеканский, 7 – Дактуйский.

Цвет заливки подчеркивает фазы плюмового магматизма.

Таблица. Сравнительные характеристики мезозойско-кайнозойских “горячих точек”.

Характеристики «горячих точек»	Источник	Горячие точки	
		Нижне-Амурская	Зейская
Разновидность горячей точки	[16]	остывшая	современная
Наличие зоны разуплотнения в астеносфере	[19, 20, 35]	отсутствует	выражена
Форма подошвы литосферы	[32]	локальный прогиб в подошве мощного литосферного слоя	зона резкого погружения литосферы
Выраженность литосферного корня	[32]	слабо выражен	не выражен
Параметры литосферного корня, в т.ч. вертикальная мощность	[32]	80–90 км	50–60 км
плотность вещества		пониженная	пониженная
Гравитационное поле, в т.ч. морфология, интенсивность	[1, 32]	ярко выраженная региональная кольцевая аномалия интенсивное положительное поле Δg_B	региональная кольцевая аномалия практически отсутствует знакопеременное поле Δg_B
Глубина залегания по данным моделирования подошвы: «гранитного слоя», «диоритового слоя», «базальтового слоя»,	[1, 28]	9–10 км 18–22 км 34–35 км	10–17 км 28–33 км 38–40 км
Мощность: «гранитного слоя», «диоритового слоя», «базальтового слоя»,	[1, 28, 32]	9–10 км 6–8 км 13–16 км	10–17 км 11–18 км 10–12 км
Магнитное поле, в т.ч.: морфология региональной аномалии, изрезанность ΔT , интенсивность ΔT ,	[1, 2, 32]	выраженная региональная аномалия кольцевой формы весьма изрезанное преимущественно аномальное положительное	региональная кольцевая аномалия отсутствует весьма изрезанное знакопеременное аномальное
Тепловой поток	[16]	пониженный	резко повышенный
Морфологические особенности земной коры	[1, 25]	концентрически-кольцевая коровая структура	линейно-вытянутая система наклонных блоков
Возраст вулканогенно-осадочных образований	[5, 17, 30]	J_1-K_2	$PZ-N_1$
Возраст магматических образований плюмовой природы	[5, 17, 30]	K_2-N_1	K_1
Магматические золотоносные комплексы, индекс Состав	[5, 17, 30]	нижнеамурский K_{2n} диорит-гранодиорит-гранитный	буриндинский K_{1b} габбро-гранодиорит-гранитный
Морфология зон аномальных отношений ЕРЭ, в т.ч., калий-ториевых уран-ториевых	[1]	концентрически-кольцевые зоны концентрически-кольцевые, коррелируются с калий-ториевыми	линейные линейные, коррелируются с калий-ториевыми
Природа зон аномальных отношений ЕРЭ	[1]	магмоактивные глубинные разломы и зоны проницаемости	магмоактивные глубинные разломы и зоны проницаемости
Морфология металлогенических зон	[1]	концентрически-кольцевая металлогеническая зональность	линейные наклонные зоны
Ведущие типы мантийных резервуаров	[3]	$HIMU, EM II$	$HIMU, EM II$

женной плотности $((3.271-3.279) \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$ на фоне $(3.286-3.297) \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$), с довольно четкими контурами. Здесь сформировался литосферный корень, но вероятно существование остаточных зон частичного расплава плюмовой природы. На продолжении литосферного корня, в земной коре контрастно выделяется субвертикальный столб вещества повышенной плотности, пронизывающий практически всю кору. Он обусловлен интенсивной базификацией коры вследствие ее проработки мантийными магмами. Нижнеамурская точка характеризуется пониженной геотемпературой на поверхности Мохо. Таким образом, на нынешнем этапе процессы магмообразования под воздействием плюма в ареале Нижнеамурской точки близки к завершению, что согласуется с данными по тепловому потоку.

Нижнеамурская площадь сложена мезозойскими (триас–мел) вулканогенно-осадочными и осадочными породами; нижнемеловые вулканы относятся к доплюмовому (орогенному) этапу. На этот фон накладываются магматические образования плюмовой природы. Отмечается не менее пяти фаз их внедрения, которые дифференцированно отличаются аномальными характеристиками отношений ЕРЭ. На основе этих данных сделан вывод о существенном влиянии на продукты магматизма обогащенных мантийных резервуаров ЕМ II, Н1МУ, что объясняется воздействием плюма [3]. Контур Нижнеамурской горячей точки (рис. 1, 3) определяется ее положением на границе Мохо, с ним совпадают эпицентры двух коровых очаговых структур – проекций мантийной горячей точки на земную поверхность. По-видимому, магмы с границы Мохо поступали в земную кору по двум наклонным расходящимся каналам, формируя в земной коре очаговые структуры. Магматические комплексы связаны с этими двумя структурами, хорошо выраженными в полях локальными аномалиями силы тяжести в редукции Буге Δg_b , магнитного поля ΔT и в рельефе, для которых типична концентрически-кольцевая и металлогеническая зональность. Смежные очаговые структуры подчеркнуты зонами региональных гидротермально-метасоматических изменений, к которым приурочено большинство месторождений региона; для них типична металлогеническая зональность [1, 4]. Начальная фаза магматизма плюмовой природы связывается с внедрением нижнеамурского диорит-гранодиорит-гранитного комплекса, другие фазы магматизма объединены в группы пород позднемелового–раннепалеогенового и неогенового возраста. Очаговые структуры отличаются отчетливой зональностью по ареалам плюмового магматизма: в каждой из них выделяются

ядро, внутренняя, промежуточная и краевая зоны. В ядре каждой из очаговых структур расположены крупные континентальные впадины, сложенные кайнозойскими терригенными осадками. Во внутренней зоне обеих структур магматические комплексы плюмовой природы распространены слабо; они сосредоточены на периферии, в промежуточной и краевой зонах. В промежуточной зоне структур сконцентрированы магматические комплексы позднемелового–раннепалеогенового возраста, а в краевой – кайнозойские вулканы; интрузивные породы нижнеамурского комплекса (K_1) также имеют тенденцию группироваться в краевой зоне.

Зейская современная горячая точка расположена в краевой (градиентной) зоне Мая-Селемджинского плюма. Влияние плюма значительно, поэтому установить эффект воздействия горячей точки, особенно в астеносфере, сложно. В подошве литосферы Зейская точка не выражена. В нижней литосфере горячая точка приурочена к контакту широкой расплывчатой области значительного разуплотнения $(3.300 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3)$ и мощного слоя повышенной плотности $((3.314-3.325) \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3)$. В нижней части коры картируется наклонный слой повышенной плотности, протягивающийся в нижнюю литосферу; очевидно, он трассирует зону поступления плюмового вещества и “базификации”. Выход этого слоя на поверхность совпадает с ареалом горячей точки; он перекрывается согласно залегающим наклонным слоем пониженной плотности (интенсивного гранитоидного магматизма). Глубинная модель хорошо отражает связь горячей точки с Мая-Селемджинским плюмом: разогретое в ядре плюма вещество мантии, поднимаясь к подошве литосферы, растекается в стороны и “выталкивается” на поверхность в ареале Зейской точки. Современная Зейская горячая точка характеризуется интенсивными, хорошо выраженными на плотностных моделях процессами магматизма в коре, крупными магматическими очагами в нижней части литосферы и отсутствием значительного увеличения мощности литосферы (явления плюмового андерплейтинга) [21].

В области северного экзоконтакта Зейской горячей точки картируются докембрийские метаморфогенные образования Гонжинского выступа и Алдано-Станового щита, на остальной части площади залегают палеозойские и мезозойские вулканогенно-осадочные породы (рис. 4). Все они характеризуются пониженными значениями магнитного поля, содержания и отношений ЕРЭ; на их фоне четко выделяются широко распространенные на площади магматические образования различного состава и возраста.

Для удобства они объединены в группы магматических комплексов: докембрийских, раннемеловых (верхнеамурский комплекс, керакская, талданская свиты), позднемеловых–неогеновых (буриндинский комплекс, галькинская, нижнебелогорская свиты). Мезозойско-кайнозойские магматические комплексы включены в состав Дахинганского (Большехинганского) вулканического пояса. Зоны мезозойско-кайнозойского магматизма и региональных гидротермально-метасоматических изменений связаны с крупными разломами и отличаются строгой линейностью. С учетом характеристик отношений ЕРЭ, только группа магматических пород позднемелового–неогенового возраста связана с обогащенными магматическими источниками и имеет плюмовую природу. Раннемеловые магматические породы могли образоваться как с участием коровых магм, так и нижнемантийного источника PR (PREMA) в зонах глубинных разломов Дахинганского вулканического пояса [2, 3, 12, 32]. Следовательно, определить их природу только на основании значений отношений ЕРЭ невозможно и необходимо привлечение других данных. Главная зона мезозойско-кайнозойского магматизма протягивается через центр ареала горячей точки в субширотном направлении, субсогласно оси Дахинганского вулканического пояса. Основной объем этой зоны представлен раннемеловыми магматическими породами. Интрузивные образования буриндинского комплекса (плюмовой природы) протягиваются вдоль оси Дахинганского вулканического пояса тонкими прерывистыми цепочками. В зонах буриндинских гранитоидов развиты ореолы регионального метасоматоза; к ним приурочены основные рудные объекты. Еще одна зона магматизма, аналогичная первой, но менее крупная и выраженная, связанная с глубинным разломом, протягивается через центр ареала горячей точки в северо-западном направлении. По-видимому, магмы плюмовой природы внедрялись в мезозое–кайнозое в узкие ослабленные зоны, образованные ранее.

Анализ таблицы показывает, что Нижнеамурская и Зейская горячие точки близки по многим геологическим признакам, а структурные различия между ними объясняются только стадией развития плюма. На Нижнеамурской площади преобладал магматизм плюмовой природы; кайнозойские вулканы Восточно-Сихотэ-Алинского пояса внедрялись в ослабленные зоны, возникшие за счет воздействия плюма. Напротив, в ареале Зейской горячей точки плюмовый магматизм развит гораздо меньше; он подчинен влиянию структур Дахинганского вулканического пояса и играет вторичную, хотя и рудоопределяющую роль.

Мая-Селемджинский плюм. На двух сечениях плюма (рис. 2а, б) эпицентры наибольшей его актив-

ности связываются с региональными зонами максимального подъема кровли астеносферы и ее значительного разуплотнения. В обоих случаях они коррелируются с глубинной, долгоживущей зоной северо-восточного простирания, протягивающейся по краю Сибирской платформы, в которой закартирован ряд горячих точек. Предполагалось, что вдоль этой линии происходит погружение Амурской литосферной плиты под Алдано-Становой щит [2, 14, 15]. С этой зоной связаны мощные вертикальные столбы разогретого плюмового вещества пониженной плотности, воздымающиеся из астеносферы к подошве литосферы. Структура активной зоны в обоих сечениях характеризуется концентрически-кольцевым строением: в коре и мантийной части литосферы ей соответствуют чередующиеся зоны пониженной и повышенной плотности. Судя по данным сейсмогравитационного моделирования, концентрически-кольцевое распределение различных геолого-структурных зон в региональном плане типично для Мая-Селемджинской структуры в целом. Тем не менее, далеко не все сечения плюма на дневной поверхности будут характеризоваться кольцевой зональностью. Так, разрез плюма на профиле р. Олекма–мыс Невельского (рис. 2а) по строению типичен для современной горячей точки, отличаясь только более значительными размерами: мощный столб вещества пониженной плотности протягивается здесь из астеносферы через нижнюю литосферу в низы коры. Структура на разрезе четко зональна, но вся ее северо-западная часть срезается краем холодной и жесткой Сибирской платформы, под которую она погружается. Поэтому на поверхности структура проявлена как моноклинал; здесь картируются линейные магматические зоны. Структура Мая-Селемджинского плюма на профиле Тында–Амурзет (рис. 2б) также имеет концентрически-кольцевое строение; в ее астеносферном ядре выделяется крупный ареал разуплотнения, который не прослеживается в нижней литосфере. Здесь, прямо над эпицентром плюма, сформировался мощный литосферный корень, представленный магматическими образованиями повышенной плотности. Этот корень прослеживается и в коре, частично перемежаясь с зонами магматических образований пониженной плотности. На поверхности выход структуры соответствует Гонжинскому выступу и его обрамлению, для которого более характерна кольцевая зональность. Таким образом, в литосфере плюма по латерали и вертикали сформировались четкие, хорошо выраженные зоны “базификации” и “гранитизации”, что типично для остывших точек. С другой стороны, наличие разуплотнения в астеносфере свидетельствует о непрекращающемся притоке разогре-

того плюмового вещества. Для крупного Мая-Селемджинского плюма и локальных горячих точек характерны общие геолого-структурные признаки и закономерности. Судя по их набору, Мая-Селемджинская структура находится на промежуточной стадии тектонического развития. По геолого-геофизическим данным, в Амуро-Зейской впадине прослеживается структура, по всем признакам подобная остывшей точке (профиль Тында–Амурзет, рис. 2.б). Она характеризуется прогибом литосферы и отсутствием притока плюмовых масс к ее основанию, а также хорошо выраженной областью “базификации” в коре; литосферный корень еще не сформировался. По устному сообщению Ю.Ф. Малышева, для нее характерен и низкий тепловой поток. С учетом этих признаков была дополнительно выделена Амуро-Зейская остывшая точка; она расположена на периферии мантийного среза Мая-Селемджинской структуры. Этот вывод хорошо согласуется с упомянутой выше моделью циркуляции плюмовых магм: остывшие точки расположены вне контуров плюма на уровне мантии и окружают кольцом ареал его влияния. В этой внешней зоне сосредоточены орогенные и вулканогенные пояса, выделяются ареалы мезозойско-кайнозойских вулканитов среднего-основного состава, типичные для мезозойско-кайнозойских горячих точек.

Анализ данных по другим горячим точкам проводился с использованием мелкомасштабных карт магнитного и гравитационного поля.

Современные горячие точки Приамурья выделяются локальными минимумами поля силы тяжести Δg_b , контрастными (Верхнезейская, Токо, Верхнебуреинская) либо слабовыраженными (Зейская). Контрастные локальные минимумы характеризуются относительными понижениями поля силы тяжести Δg_b на 20–30 мГал, слабовыраженные – понижением на 5–10 мГал. В ареалах горячих точек широко развиты гранитоиды, но приток магм плюмовой природы в кору еще недостаточен. Для остывших точек Приамурья типичны региональные максимумы Δg_b , контрастные (Нижнеамурская) либо слабовыраженные (Верхнеамурская). Характеристики поля отражают объемную проработку литосферы (в основном, коровой ее части) базитовыми магмами плюмовой природы.

Магнитное поле отражает проявленность магматизма, в основном, в верхней и средней коре. Для ареалов Нижнеамурской, в меньшей степени – Токинской и Зейской горячих точек типичны сравнительно контрастные кольцевые региональные аномалии ΔT . В ареале Верхнезейской современной горячей точки кольцевая аномалия ΔT практически незаметна и совершенно не выражена в ареалах Верхнеамурской и Буреинской горячих точек. Высокая сте-

пень проработки земной коры магмами может наблюдаться в ареалах как остывших, так и современных горячих точек. Поэтому по магнитному полю трудно выявить геолого-структурные признаки, характеризующие стадию развития горячей точки.

Ретроспективное изучение ареалов мезозойско-кайнозойских горячих точек Приамурья с помощью комплекса геофизических методов позволяет выявлять основные закономерности их тектонического развития: изменения в верхней коре (развитие зон “гранитизации” и “базификации”), становление литосферного корня в мантийной части литосферы и сопутствующие явления плюмового андерплейтинга, которые создают выраженные геофизические эффекты. Внесены существенные коррективы в положения, выдвинутые А.Ф. Грачевым, а именно: явления плюмового андерплейтинга, литосферный корень, зоны “гранитизации” и “базификации” закономерно возникают на определенных этапах развития горячей точки, с некоторой инерционностью, так как для формирования этих тектонических элементов горячей точки необходимо определенное время. Явления плюмового андерплейтинга не типичны для ряда плюмовых структур, особенно кайнозойских (как предполагал А.Ф. Грачев). Они характерны обычно для остывших структур, завершивших свое тектоническое развитие. Такие горячие точки характеризуются максимальной проявленностью плюмового магматизма, в гравитационном поле им соответствуют четкие локальные аномалии, обычно повышенной интенсивности.

ВЫВОДЫ

1. Мая-Селемджинский плюм (мантийный диапир) и горячие точки Приамурья мезозойско-кайнозойского возраста описываются двумя моделями – остывших и современных горячих точек, геолого-геофизические характеристики которых закономерно различаются.

2. Группа современных, развивающихся плюмоподобных структур характеризуется наличием интенсивного разуплотнения в мантийной части литосферы (отсутствует мощный стержень “базификации”) и значительным разуплотнением в астеносфере, которое отражает приток вещества плюма; явления плюмового андерплейтинга для таких структур не типичны. В коре ареалов горячих точек широко развиты магматические породы различного состава, преимущественно кислого. Таким структурам соответствуют четкие локальные минимумы поля силы тяжести Δg_b протяженностью до первых десятков километров и относительным понижением поля на 20–30 мГал. Для ареалов плюмового магматизма и

сопровождающих их зон региональных гидротермально-метасоматических изменений, выделяющихся на картах отношений ЕРЭ, и структуры связанных с ними рудных районов характерна линейность (связь магматических образований с линейными разломами). Горячие точки, сформированные при участии процессов континентального рифтогенеза, часто коррелируются с крупными континентальными впадинами, для которых типична пониженная мощность литосферы.

3. Глубинное строение остывших плюмовых структур определяется наличием сформированного в той или иной степени литосферного корня, обычно протягивающегося в кору в виде стержня “базификации”, а также прогибом подошвы литосферы либо значительным увеличением ее мощности (явления плюмового андерплейтинга). Такие структуры выражены максимумами поля $\Delta g_{\text{г}}$ протяженностью от первых десятков до нескольких сот километров и относительным повышением поля на 25–30 мГал. Ареалы разуплотнения (притока расплавленных масс вещества) в астеносфере у таких структур отсутствуют, могут сохраняться остаточные магматические очаги в нижней литосфере, выраженные дефицитом плотности в области формирующегося литосферного корня. В мантийной части литосферы проявленный литосферный корень, контрастно выраженный повышенной плотностью, образуется на самой заключительной стадии развития остывших точек, когда магматическая деятельность полностью прекращена. Ареалы плюмового магматизма и сопровождающих региональных гидротермально-метасоматических изменений, а также структура рудных районов и металлогенические признаки характеризуются выраженной концентрически-кольцевой зональностью. Концентрически-кольцевые ареалы, соответствующие разным фазам плюмового магматизма, хорошо отражены в рельефе, часто выражены и в магнитном поле. За счет интенсивной магматической деятельности на остаточных стадиях формирования структур возможно их проседание и формирование в их ядре небольших континентальных впадин.

4. Две эти модели характеризуют крайние стадии развития малых плюмовых структур (горячих точек): начальную (современные) и конечную (остывшие). На практике могут встречаться промежуточные типы, в строении которых выделяются отдельные элементы, типичные как для первой, так и для второй модели.

5. Проявленность явлений плюмового андерплейтинга определяется интенсивным развитием интрузивного магматизма (магм повышенной вязкости), поэтому все полученные закономерности верны

только для малых плюмовых структур (горячих точек, диапиров). Развитие крупнообъемного интрузивного магматизма проблематично в ареалах крупных плюмов; вполне вероятно, что развитие таких структур характеризуется другими особенностями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Володькова Т.В. Гамма-спектральные поля и распределение золото-редкометалльного оруденения в Нижнеамурском регионе: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 2000. 28 с.
2. Володькова Т.В. Гамма-спектральные характеристики магматических комплексов плюмовой природы в краевой зоне Сибирской платформы // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: Материалы междунар. науч. конф. (X чтения им. А.Н. Заварицкого, 21–22 сент. 2004 г.). Екатеринбург, 2004. С. 331–335.
3. Володькова Т.В. Аномалии отношений радиоактивных элементов и природа рудной минерализации Приамурья // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 54–68.
4. Володькова Т.В. Структура плюмов разного ранга и их зональность // Общие и региональные проблемы геотектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. С. 161–165.
5. Геологическая карта Хабаровского края. 1:1000000 (Составлена по материалам ФГУГГП “Хабаровскгеология”) / Сост.: А.Ф. Васькин, В.А. Гурьянов, В.Ю. Забродин; Ред. А.Ф. Васькин, Г.В. Роганов; ФГУГП “Дальгеофизика”. Хабаровск, 2004. 1 л.
6. Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 618–654.
7. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
8. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика (2-е изд., доп. и перераб.) Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. “ГЕО”, 2001. 409 с.
9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитный вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
10. Каплун В.Б. Геоэлектрическое строение Верхнеамурского района по данным магнитотеллурического зондирования // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 33–53.
11. Карта полезных ископаемых Хабаровского края. 1: 1000000 (Составлена по материалам ФГУГГП “Хабаровскгеология”) / Сост.: Б.А. Романов, Е.А. Тиньков; Ред. А.Ф. Васькин, Г.В. Роганов; ФГУГГП “Дальгеофизика”. Хабаровск, 2004. 1 л.
12. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 302–306.
13. Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф. и др. Эволюция рудно-магматических систем – основа прогноза, поисков и оценки золото-редкометалльных месторождений // Разведка и охрана недр. 1996. № 8. С. 29–34.

14. Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. акад. Д.В. Рундквиста. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 423–430.
15. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых (в 3-х томах). Т. 3. Кн. 1. Стратегические виды рудного сырья Востока России. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 107–130.
16. Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Карсаков Л.П. и др. Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов // Тектоника и геофизика литосферы: Материалы XXXV Тектон. Совещ. Т.1. М.: ГЕОС, 2002. С. 325–328.
17. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области (Отчет по теме № 330 за 1987–1990 гг.) Хабаровск, 1990. 215 с.
18. Планета Земля: Энциклопед. спр. Т. 1. Тектоника и геодинамика / Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. МПР, ВСЕГЕИ. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.
19. Подгорный В.Я. Методика послонного определения плотности // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 103–108.
20. Подгорный В.Я. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере юга российского Дальнего Востока и Северо-Востока Китая): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1999. 30 с.
21. Проблемы глобальной геодинимики: Материалы Теоретического семинара ОГГГП РАН, 1998-1999 гг. / Под ред. акад. Д.В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2000. 246 с.
22. Пучков В.Н. “Великая дискуссия” о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3–22.
23. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В. Палеозойский гранитоидный магматизм восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и формирование крупных месторождений // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 46–61.
24. Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.В. и др. Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор мантийных плюмов? // Докл. РАН. 2000. Т. 370, № 2. С. 223–226.
25. Рябчиков И.Д. Механизм и условия магнообразования в мантийных плюмах // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 548–555.
26. Сафонова И.Ю., Буслов М.М. Палеоокеанические острова и поднятия в аккреционно-коллизонных поясах палеоазиатского океана, палеопацифики и пацифики // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы конф., посвящен. памяти Л.В. Парфенова, Хабаровск, 11–16 июня 2007 г. Хабаровск, 2007. 584 с.
27. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 336 с.
28. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте. 1: 1500000. Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 246 с.
29. Филатова Н.И. Связь кайнозойского вулканизма окраинно-континентальных зон растяжения Евразии с тектоно-магматическими событиями в Тихом океане // Тектоника и геофизика литосферы: Материалы XXXV Тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. 368 с.
30. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля от ядра до ионосферы. Учеб. пособие. М.: КДУ, 2007. С. 23–34.
31. Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Глубинное строение и кинематика области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит (Монголо-Охотское звено) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 16–25.
32. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.
33. Geological Map of the Amur Region and adjacent areas: 1:2 500 000.: Brief Explanatory Note / L.I. Krasnyi, A.S. Volskii, Peng Yunblao... MPR of Russia; VSEGEI; AMUR KPR; Ministry of Geology and Mineral Resources of People's Republic of China; Bureau of Geology and Mineral Resources of Heilongjiang Province. Sankt-Peterburg; Blagoveshchensk; Harbin: St-Peterburg–Blagoveshchensk–Harbin, 1999. 27 p.: map 4 p.
34. Deep-seated Magmatism, its Sources and Plumes // Proceedings of the VI International Conference. Mirny: Publishing House of the Institute of Geography SB. RAS, 2005. V. 1. 225 p.
35. Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Abstracts of the International Symposium. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2007. 225 p.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

T.V. Volodkova, V.Ya. Podgorny

Geologic-geophysical characteristics of hot spots of Priamurye

Models of dead and present-day hot spots of Priamurye have been constructed based on seismogravitational modeling and large-scale aerogeophysical survey along with other geologic-geophysical materials. Mechanisms of the change of the deep structure of the hot spots and Maya-Selemdzha plume in the course of evolution are considered, and also some features of the related ore districts are examined.

Key words: plumes, hot spots, seismogravitational modeling, natural radioactive elements ratios, Priamurye, Far East.

**ГЕОХИМИЯ УГЛЕКИСЛЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ФАДЕЕВСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)**

Н.А. Харитонова¹, Г.А. Челноков¹, Е.А. Вах¹, А.А.Карабцов¹, Н.Н. Зыкин²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100-летия Владивостока, 159,
г. Владивосток, 690022, e-mail: tchenat@mail.ru,

²Московский государственный университет им. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119991,
e-mail: nznz@yandex.ru

Поступила в редакцию 9 февраля 2008 г.

Проведено геохимическое изучение водовмещающих пород, подземных и поверхностных вод, а также сопутствующих газов Фадеевского месторождения углекислых минеральных вод (Сихотэ-Алинь, Приморский край). Установлено, что формирование химического состава минеральных вод происходит в зоне активного водообмена на ограниченном участке зоны разгрузки, где в породах преимущественно калий-натриевого состава формируются гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 1.0 г/л. Расчеты индексов насыщения показали, что минеральные воды находятся на ранней стадии насыщения кальцием и недосыщены как по отношению к карбонатам, так и к алюмосиликатам. Основными факторами, влияющими на минерализацию вод, являются присутствие в воде избыточного количества углекислого газа и время циркуляции. Изучение изотопных соотношений кислорода и водорода воды указывают на атмосферный генезис водной компоненты ($\delta^2\text{H} = -117$; $\delta^{18}\text{O} = -15.4$ ‰), а изотопа углерода CO_2 – на мантийную природу углекислого газа ($\delta^{13}\text{C} = -9,9$).

Ключевые слова: гидрогеохимия, изотопы, минерализация, взаимодействие вода–порода, гидрогеология, Приморский край.

ВВЕДЕНИЕ

Фадеевское месторождение углекислых минеральных вод расположено в верховьях ручья Ключ Иванов Чугуевского района Приморского края, в 10 км восточнее с. Булыга-Фадеево (рис. 1). Изучение источника минеральных вод было начато Е.П. Юшакиным в 1968 году при обследовании минеральных вод Приморья [8]. В последующие годы изучением месторождения целенаправленно никто не занимался, и дальнейшее исследование вод месторождения было продолжено только при проведении работ по региональной оценке ресурсов минеральных вод [3]. В 1999–2001 гг. на месторождении были проведены буровые работы, которые позволили определить геологические и гидрогеологические условия месторождения, изучить состав вод, газов и состав водовмещающих пород. На месторождении были опробованы 4 скважины, из которых в процессе бурения был произведен поинтервальный отбор керна. Месторождение изучено до глубины 100 м.

Проведенные исследования подземных вод, водовмещающих пород и газовой составляющей Фадеевского месторождения позволили определить физи-

ко-химические условия формирования и последующей эволюции минеральных вод при взаимодействии с водовмещающими породами, помогли оценить время циркуляции минеральных вод и установить генезис углекислого газа в водах месторождения, локализованного в пределах водораздельной части хребта Сихотэ-Алинь.

**ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Фадеевское месторождение углекислых минеральных вод находится в пределах Самаркинского террейна (рис. 1), вытянутого в северо-восточном направлении от южного побережья Приморского края до нижнего течения р. Амур полосой шириной до 100 км [1]. В составе террейна обнаружены юрские слоистые и хаотические терригенные образования, содержащие много аллохтонных пластин, глыб и обломков, являющихся фрагментами преимущественно позднепалеозойской и раннемезозойской океанической коры.

Месторождение приурочено к густой сети разнонаправленных разрывных нарушений. Наиболее значимой является система субширотных разрывов,

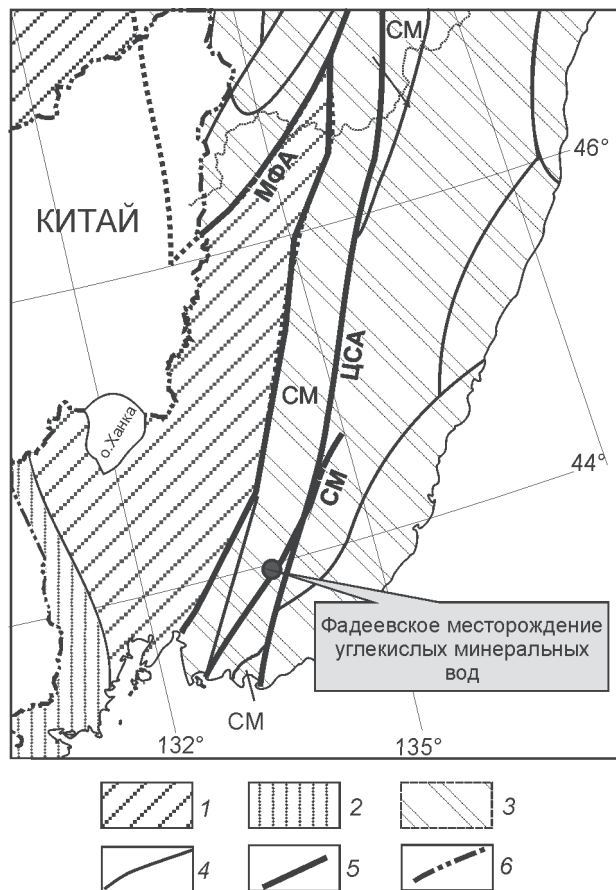


Рис. 1. Тектоническая карта южной части Дальнего Востока России [1] и местоположение Фадеевского месторождения углекислых минеральных вод.

1 – раннепалеозойский супертеррейн; 2 – позднепалеозойский террейн; 3 – коллаж раннемеловых терреинов, СМ – Самаркинский; 4 – границы терреинов; 5 – главные разломы: ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, МФА – Мишань-Фушуньский (Алчанский), СМ – Самаркинский; 7 – граница Российской Федерации.

которые представлены мощными субвертикальными зонами дробления и наиболее отчетливо прослеживаются по долинам ручьев (в том числе и в руч. Ключ Иванов). Оперяющая их система разломов северо-западного простирания имеет подчиненное значение. К узлам пересечения этих двух основных систем разломов приурочены основные выходы углекислого газа в приповерхностную зону.

В гидрогеологическом отношении месторождение находится в пределах Сихотэ-Алинского гидрогеологического массива [2]. В районе месторождения широко распространены два водоносных подразделения: водоносный горизонт аллювиальных отложений четвертичного возраста (аQ) и водоносная зона вулканогенно-осадочных образований самаркинской

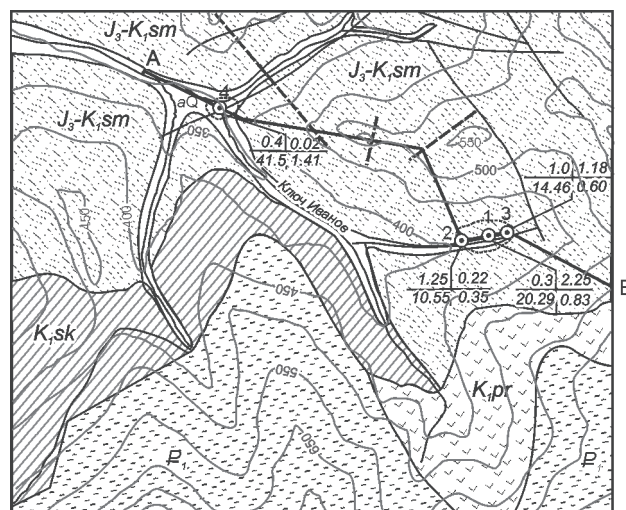


Рис. 2. Геолого-гидрогеологическая карта и схематический геолого-гидрогеологический разрез Фадеевского месторождения углекислых минеральных вод.

1 – водоносный горизонт четвертичных аллювиальных отложений; 2 – слабопроницаемые и водоупорные четвертичные полигенетические отложения; 3 – водоносный горизонт вулканогенных образований нижнего палеогена; 4 – водоносный горизонт вулканогенных образований приморской серии нижнего мела; 5 – водоносный горизонт терригенных образований соколовской свиты нижнего мела; 6 – водоносный горизонт вулканогенно-осадочных образований самаркинской свиты верхней юры-нижнего мела; 7 – граница водоносных горизонтов и зон; 8 – граница распространения углекислых минеральных вод; 9 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – зоны дробления, сопровождающие разломы; 11 – гидрогеологические скв., цифры у знака: сверху номер, слева: в числителе – дебит, л/с, в знаменателе – понижение, м; справа: в числителе – содержание CO₂, г/л; в знаменателе – минерализация, г/л; 12 – гидрогеологические скв. на разрезе, цифры у знака: сверху – номер, внизу – глубина скв., м; 13 – зеркало подземных вод; 14 – линия разреза.

свиты позднеюрско-раннемелового возраста (J_3 - K_1sm) (рис. 2).

Водоносный горизонт аллювиальных отложенных четвертичного возраста (aQ) (мощностью до 3.5 м) повсеместно распространен в долине руч. Ключ Иванов, протягивается сравнительно узкой полосой вдоль его русла и залегает первым от поверхности. Глубина залегания уровня изменяется по площади распространения горизонта от 0 (заболоченные участки) до 1.5–2.0 м. Водовмещающие породы представлены песками, гравийниками и валунами. Горизонт содержит в основном пресные воды невысокой минерализации и принимает ограниченное участие в формировании углекислых минеральных вод.

В пределах водоносной зоны вулканогенно-осадочных образований самаркинской свиты выделяют воды зоны экзогенной и эндогенной трещиноватости. Воды зоны экзогенной трещиноватости нерасчлененных вулканогенно-осадочных образований самаркинской свиты (J_3 - K_1sm) распространены повсеместно. Водовмещающие породы представлены трещиноватыми кремнистыми породами, песчаниками, алевролитами, риолитами. Интенсивная зона трещиноватости развита до глубины 30 м. Водоносная зона залегает первой от поверхности на склонах долины и водораздельных пространствах и второй – под водоносными аллювиальными отложениями ручья.

Ниже 30 м подземные воды в образованиях самаркинской свиты связаны с зонами эндогенной трещиноватости. Воды пресные с минерализацией 0.2–0.5 г/л, по составу углекислые, железистые, кремнистые. Минеральные воды были вскрыты скважинами в зонах разрывной тектоники на глубинах 30–100 м в зонах активного водообмена на локальных участках, куда по каналам поступает газ (рис. 2). Излив минеральных вод на поверхность обусловлен повышенным напором сопутствующего газа и проявлен в верховьях руч. Ключ Иванов. Дебит естественного родника минеральных вод в ненарушенных условиях составляет 0.15 л/с.

Биолокационными исследованиями были выделены две площадки развития минеральных вод, не имеющие гидравлической связи. Первая площадка размером (с учетом купола растекания) 240 м × 100 м находится в районе источника Иванов, а вторая площадка размером 100 м × 70 м расположена вниз по долине ручья. Исследования были заверены бурением: на первой площадке пробурено 3 поисковые скважины (1-3), а на второй одна (4).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При исследовании химического состава вод месторождения были использованы как собственные данные, так и литературные. При отборе проб воды нестабильные параметры (pH, Eh, температура, окисляемость) измерялись на месте отбора, там же проводился сокращенный полевой анализ, включающий определения NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , CO_2 , NH_4^+ . Пробы для анализа на катионы фильтровались через целлюлозный фильтр (0.45 μ m) и подкислялись азотной кислотой до pH 2. Пробы для анализа на анионы после фильтрации без подкисления отбирались в полиэтиленовые бутылки. Пробы для анализа на стабильные изотопы ($\delta^{18}O$, δ^2H) отбирались в стеклянную посуду.

Пробы спонтанно выделяющегося газа отбирались в стеклянные пробирки, либо стеклянные контейнеры методом замещения. Состав газа определялся методом газовой хроматографии, а изотопный состав углекислого газа ($\delta^{13}C$) – на масс-спектрометре в МГУ, г. Москва.

Детально были изучены водовмещающие породы, полученные при бурении скважин. Наиболее полно изучен керн скв. 2 на глубинах: 15, 22, 30, 45, 50 и 60 м. Из скв. 1 и 4 было изучено по два образца керна: с глубины 8 и 40 м и 35 и 45 м, соответственно. Из скв. 3 был изучен керн с глубины 10 м. В процессе исследования были выполнены: классический химический, спектральный, рентгенофазовый и электронный микронзондовый химический анализы (Jeol, JXA-8100). Основные катионы и микроэлементы также проанализированы с использованием плазменно-оптической эмиссионной спектрометрии (ICP-AES, Plasmaquant-110). Для определения минерального состава и структуры пород применялась световая микроскопия (Amplival).

Моделирование реакции взаимодействия водопорода, а также расчет индексов насыщения минералов в водах был произведен с использованием программ комплекса Aquachem 5.1 [9].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Результаты исследования водовмещающих пород месторождения Фадеевское показали, что породы представлены четырьмя типами: гранит-порфиры; песчаники и алевролиты; кремни и кварц; гидротермально измененные риолиты. В верхних частях разреза широко распространены глины. Большая часть разреза водовмещающих пород месторождения (до глубины 70 м) представлена гранит-порфирами.

Порфировая структура пород обусловлена наличием вкрапленников преимущественно высокотемпературного кварца и таблицами полевого шпата размером от 0.5 до 5 мм. Количество вкрапленников в различных образцах остается практически постоянным. Кварц во вкрапленниках представлен преимущественно идиоморфными зернами, иногда корродированными основной массой и имеющими реакционные кварц-щелочнополевошпатовые каймы (рис. 3). Анализ химического состава вкрапленников полевого шпата показывает, что он представлен чистым ортоклазом, иногда с небольшой примесью натрия (до 0.5 вес.% Na_2O). В зернах ортоклаза довольно часто наблюдаются выщелоченные участки с частично замещенными глинистыми минералами исходным минералом (табл. 1), реже – зоны с полностью трансформированным первичным минералом. Детальные исследования участков показали, что новообразованный минерал является каолинитом (Al_2O_3 до 36 вес.%, SiO_2 до 45 вес.%). Основная масса гранитпорфиров сложена мелкозернистыми выделениями кварца и калиевого полевого шпата (ортоклаза) с размерами 0.01–0.1 мм (рис. 3 Б). Микрозондовый анализ основной массы позволил установить, что калиевый полевой шпат представлен практически чистым ортоклазом с небольшой примесью железа (до 0.2 вес.% FeO) и магнезия (до 0.75 вес.% MgO) (табл. 1). Темноцветные минералы в породе составляют не более 5% и практически повсеместно полностью замещены глинистыми минералами: каолинитом (рис. 3Б, В) и смектитом (табл. 1). Акцессорные минералы в породе представлены единичными изоморфными короткопризматическими кристаллами циркона, кубиками пирита, призмами и иголками апатита и рутила (рис. 3А). Достаточно часто в породах отмечается наличие отдельных агрегатов монацита, содержащих в своем составе значительные количества редкоземельных элементов.

Ниже по разрезу на глубине 70 м водовмещающие породы представлены гидротермально-измененными риолитами с массивной текстурой и порфировой структурой. Проведенные исследования показывают, что первичные минералы в породе практически не сохранились во вкрапленниках, а также в основной массе. Вкрапленники плагиоклаза размером от 0.1 до 5 мм были замещены агрегатами гидрослюда, а темноцветных минералов – хлоритом и сидеритом. Были обнаружены только остатки частично деанортитизированного плагиоклаза и кварца. Акцессорные минералы представлены призмами апатита.

Кварцевые жилы, кремни, песчаники и алевролиты распространены в разрезе неравномерно и в не-

значительных количествах. Кремни сложены крупнокристаллическим кварцем с круглыми теневыми образованиями диаметром до 0.2 мм, бывшими скелетами радиолярий. Породы пересечены прожилками кварца мощностью от долей мм до 1–2 мм.

Песчаники представлены мелкозернистыми (0.1–0.2 мм) кварц-полевошпатовыми разновидностями, с поровым цементом. Цемент и частично полевые шпаты замещены кварцем, хлоритом с примесью гидрослюда. Субпараллельные прожилки мощностью 0.01–0.1 мм представлены кварцем, ортоклазом, хлоритом и мусковитом. В песчаниках встречаются глинистые брекчии. Они состоят из зерен обломочного кварца (0.1–0.2 мм), заключенных в основной массе из гидрослюда (серицита), глинистых минералов (монтмориллонита) с примесью лимонита.

Химический анализ изученных водовмещающих пород (табл. 2) показывает, что содержание SiO_2 в них варьирует от 52.32 мас.% (на глубине 70 м) до 59.95 (на глубине 15 м). Породы содержат значительное количество железа. Кварцевые порфиры содержат от 1 до 4 мас.%, а песчаники до 6 мас.% железа, в пересчете на оксиды. Стоит отметить, что в гидротермально измененных отложениях окисное железо (Fe_2O_3) резко преобладает над закисным (FeO), и его концентрация достигает 6.82 мас.% (образец с глубины 10 м) (рис. 4). В то же время, в невыветрелых породах содержание FeO резко превалирует над содержанием Fe_2O_3 , иногда более чем в 5 раз. Резкое превалирование закисной формы железа над окисной в сильно выветрелых водовмещающих породах вызвано, главным образом, наличием в них лимонита, гетита и других минералов трехвалентного железа.

Изученные водовмещающие породы месторождения относятся к группе щелочных. Значение показателя $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ колеблется в диапазоне от 0.19 до 6.98 мас.%. При этом калий в породе резко превалирует над натрием, что подтверждается минеральным составом пород. В породах отсутствуют минералы, в которых натрий являлся бы основным компонентом. Натрий был обнаружен только в качестве примеси в решетке ортоклаза, причем содержание Na_2O в минерале не превышает 2 мас.%.

Характерной особенностью химического состава изученных пород является практически полное отсутствие кальция, максимальное содержание которого составляет всего 1.27 мас.%. При петрографическом и минералогическом изучении пород в их составе не были выявлены кальцийсодержащие минералы.

Геохимические особенности водовмещающих пород месторождения определяются в первую оче-

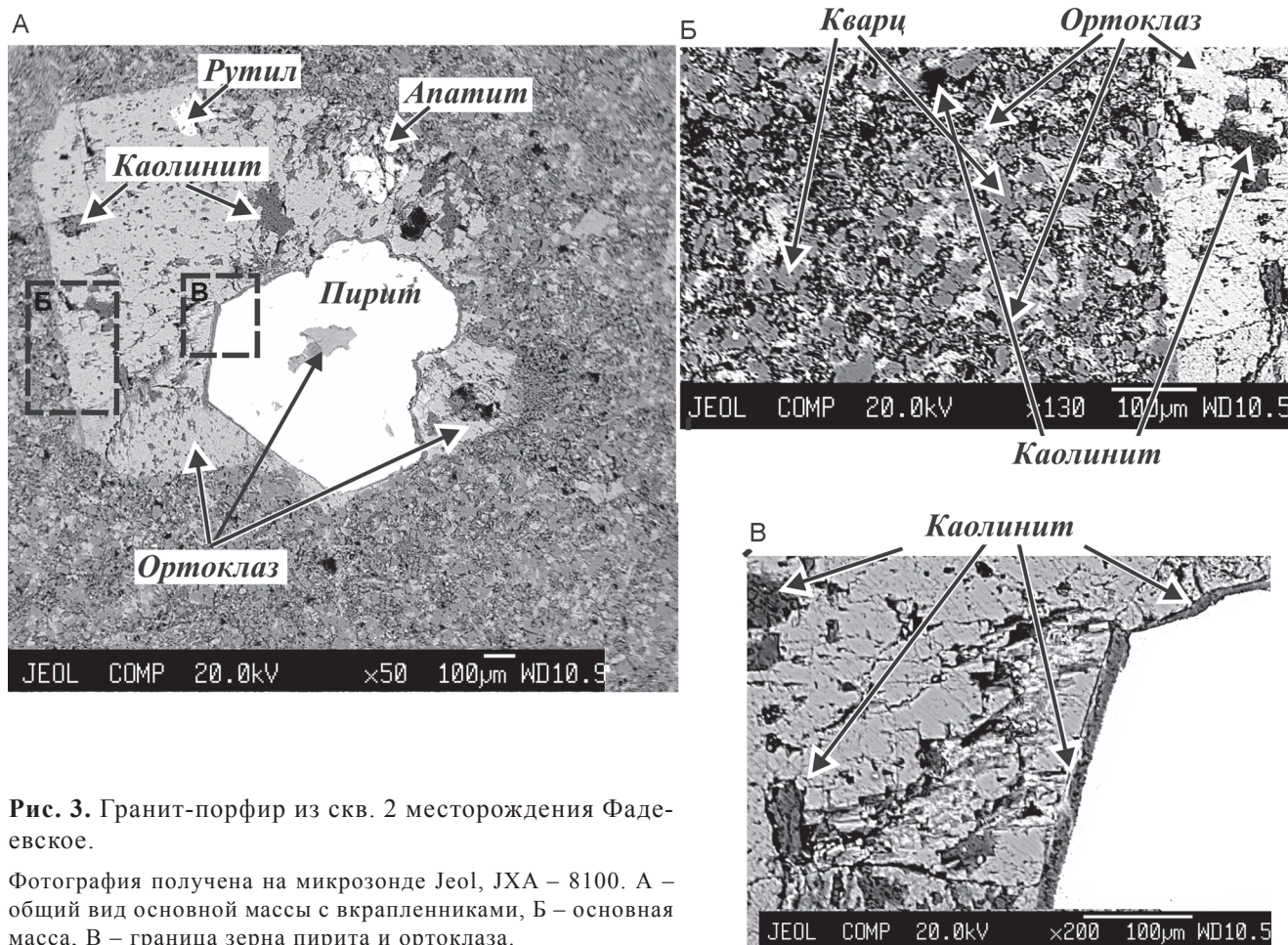


Рис. 3. Гранит-порфир из скв. 2 месторождения Фадеевское.

Фотография получена на микросонде Jeol, JXA – 8100. А – общий вид основной массы с вкрапленниками, Б – основная масса, В – граница зерна пирита и ортоклаза.

редь обогащением их барием (табл. 2). Максимальные концентрации бария обнаружены в образцах, содержащих значительное количество глинистых минералов (глуб. 10 м), а содержание элемента в остальных пробах в общем сопоставимо с содержанием бария в низкокальциевых гранитах [10]. Содержание никеля в неизмененных водовмещающих породах месторождения достигает 30 мг/кг, что выше, чем в низкокальциевых гранитах. В сильно выветрелых породах концентрации никеля почти в 4 раза выше, чем в свежих, и такая высокая концентрация элемента характерна для глинистых минералов [10]. Содержание лития для невыветрелых пород месторождения сопоставимо с концентрациями этого элемента в гранитах, а в измененных породах содержание этого элемента увеличивается почти в 2 раза, что, видимо, вызвано присутствием большого количества глин в породе, которые, как известно, обладают способностью концентрировать литий.

Содержание циркония в породах варьирует от 43 до 150 мг/кг, что в общем характерно для грани-

тов. Концентрация стронция в среднем составляет 200 мг/кг и характерна для пород, обогащенных глинистыми минералами.

ГЕОХИМИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Поверхностные воды. Основным поверхностным водотоком территории является ручей Ключ Иванов. Площадь его водосбора составляет всего 20 км². Руч. Ключ Иванов имеет непостоянный сток и является временным водотоком: летом – пересыхает, зимой – перемерзает. Расход ручья в обычный период небольшой, всего 10–15 л/с, однако в паводки он многократно увеличивается. Модуль поверхностного стока составляет 2–3 л/с с квадратного километра. По составу воды ручья являются гидрокарбонатными со смешанным катионным составом (табл. 3, рис. 5).

Из катионов преобладают кальций, натрий и магний. Химический состав воды ручья в определенной мере наследует черты атмосферных осадков.

Таблица 1. Химический состав минералов (оксиды, вес.%).

Минералы	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	V	Fe	Nb	La	Ce	Сумма
			37.41	47.54											84.95
Каолинит		0.65	33.51	48.99			6.5				1.57				91.21
		0.37	35.06	45.86			0.86				0.87				83.02
		0.38	34.63	45.77			3.13		0.38		0.93				85.23
Смектит		4.26	20.35	54.9		4.83		4.36			2.17				90.87
Глинистые минералы		0.81	29.77	47.58			10.54				3.66				92.35
		3.66	24.62	62.87				1.6			1.45				94.19
Ортоклаз			17.74	63.11				16.57							97.42
	0.38		17.92	64.97				16.89							100.15
			17.74	63.44				16.8							97.98
Апатит					42.73			53.87				0.77	1.08		98.45
Рутил				0.65			0.2		87.14	0.82	1.55	5.28			95.64
Кварц				101.1											101.1

Примечание. Анализы выполнены на микронзонде Jeol. JXA-8100, оборудованном аналитической приставкой – энерго-дисперсионным спектрометром INCA x-sight Oxford Instruments в ДВГИ ДВО РАН.

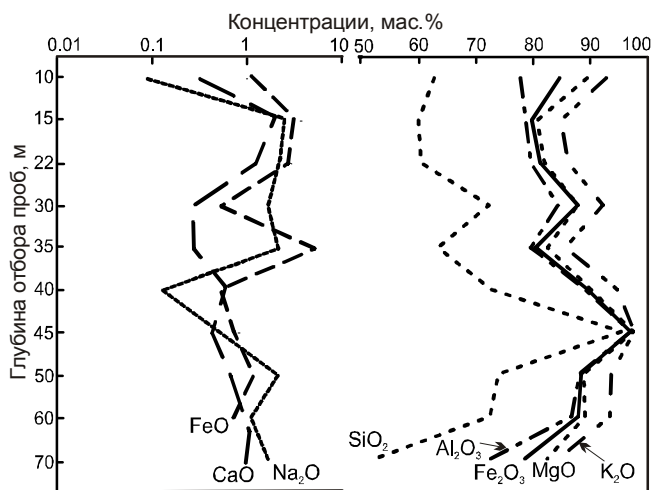


Рис. 4. Вариации химического состава водовмещающих пород Фадеевского месторождения на различных глубинах.

Воды имеют низкую минерализацию (до 240 мг/л) и pH 5.5–6.8. Анализ сезонных вариаций в составе поверхностных вод показывает, что максимальная минерализация воды, а также концентрации гидрокарбонат-иона, кальция и натрия наблюдаются весной, в марте, в период начала таяния снежного покрова. В это же время снижаются pH воды с 6.8 до 5.5 и содержания магния, сульфат-иона и хлор-иона.

Пресные подземные воды. Пресные подземные воды приурочены к зонам выветривания, дробления и трещиноватости вулканогенно-осадочных пород верхней толщи самаркинской свиты и распространены повсеместно. Воды напорные. По химическому составу данные воды являются гидрокарбонатными натриевыми, кальциевыми, с повышенным содержанием кремния (рис. 5). Воды имеют низкую концент-



Рис. 5. Соотношение основных ионов в подземных и поверхностных водах месторождения Фадеевское.

рацию солей (не более 0.1–0.2 г/л), что вызвано активным водообменном.

Минеральные воды. Для изучения гидрохимического разреза, выяснения особенностей распределения минеральных вод был произведен поинтервальный отбор проб. Шаг интервала опробования составлял 25–40 м и контролировался размерами трещиноватости водовмещающих пород, мощностью зоны кольматации верхнего интервала. Анализ химического состава вод показывает, что вскрытые скважинами минеральные воды имеют довольно низкую для углекислых минеральных вод Приморской области концентрацию солей 0.2–0.5 г/л, однако они содержат достаточно много свободной углекислоты. Концентрация свободного углекислого газа в водах отличается не только на различной глубине, но и по

Таблица 2. Химический состав (в мас.%) водовмещающих пород Фадеевского месторождения.

Компоненты	Глубина отбора проб, м									
	10	15	22	30	35	40	45	50	60	70
SiO ₂	62.7	59.95	60.40	72.25	63.39	72.58	95.35	73.90	72.45	52.32
TiO ₂	1.63	0.36	0.86	0.12	1.39	0.27	0.25	0.18	0.17	3.14
Al ₂ O ₃	15.06	18.74	19.19	12.10	16.16	16.44	1.60	14.17	14.23	20.24
Fe ₂ O ₃	6.82	1.05	1.66	3.42	0.87	0.44	0.00	0.32	1.19	5.99
FeO	1.02	3.79	3.07	0.68	5.15	0.66	0.84	1.17	0.72	-
MnO	0.09	0.23	0.33	0.16	0.31	0.02	0.02	0.05	0.06	0.09
MgO	4.82	0.94	0.71	0.00	2.08	0.55	0.53	0.43	1.19	3.9
CaO	0.32	1.27	1.10	0.28	0.30	0.74	0.48	0.90	1.06	0.97
Na ₂ O	0.09	2.83	2.72	2.12	2.13	0.13	0.00	2.12	1.10	1.68
K ₂ O	3.33	4.15	4.18	4.40	3.11	4.66	0.19	4.77	4.33	1.98
P ₂ O ₅	0.17	0.38	0.37	0.00	0.15	0.11	0.06	0.19	0.10	0.4
H ₂ O ⁻	-	0.00	0.34	0.20	0.30	0.00	0.00	0.00	0.20	-
H ₂ O ⁺	-	4.95	4.80	3.79	4.20	3.49	0.84	2.05	2.82	-
S	0.23	-	0.32	-	-	0.33	-	-	-	0.034
Cl	0.006	-	0.006	-	-	0.002	-	-	-	0.007
Ni	170	-	30	-	-	12	30.3	-	-	89
Pb	2.4	-	26	-	-	20	21.3	-	-	2.7
Zn	120	-	160	-	-	36	91.9	-	-	150
Cu	66	-	16	-	-	5.2	56.1	-	-	150
As	130	-	14	-	-	6.2	17.42	-	-	16
Cr	390	-	40	-	-	3.5	76.2	-	-	250
Li	93	-	46	-	-	18	15.7	-	-	77
Ba	1900	-	720	-	-	230	402	-	-	690
Sr	200	-	290	-	-	52	107	-	-	230
V	260	-	100	-	-	<2	-	-	-	440
Co	48	-	24	-	-	2.5	-	-	-	34
Zr	89	-	140	-	-	43	-	-	-	150

Примечание. “-” – элемент не определялся. Концентрации микроэлементов приведены в мг/кг.

Таблица 3. Репрезентативные химические анализы поверхностных и подземных вод Фадеевского месторождения минеральных вод.

	Точка отбора пробы	Интервал отбора проб, м	Тип воды	Дебит, л/с	Коэффициент водо-проводимости, м ² /сут	pH	мг/л					
							Сумма минеральных веществ	Сухой остаток	Na	K	Ca	
1	Скв.1	5–30	Мин.	Ca-Mg- HCO ₃	0.42	2.3	6.60	347.8	269	3.00	-	47.10
2	Скв.1	30–60	Мин.	Ca-Mg- HCO ₃	0.30	3.2	6.10	2468	1736	30.60	0.60	16.00
3	Скв.1.	30–60	Мин.	Ca-Mg-HCO ₃	0.30	3.2	6.06	831.98	456	16.84	1.79	60.12
4	Скв.2	7–30	Мин.	Mg-Ca-HCO ₃	0.50	4.9	6.20	391.60	302	23.70	0.60	31.68
5	Скв.2	30–70	Мин.	Mg-Ca-HCO ₃	1.25	18	5.90	346.10	267	14	1.12	24.00
6	Скв.2	30–70	Мин.	Mg-Ca-HCO ₃	1.25	18	6.11	559.89	431	13.07	0.97	24.05
7	Скв.2	30–70	Мин.	Ca-Mg-HCO ₃	1.25	18	5.70	512.3	365	4.40	0.6	24.00
8	Скв.3	7–30	Мин.	Na-Ca- HCO ₃	0.50	3.0	5.85	543.20	375	47.60	-	32.10
9	Скв.3	30–50	Мин.	Mg-Ca-HCO ₃	1.00	5.7	5.76	491.99	383	18.1	1.25	30.1
10	Скв.4	11–50	Мин.	Ca-Na-HCO ₃	1.00	4.5	7.2	1028.7	781	58.6	0.6	146
11	Скв.4	50–90	Мин.	Ca-Na-HCO ₃	0.40	1.8	7.4	1409.3	1065	123.5	2.11	168.3
12	Скв.4	50–90	Мин.	Ca-Na-HCO ₃	0.40	1.8	6.45	1658.0	1229	220	0.6	152.3
13	Источник	излив	Мин.	Ca-Mg- HCO ₃			5.35	388.1	291.46	14.2	1.03	45.1
14	Источник	излив	Мин.	Ca-Mg- HCO ₃			5.1	280.6	213.58	13.3	0.6	30.1
15	Ручей Иванов Ключ		Пресная	Ca-Na-Mg- HCO ₃			5.5	68.6	50.22	14.3	0.6	19.3
16	Ручей Иванов Ключ		Пресная	Ca-Na-Mg- HCO ₃			5.75	81.7	59.26	13.1	0.6	5

Таблица 3. (Продолжение).

	мг/л										мкг/л			
	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	CO ₂ св	SiO ₂	F	Sr	Mn	Fe ²⁺	Li	Al	Cu	Zn
1	16.40	5.3	6.00	225.80	16.70	32.31	-	0.5	-	25.1	8	-	-	-
2	38.90	45.4	12	1661.7	1177.00	17.69	0.12	-	-	61.38	-	50-	-	-
3	66.88	0.70	30.00	561.20	2253.10	61.54	0.11	0.5	1.40	7.35	-	100	-	10
4	12.00	6.40	32.50	207.5	55.40	50.0	-	-	-	30.0	-	78	35	12
5	18.80	2.8	12.00	221.3	216.00	44.62	0.15	0.16	1.2	14.5	-	74	30	60
6	21.89	1.40	30.00	195.20	658.80	53.85	0.12	0.5	0.80	0.87	-	71	2	20
7	10.90	4.30	6.00	189.20	189.20	30.77	0.15	-	-	22.80	-	72	5	20
8	13.40	8.50	6.00	323.40	440.00	69.23	0.64	0.16	1.26	16	-	82	3	-
9	23.15	9.90	4.00	280	2775	76.92	0.48	1.0	1.21	33.4	30	98	16	10
10	27	8.5	6	732	29.00	34.62	0.53	-	-	4.5	-	50	150	-
11	36.48	2.8	4	1012	16.93	46.15	0.53	2.1	0.35	0.46	-	-	-	100
12	14.6	4.3	2	1189	79.2	33.08	-	1.33	0.7	24	-	120	4	4
13	9.2	9.9	8	219.7	774.4	53.85	-	-	-	15	-	42	-	-
14	7.3	4.3	6	164.8	1293.6	38.46	0.5	-	-	5	-	-	-	-
15	7.3	5.7	4	42.7	61.6	21.54	-	-	-	0.2	-	-	-	-
16	0.61	7.1	4	36.6	6.2	11.54	-	-	-	0.1	-	-	-	-

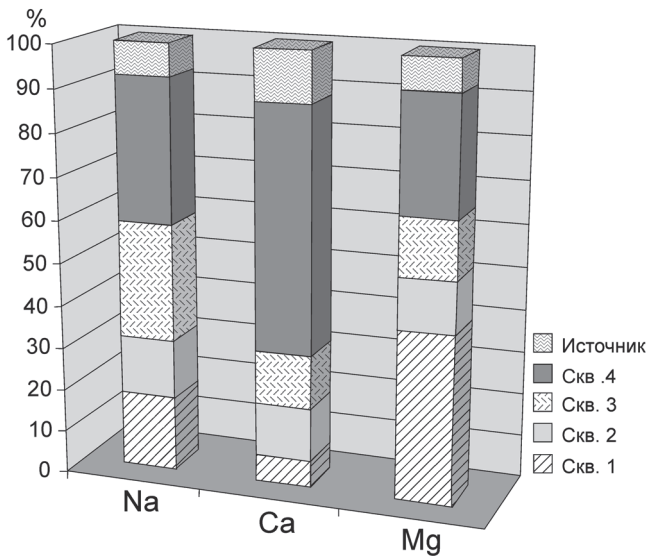


Рис. 6. Соотношение основных катионов в минеральных водах месторождения Фадеевское.

площади (табл. 3). Из четырех скважин, вскрывающих минеральные воды на месторождении, самое низкое содержание углекислого газа отмечено в скв. 4, его значение не превышает 80 мг/л, а максимальное значение свободной углекислоты (до 2253 мг/л) было установлено в скв. 1 в интервале глубин 30–60 метров.

По анионному составу воды всех четырех скважин являются гидрокарбонатными, однако содержание HCO_3^- в скважинах различно. Самая высокая концентрация гидрокарбонат-иона (1162 мг/л) была определена в пробе, отобранной в феврале 2000 г. из скв. 1, а самая низкая (189 мг/л) – в пробе, отобранной в марте 2001 г. из скв. 2. По концентрациям основных катионов минеральные воды скважин также сильно отличаются. Наибольшая концентрация Na^+ наблюдается в водах скв. 4, в то время как в источнике содержания этого элемента почти в три раза ниже. Самое высокое содержание кальция (до 168 мг/л) отмечено в водах скв. 4, а самое низкое – в водах скв. 1 (до 16 мг/л). Концентрации магния так же сильно варьируют от скважины к скважине, и наибольшие значения (до 66.8 мг/л) обнаружены в водах скв. 1, а наименьшие (7.3 мг/л) – в источнике. На рис. 6 приведена гистограмма, иллюстрирующая характер соотношения главных катионов в составе подземных вод.

Геохимический тип углекислых минеральных вод месторождения Фадеевское в изученных скважинах также достаточно сильно различается между собой (табл.3). Магниево-кальциевый гидрокарбонатный тип минеральных вод характерен для скважин 1, 2 и 3, а гидрокарбонатный кальциево-натриевый тип – для скв. 4. Минеральная вода из источ-

ника месторождения относится к кальциево-магниевому гидрокарбонатному типу.

Сопоставление концентраций гидрокарбоната и ионов натрия (рис. 7А) и кальция (рис. 7Б) показывает, что обогащение минеральных вод этими компонентами практически напрямую зависит от содержания в воде HCO_3^- , которое, в свою очередь, пропорционально парциальному давлению CO_2 в системе. Именно поступление в подземные воды CO_2 определяет существование реакции $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$.

Минеральные воды рассматриваемого месторождения в целом являются железистыми. Однако, как и для других компонентов, концентрация ионов железа в составе вод сильно меняется по площади. Наибольшие концентрации двухвалентного железа, до 45.56 мг/л, были отмечены в воде из скв. 3, наименьшие – в воде из скв. 4. Выявлено, что в воде скважин 1 и 2 устанавливается прямая зависимость между содержаниями в воде двухвалентного железа и хлор-иона. Для остальных двух скважин такой закономерности не обнаружено.

Характерной особенностью химического состава минеральных вод месторождения Фадеевское является наличие высоких концентраций SiO_2 (17–69 мг/л), что нетипично в целом для минеральных вод других проявлений Приморской провинции. Повышенное содержание кремния в воде, видимо, вызвано достаточно быстрым его выщелачиванием из цемента пород.

В составе минеральных вод месторождения отмечаются крайне низкие содержания микрокомпонентов (Cu, Zn, Mn, Al и др.) (табл. 3) по сравнению с водовмещающими породами. Данный факт вызван,

скорее всего, высокой скоростью водообмена вод месторождения, т.е. малым временем взаимодействия в системе вода-порода.

Для установления зависимости между содержаниями макрокомпонентов, а также pH и минерализации была проведена статистическая обработка результатов химических анализов минеральных вод. Для каждой скважины была составлена и обработана отдельная выборка по составу вод, поскольку минеральные воды рассматриваемого месторождения в скважинах сильно отличаются друг от друга по своему геохимическому типу.

Анализ результатов показывает, что для скв. 1 положительные корреляционные связи наблюдаются между содержаниями Fe^{2+} и Cl^- , HCO_3^- и Cl^- , Na^+ и HCO_3^- , Fe^{2+} и HCO_3^- , а также между минерализацией воды и концентрациями Cl^- , Fe^{2+} и HCO_3^- .

Для минеральных вод скв. 2 положительная корреляция с высоким корреляционным коэффициентом (выше 0.87) отмечается между содержаниями в водах ионов магния и натрия, сульфат-иона и натрия, сульфат-иона и магния, двухвалентного железа и хлора, кремния и гидрокарбонат-иона, минерализацией и количеством гидрокарбонат-иона, минерализацией и содержанием кремния. Отрицательная корреляция с высоким корреляционным коэффициентом наблюдается для ионов натрия и хлора, магния и хлора, железа и магния, сульфата и хлора, сульфата и двухвалентного железа, углекислого газа и pH.

Для минеральных вод скв. 3 характерна другая картина корреляционных связей между компонентами в составе минеральных вод. Выявлена только одна положительная корреляционная зависимость (с достаточно умеренным коэффициентом корреляции

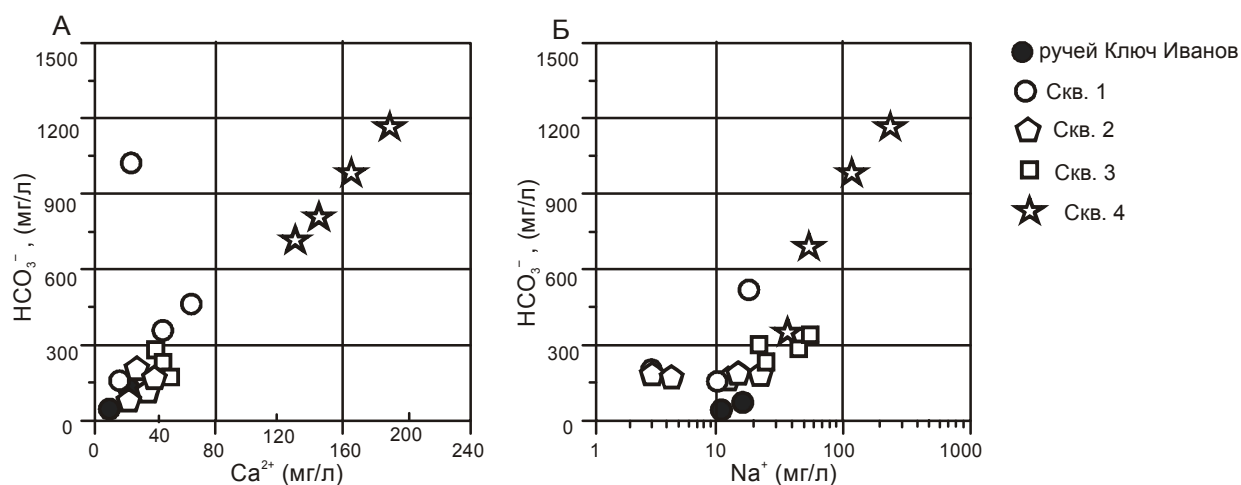


Рис. 7. Зависимость концентрации в минеральных водах иона кальция (А) и иона натрия (Б) от концентрации гидрокарбонат-иона.

0.7) между концентрациями в воде гидрокарбонат-иона и иона натрия. Следует также обратить внимание на наличие отрицательной связи между концентрациями в составе вод ионов хлора и углекислоты. Между остальными компонентами минеральных подземных вод особо значимых зависимостей в характере изменения концентраций не отмечается.

Характер взаимосвязей компонентов в минеральных водах скв. 4 в целом похожи на взаимоотношения компонентов в воде скв. 1. Здесь также отчетливо устанавливается положительная корреляция, с достаточно высоким коэффициентом корреляции (выше 0.83), между такими компонентами, как HCO_3^- и минерализация; HCO_3^- - Na^+ ; Na^+ - CO_2 ; Fe^{2+} - Cl^- и отрицательная корреляция pH - CO_2 . Некоторые особенности минеральных вод скв. 4 обусловлены наличием устойчивых корреляционных связей между концентрациями в воде ионов магния и минерализацией вод ($r = 0.97$), содержаниями Fe^{2+} и Cl^- ($r = 0.96$); Fe^{2+} и CO_2 ($r = 0.99$).

Наличие таких тесных положительных корреляций для ряда компонентов в минеральных водах скважин позволяет сделать вывод о том, что минерализация вод, как минимум, в трех скважинах из четырех (1, 2 и 4) напрямую зависит от содержания в воде гидрокарбонат-иона и на ее значения практически не влияют концентрации в воде катионов. Данный факт подтверждает высказанное выше предположение, что минеральные воды месторождения Фадеевское являются водами очень быстрой циркуляции и, соответственно, почти не успевают насыщаться солевыми компонентами при взаимодействии вода–порода–газ.

Геологическое и гидрогеологическое строение месторождения также подтверждает это предположение. Область распространения минеральных вод естественным образом вписывается в общую картину формирования подземных пресных вод участка. Минеральные углекислые воды как бы замещают часть подземных вод, образуют с ними единый поток, имеют такое же направление, расход и основные источники формирования ресурсов, за исключением химического и газового состава.

Нами впервые проведены изотопные исследования водной фазы месторождения минеральных вод

Фадеевское. Изотопные данные $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ минеральных вод очень хорошо согласуются с данными по другим месторождениям Приморья и показывают, что исследованные воды – инфильтрационные, атмосферные (рис. 8).

Газовая фаза. Состав свободно выделяющегося газа и данные по его изотопному составу представлены в табл. 4. Минеральные воды содержат от 0.5 до 1.6 г/л углекислоты. В центральной части области за счет выделения спонтанного газа наблюдается повышенный напор. Рассчитанное парциальное давление углекислого газа для минеральных вод составляет 0.7 бар, а для пресных подземных – 0.1 бар.

Свободный газ представлен углекислым газом и азотом, с незначительными примесями метана и кислорода. Азот имеет атмосферное происхождение, а небольшие концентрации углеводородов могут быть вызваны процессами преобразования органического вещества в толще пород.

Изотопия углерода ($\delta^{13}\text{C}$, ‰) показывает, что углекислый газ имеет глубинное мантийное происхождение. Изучение генезиса углекислого газа минеральных вод Приморья [3–5] подтверждают данный вывод. Значение изотопа $\delta^{18}\text{O}$ из углекислого газа также легче изотопа $\delta^{18}\text{O}$ воды, что указывает на их

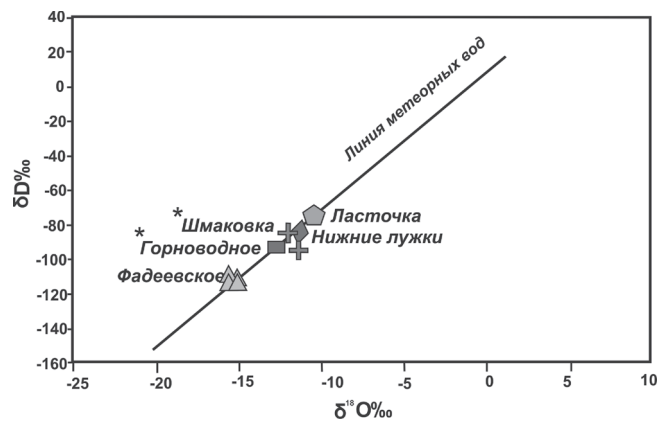


Рис. 8. Соотношение изотопов кислорода и водорода на месторождениях углекислых минеральных вод Приморского края.

* – данные взяты из работы Чудаевой В.А. с соавторами [5].

Таблица 4. Состав попутного газа Фадеевского месторождения минеральных вод.

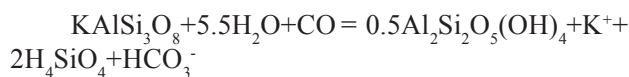
Месторождение	Дата отбора	CO_2 , %	O_2 -Ar, %	N_2 , %	CH_4 , %	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}(\text{CO}_2)$, ‰
Фадеевское*	03.08.2001 г.	98.84	0.17	0.99	0.0001	-	-
Фадеевское	26.02.2008 г.	97.10	0.28	2.59	0.0027	-9,9	-23

* – данные Челнокова А.Н.

различный генезис, а также малое время взаимодействия порода–газ.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основными породообразующими минералами Фадеевского месторождения являются алюмосиликаты, которые в процессе выветривания могут поставлять в подземные воды практически все макро- и микрокомпоненты. Проведенные расчеты индексов насыщения основных породообразующих минералов показывают (табл. 5), что все исследованные воды, за исключением минеральных вод из скв. 4, недосыщены по отношению к основным породообразующим минералам и пересыщены по отношению к вторичным минералам, которые образуются в результате взаимодействия вода–порода (каолинит, монтмориллонит и т.д.). Наибольшая степень неравновесности наблюдается в системе вода–анортит, меньшая – в системе вода–альбит, самая низкая отмечается в системе вода–калиевый полевой шпат. Однако, поскольку в породах основным породообразующим минералом является калиевый полевой шпат, то именно растворение этого минерала приводит к обогащению подземных вод основными катионами, причем присутствие углекислого газа при реакции играет решающую роль в скорости его растворения [9]. Подземные воды растворяют первичные алюмосиликаты с образованием глинистых продуктов соответственно реакции:



Стоит отметить, что процесс растворения калиевого полевого шпата протекает непрерывно и, видимо, достаточно быстро, поскольку постоянное поступление CO₂ в воду обеспечивает неравновесное состояние системы и способствует сохранению разности химических потенциалов.

Несмотря на то, что натрия в породах содержится в два раза больше, чем кальция, и оба эти элемента входят в структуру полевых шпатов, подземные воды являются преимущественно кальциевыми. Данный факт вызван, вероятно, тем обстоятельством, что воды месторождения имеют достаточно интенсивный водообмен, малое время взаимодействия с водо-вмещающими породами и находятся на начальном этапе насыщения карбонатными минералами. Согласно работам С.Л. Шварцева [6], формирование содовых вод происходит после насыщения вод карбонатами, когда накопление в воде кальция начинает замедляться и натрий будет аккумулироваться. Стоит, однако, отметить, что процесс накопления в водах месторождения кальция затруднен, поскольку водо-вмещающие породы бедны этим элементом (не более 1.2 мас. %). Вероятно, поступление кальция в воду происходит в результате растворения плагиоклаза, однако концентрации этого элемента там очень незначительны (табл. 1), собственных же минералов кальция, способных легко отдавать компонент в раствор, обнаружено не было.

Таблица 5. Рассчитанные индексы насыщения минералов в поверхностных и подземных водах Фадеевского месторождения углекислых минеральных вод.

Место отбора проб		ручей Иван ключ	скв.1	скв.2	источник	скв.1	скв.2	скв.3	скв.4
Тип воды		пресная			минеральная				
Ионная сила		0.002	0.006	0.006	0.004	0.019	0.005	0.007	0.016
индексы насыщения минералов	альбит	-3.24	-0.98	-0.89	-4.00	-1.54	-3.08	-3.30	1.03
	анортит	-7.84	-2.32	-2.58	-10.13	-4.95	-7.15	-10.20	-0.55
	калиевый полевой шпат	-2.05	-0.16	0.08	-2.78	-0.67	-1.24	-1.89	1.61
	арагонит	-3.37	-1.26	-1.86	-3.03	-1.49	-2.06	-2.20	0.25
	кальцит	-3.21	-1.11	-1.71	-2.87	-1.33	-1.90	-2.04	0.41
	доломит	-6.80	-2.71	-3.77	-6.30	-2.23	-4.23	-4.13	0.15
	сидерит	-2.99	0.78	0.42	-2.50	0.81	-0.18	-0.60	0.91
	гетит	7.89	8.76	8.18	7.69	9.49	7.85	9.24	9.15
	гематит	17.69	19.44	18.27	17.30	20.90	17.61	20.41	20.23
	пирит	-67.19	-82.02	-74.06	-59.58	-73.87	-70.42	-68.01	-92.82
	гипс	-3.62	-2.90	-2.33	-3.01	-3.25	-2.66	-2.50	-2.60
	галит	-8.71	-9.32	-8.34	-8.75	-7.43	-9.59	-9.12	-7.86
	халцедон	0.33	0.50	0.69	0.58	0.25	0.65	0.88	0.54
кварц	0.82	0.99	1.18	1.07	0.74	1.13	1.37	1.02	
каолинит	4.55	7.56	5.97	2.90	6.51	7.17	1.55	7.70	
тальк	-15.24	-7.38	-9.09	-16.69	-10.35	-11.01	-10.17	-2.91	

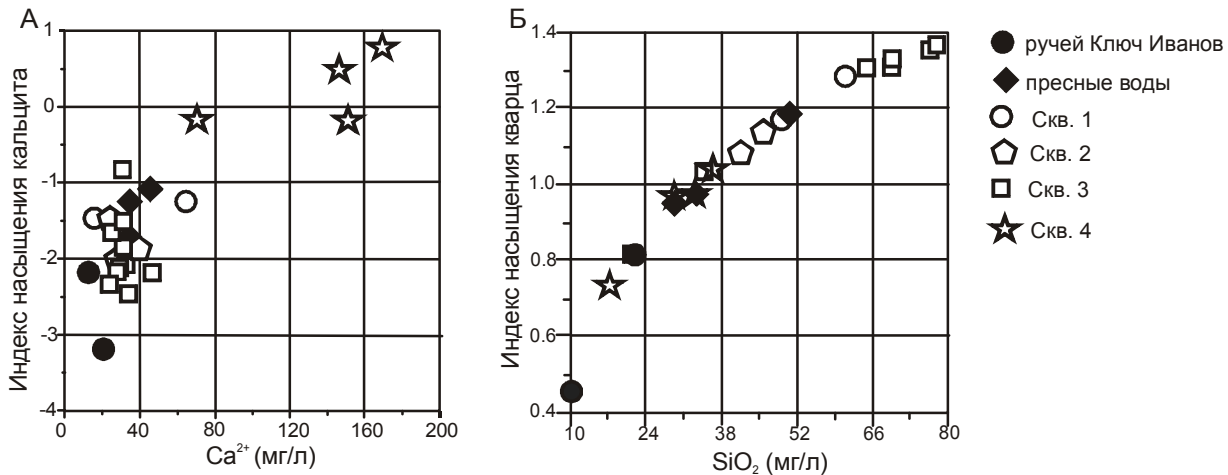


Рис. 9. Зависимость содержаний кальция (А) и кремнезема (Б) в минеральных углекислых водах Фадеевского месторождения от индексов насыщения кальцита и кварца.

Расчет равновесий подземных вод с карбонатными минералами показывает (рис. 9А), что все воды практически всех скважин, за исключением вод скв. 4, недосыщены по отношению к этим минералам и, следовательно, находятся на начальном этапе накопления кальция, что хорошо согласуется с выводами С.Л. Шварцева [6] о том, что насыщение вод карбонатами происходит на определенном этапе накопления в водах солей, обычно при их содержании 0.6–0.8 г/л. Подземные воды из скв. 4 находятся в равновесии с кальцитом, т.е. уже прошли этап накопления кальция. Вероятно, равновесие вод скв. 4 с карбонатами вызвано менее интенсивным водообменом по сравнению с водами остальных скважин и наличием в породах собственных минералов кальция, способных легко отдавать его в раствор.

Все воды месторождения пересыщены по отношению к минералам кремнезема (кварцу и халцедону). Сопоставление концентрации кремния в воде с индексами насыщения этих минералов (рис. 9Б) однозначно свидетельствует о прямой зависимости содержания кремния в водах от индексов насыщения оксидов кремнезема. Анализ данных показывает, что содержание кремния в подземных водах контролируется двумя противоположными процессами: растворением первичных алюмосиликатов и осаждением кремния в виде вторичных оксидов. Как было показано ранее, в составе водовмещающих пород наблюдается достаточно много новообразованного кварца.

Миграционная способность кремния в воде крайне мала (табл. 6), что выражается в неспособности кремния накапливаться в растворе в данной геохимической обстановке. Повышенное содержание Si в водах, видимо, вызвано высокой скоростью раство-

рения породообразующих минералов в процессе взаимодействия вода–порода–углекислый газ.

Термодинамические расчеты индексов насыщения основных железосодержащих минералов показывают, что все воды пересыщены в отношении оксидов и гидроксидов железа (табл. 5) и сильно недосыщены по отношению к пириту. Вода ручья Ключ Иванов недосыщена по отношению к карбонату железа, в то время как все подземные воды, за исключением воды из источника, находятся в равновесии с сидеритом или незначительно пересыщены им (индекс насыщения сидерита варьирует от -0.18 до 0.91). Таким образом, теоретически существует возможность осаждения карбоната железа в виде новообразованной фазы, однако петрографические исследования не выявили присутствия сидерита в породе. Сопоставление индекса насыщения гетита и содержания в воде двухвалентного железа свидетельствует об их обратной связи, т.е. чем выше индекс насыщения минерала, тем ниже концентрация элемента. Это свидетельствует о том, что гетит не оказывает влияния на содержания железа в водах. Высокий коэффициент водной миграции железа характерен для измененных водовмещающих пород и незначительно уступает магнию и натрию для неизмененных пород.

Расчет подвижности химических элементов для данных вод показывает (табл. 6), что натрий является самым подвижным элементом для этой геохимической обстановки, а калий имеет очень низкий коэффициент водной миграции и, соответственно, практически не наблюдается в растворенной форме, поскольку легко связывается и входит в состав минералов вторичных продуктов выветривания. Коэффициенты водной миграции химических элементов

Таблица 6. Коэффициенты миграции некоторых химических элементов в водах месторождения Фадеевское

Элемент	Коэффициент водной миграции, K_x	
	Гранит-порфир	Гранит-порфир выветрелый
Na	12.8	1.5
Mg	9.1	4.2
Fe	7.6	6.9
Ca	4.5	3.1
K	1.75	0.08
Si	0.2	0.2

(табл. 6), рассчитанных для выветрелых и неветрелых пород, показывают, что миграционная способность всех элементов уменьшается в процессе взаимодействия воды с породой.

Таким образом, на примере Фадеевского месторождения углекислых минеральных вод отчетливо выявляются закономерности между геохимическими типами вод, степенью измененности водовмещающих пород и временем взаимодействия газо-водяной смеси с породой. В результате этого натрия, являясь относительно менее подвижным элементом, чем кальций, поступая в систему в значительных объемах при разложении полевых шпатов (альбит и санидин) не может занять лидирующее положение в составе вод до тех пор, пока не наступит насыщения раствора кальцием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фадеевское месторождение минеральных углекислых вод по условиям формирования существенно отличается от известных в Приморской провинции месторождений углекислых вод. Проведенные исследования позволили установить следующие характерные особенности, присущие данному месторождению:

– формирование области минеральных вод приурочено к зоне разлома, который является подводным каналом для углекислого газа. Углекислый газ на ограниченном участке поступает в поток пресных подземных вод и формирует повышенный напор, который обуславливает естественный выход минеральных вод на поверхность;

– данные изотопных исследований указывают на атмосферный генезис водной компоненты ($\delta^2\text{H} = -117$; $\delta^{18}\text{O} = -15.4$ ‰) и мантийную природу углекислого газа ($\delta^{13}\text{C} = -9.9$ ‰);

– формирование химического состава минеральных вод происходит в зоне так называемого активного водообмена, в условиях, когда зоны питания и зоны разгрузки очень близки (первые километры), а следовательно, процессы взаимодействия вода–порода очень ограничены по времени. Однако в усло-

виях поступления избыточного количества свободной углекислоты процессы геохимического выветривания активизируются, что приводит к увеличению минерализации вод до 1.0 г/л. Минеральные воды остаются недосыщенными по отношению как к карбонатам, так и к первичным алюмосиликатам. Как следствие этого, при взаимодействии воды с породами преимущественно калий-натриевого состава кальций занимает ведущее положение среди катионов минеральных вод;

– рассчитанные коэффициенты водной миграции химических элементов показывают, что в данных геохимических условиях наиболее подвижными являются Ca, Mg, Na и Fe, что свидетельствует о низкой степени выветривания водовмещающих пород месторождения.

Выявленные характерные черты минеральных вод, определяющие уникальность процессов формирования минерального состава вод Фадеевского месторождения, в значительной степени обусловлены особенностями минерального и химического состава водовмещающих пород, малой длительностью взаимодействия породы с водой и высокой насыщенностью воды углекислым газом.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ДВО № 09-3-А-08-411 и № 09-III-А-08-413.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Рынков В.С. Подземные воды Дальнего Востока. Владивосток, 1988. 78 с.
3. Челноков Г.А., Чепкая Н.А., Карабцов А.А. и др. Геохимия углекислых минеральных вод и водовмещающих пород месторождения Ласточка // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 25, № 3 С. 88–97.
4. Чудаев О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2003. 203 с.
5. Чудаева В.А., Чудаев О.В., Челноков А.Н. и др. Минеральные воды Приморья. Владивосток: Дальнаука, 1999. 164 с.
6. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.
7. Aqua Chem v.5.1. User Manual. Water Quality Data Analysis, plotting and modeling, 2006, Klater loo Hydrogeologic, Inc.
8. Faure G. Principles and applications of geochemistry: a comprehensive textbook for geology students. 2nd ed. 1998. 600 p.
9. Lasaga A.C. Chemical kinetics of water-rock interactions // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 4009–4025.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым

N.A. Kharitonova, G.A. Chelnokov, Ye.A. Vakh, A.A. Karabtsov, N.N. Zykin

Geochemistry of carbonated mineral waters of the Fadeevskiy occurrence (Primorye)

A geochemical study was made of water-bearing rocks, underground and surface waters, and also attendant gasses of the Fadeevskiy occurrence of carbonated waters (Sikhote-Alin, Primorye). It has been established that the chemical composition of mineral waters formed in the zone of active water exchange on a limited area of the discharge zone, where the rocks of mainly K-Na composition give birth to hydrocarbonate calcium waters with mineralization up to 1.0 g/l. The calculated indices of saturation show that the mineral waters are at the initial stage of Ca saturation and are undersaturated with both carbonates and aluminum silicates. Major factors governing water mineralization are the presence in the water of excess carbon dioxide and circulation time. The study of the oxygen and hydrogen isotope ratios in water indicates an atmospheric genesis of the water component ($\delta^2\text{H} = -11.7$; $\delta^{18}\text{O} = -15.4$ ‰), and the values of the CO_2 carbon isotope suggest the mantle nature of carbon dioxide ($\delta^{13}\text{C} = -9.9$).

Key words: hydrogeochemistry, isotopes, mineralization, water-rock interaction, hydrogeology, Primorye.

ПОСТРОЕНИЕ КАРТ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ТОПОГРАФИИ НА ОСНОВАНИИ ФРАКТАЛЬНОЙ РАЗМЕРНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ПРИБАЙКАЛЯ)

О.Ф. Лухнева¹, Ф.Л. Зуев¹, В.К. Балханов²

¹Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова, 128, г. Иркутск, 664033, e-mail: olgal@crust.irk.ru

²Отдел физических проблем БНЦ СО РАН, ул. Сахьяновой, 6, Улан-Удэ, 670047, e-mail: ballar@yandex.ru

Поступила в редакцию 18 января 2008 г.

В статье предпринята попытка получения принципиально новой научной информации в результате математической обработки цифровой модели рельефа Прибайкалья методами фрактального анализа. Предложена система роза-профилирования, которая позволила установить фрактальные размерности для отдельных сечений рельефа. Построены карты распределения фрактальной размерности топографии, составлена карта асимметрии рельефа исследуемого региона. Предложенный методический подход с применением фрактального анализа позволил получить карты районирования территории по фрактальному признаку.

Ключевые слова: цифровая модель рельефа, роза-профилирование, фрактал, карта, Прибайкалье.

ВВЕДЕНИЕ

В науке активно развивается направление, базирующееся на использовании математических методов и цифровых моделей рельефа (*Digital elevation model – DEM*) [8, 9, 12]. Основу таких моделей, предназначенных для моделирования и компьютерного анализа, составляют цифровые данные уровней высот, описывающие рельеф местности с различным разрешением. Компьютерные технологии позволяют оперировать большими цифровыми базами данных. Для количественной оценки исследуемых объектов применимы методы фрактальной геометрии, основанные на введении безразмерного показателя – фрактальной размерности D [11]. Описание рельефа фрактальной размерностью позволяет построить принципиально новую карту земной поверхности, которую можно назвать фрактальной.

Большие возможности развития тематического картографирования объясняются прежде всего получением обширной первичной информации с помощью аэрокосмических и наземных средств, а также путем обработки этих данных методами прикладной математики, с помощью компьютеров и автоматизированных систем [5].

Метод построения фрактальной карты применим к Прибайкальскому региону – территории, вовлеченной в процесс рифтогенеза, где определяющую

роль играют крупные разломы литосферы. Для рельефа Прибайкалья характерно сложное сочетание различных структурно-тектонических и морфогенетических комплексов, строение и состав которых отражают геодинамические условия их формирования. При изучении пространственной структуры рельефа Прибайкалья методами фрактальной геометрии используем цифровую модель рельефа Евразийской плиты (ГТОРО30), ограниченную координатами 51°–56° с.ш., 101°–111° в.д. [9, 12]. Исследуемый регион включает оз. Байкал, для которого по батиметрической карте [2] была составлена цифровая модель рельефа дна озера. Затем полученная база данных по батиметрии озера была совмещена с цифровой моделью рельефа Прибайкальского региона. Фрактальная карта будет представлять собой распределение численных значений фрактальной размерности топографии исследуемого региона, полученных в ходе обработки цифровой модели рельефа несколькими пакетами программ.

ОСНОВЫ ФРАКТАЛЬНОЙ ГЕОМЕТРИИ

Основные понятия фрактальной геометрии удобно продемонстрировать, рассматривая какое-либо сечение рельефа (рис. 1). Уровень высот представляет собой нерегулярную линию. Б. Мандельброт установил, что для измерения длины такой линии

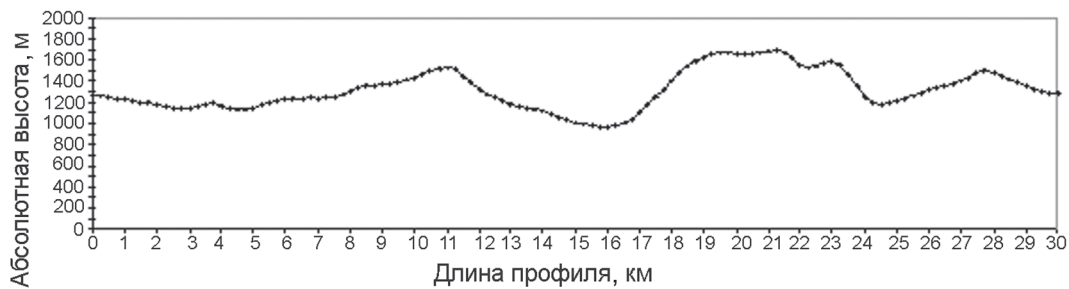


Рис. 1. Сечение рельефа – пример одного топопрофиля Тункинской впадины.

требуется набор масштабов [4]. Длина L такой линии, которую называют фрактальной, зависит от масштаба измерения χ степенным образом:

$$L = C \cdot \chi^{1-D}. \quad (1)$$

Здесь C – типичный для фрактальной геометрии неопределенный множитель, D – фрактальная размерность. Линия уровней высот на рис. 1 топологически является одномерной. Если линия гладкая, то ее размерность равна 1. Однако линия может быть настолько нерегулярной и изломанной, что она заполнит всю плоскость, в этом случае ее размерность будет равна 2. Фрактальная размерность реальной линии принимает промежуточное значение, между двумя крайними значениями 1 и 2. Причем, чем линия более гладкая, тем больше ее фрактальная размерность близка к единице.

Рельеф местности представляет собой нерегулярные образования из впадин и гор. Для гладкой равнинной местности размерность будет равна 2, т.е. топологической размерности плоскости. Нерегулярность может привести к тому, что горы заполнят все пространство, тогда их размерность будет равна 3. В промежуточном случае фрактальная размерность для разных мест земной поверхности будет принимать промежуточные значения от 2 до 3. Существенной особенностью нашего изложения является то, что фрактальную карту мы будем строить, используя сечения рельефа. Поэтому предлагаемая карта будет покрыта величинами D со значениями от 1 до 2.

Вычисление фрактальной размерности такого сложного объекта, как земная поверхность, вряд ли представляется возможным. Поэтому актуальна задача измерения фрактальной размерности уровней высот рельефа. Для этого используем метод встречного масштабирования дисперсий [1] и метод нормированного размаха Херста [6, 7, 10]. Метод встречного масштабирования дисперсий впервые описан и применен С.С. Ивановым для вычисления D поля удельной мощности сейсмического процесса, рельефа и

инверсии геомагнитного поля для Курило-Камчатского региона. Данный метод основан на исследовании масштабных свойств средних значений и дисперсий. Его суть в том, что каждый масштаб характеризуется двумя различными значениями дисперсии: внешней и внутренней. Так как природные объекты не являются ни правильными геометрическими фигурами, ни совершенными фракталами, мы получим два различных значения дисперсии, в совокупности характеризующих масштабные свойства объектов [1]. Таким образом, для каждого отдельного сечения рельефа получена фрактальная размерность по внутренней D_1 и внешней D_2 дисперсии.

Для анализа временных рядов и сравнения фрактальных свойств природных процессов Херст использовал безразмерное соотношение R/S , т.е. отношение размаха R накопленного отклонения от среднего к среднеквадратическому отклонению S . Метод получил широкое распространение и называется R/S метод (или метод нормированного размаха) [6, 7, 10]. Зависимость параметра R/S от времени наблюдения, построенная в двойном логарифмическом масштабе, представляет исследуемый процесс в виде фрактальной функции. В нашем случае метод нормированного размаха использован для анализа пространственных рядов данных уровней высот рельефа. R/S методом находится коэффициент H , называемый показателем Херста, который используют для вычисления фрактальной размерности D_3 [10]:

$$D_3 = 2 - H, \quad (2)$$

где 2 – топологическая размерность плоскости, в которой расположено сечение рельефа.

МЕТОД ПОСТРОЕНИЯ ФРАКТАЛЬНОЙ КАРТЫ

Для покрытия исследуемой территории значениями фрактальной размерности используем следующий метод [3]. Прибайкальский регион покрываем регулярной сеткой, узлы которой являются центральными точками (их насчитывается 63). Из центральных точек равномерно, через 10° , проводим 18

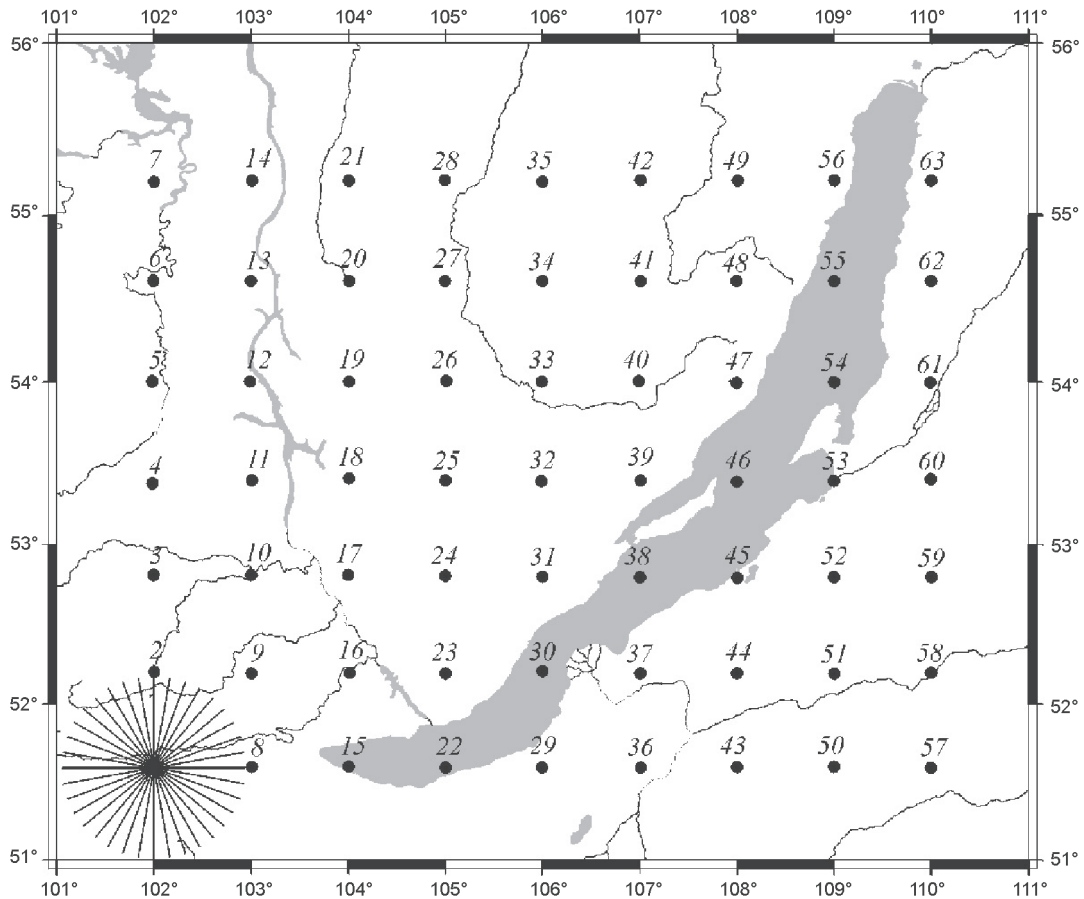


Рис. 2. Схема расположения системы из 63 роза-профилей на территории Прибайкалья.

Точками показаны центры роза-профилей, цифрами обозначены их номера. На примере розы 1 показано расположение 18 топопрофилей в каждой розе, причем длина сечений для наглядности несколько увеличена.

диагоналей длиной 30 км каждый. Эти диагонали являются сечениями рельефа (как топопрофиль на рис. 1), фрактальные линии которых построены по 120 точкам через 250 м (база данных ГТОРОЗ). Для каждого топопрофиля рассчитываются фрактальные размерности по внутренней (D_1) и внешней (D_2) дисперсии, а также размерность D_3 по показателю Херста.

Система 18 сечений, пересекающихся в центральной точке, нами названа условно “роза-профили”. Усредняя 18 значений, например величины D_1 , находим фрактальную размерность рассматриваемого места D_{1cp} – узла регулярной сетки. Всего территория Прибайкалья равномерно покрыта 63 роза-профилями (рис. 2). Для наглядности размеры розы-профиля № 1 на рис. 2 длиной 30 км несколько увеличены. На рис. 3 показаны величины усредненных значений фрактальных размерностей D_{1cp} , D_{2cp} и D_{3cp} , ставшие основой для дальнейших картографических построений. Используя получен-

ные три значения фрактальных размерностей, по ним находим D_{cp} для каждой розы-профиля и покрываем ими рассматриваемый регион. Соединяя изолинии, в итоге приходим к фрактальной карте, представленной на рис. 4.

Сделаем краткий вывод, следующий из анализа графиков на рис. 3. Кривые 1 и 3, описывающие фрактальные размерности, определенные по внутренней дисперсии (размерность D_{1cp}) и по показателю Херста (размерность D_{3cp}), коррелированы, хотя и несколько отличаются друг от друга. Размерность D_{2cp} по величине существенно отличается от значения D_{1cp} и совершенно некоррелирована с ним. Последнее обстоятельство позволяет ввести важную для анализа фрактальной карты на рис. 4 величину – параметр асимметрии R , определяемую как разность

$$R = D_{2cp} - D_{1cp}. \quad (3)$$

Нанося значения R на исследуемый регион, получаем карту асимметрии пространственной структуры региона Прибайкалья (рис. 5).

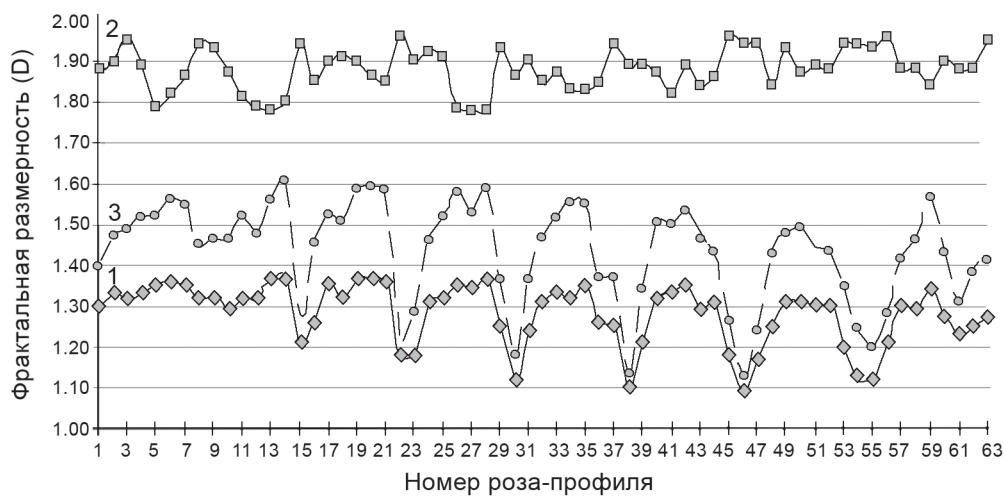


Рис. 3. Кривые распределения по 63 роза-профилям средней величины фрактальной размерности рельефа. 1 – по внутренней дисперсии (D_{1cp}), 2 – по внешней дисперсии (D_{2cp}), 3 – по показателю Херста (D_{3cp}).

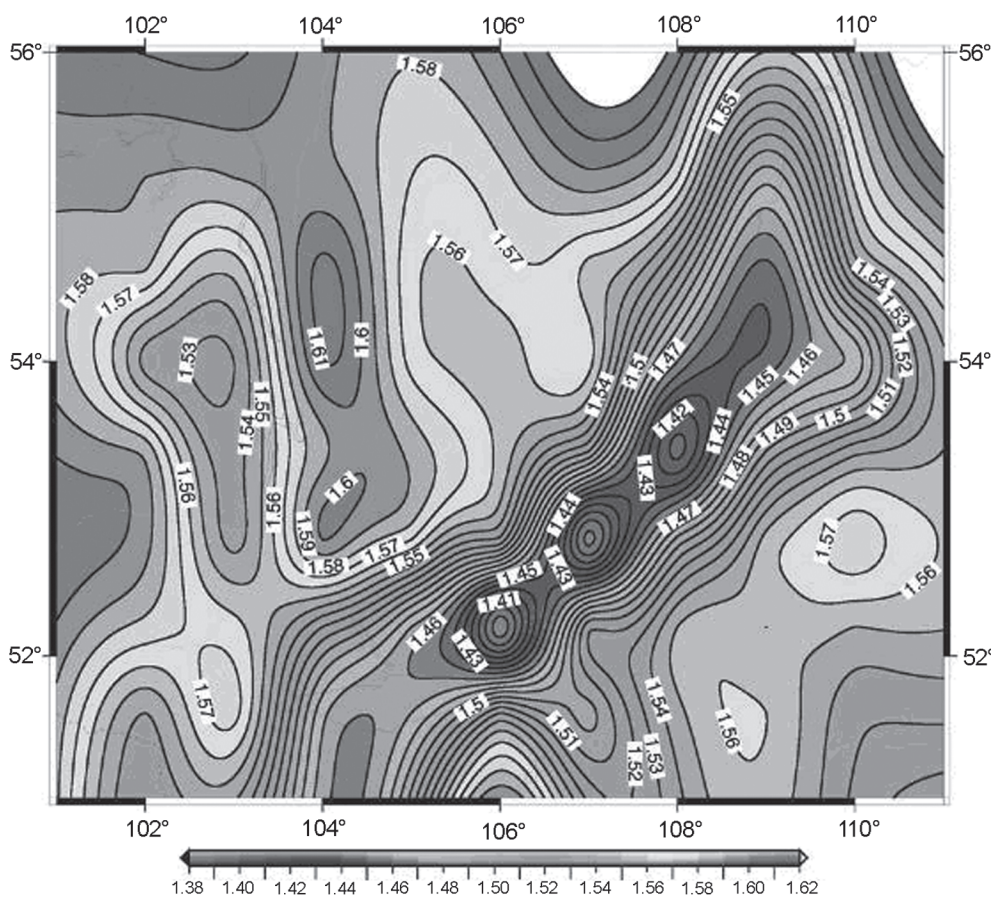


Рис. 4. Карта распределения средних значений фрактальной размерности рельефа Прибайкалья.

Карта построена на основе средних значений фрактальной размерности (D_{cp}) по средним значениям D_{1cp} , D_{2cp} и D_{3cp} для 63 роза-профилей. На шкале отражен интервал средних значений D_{cp} .

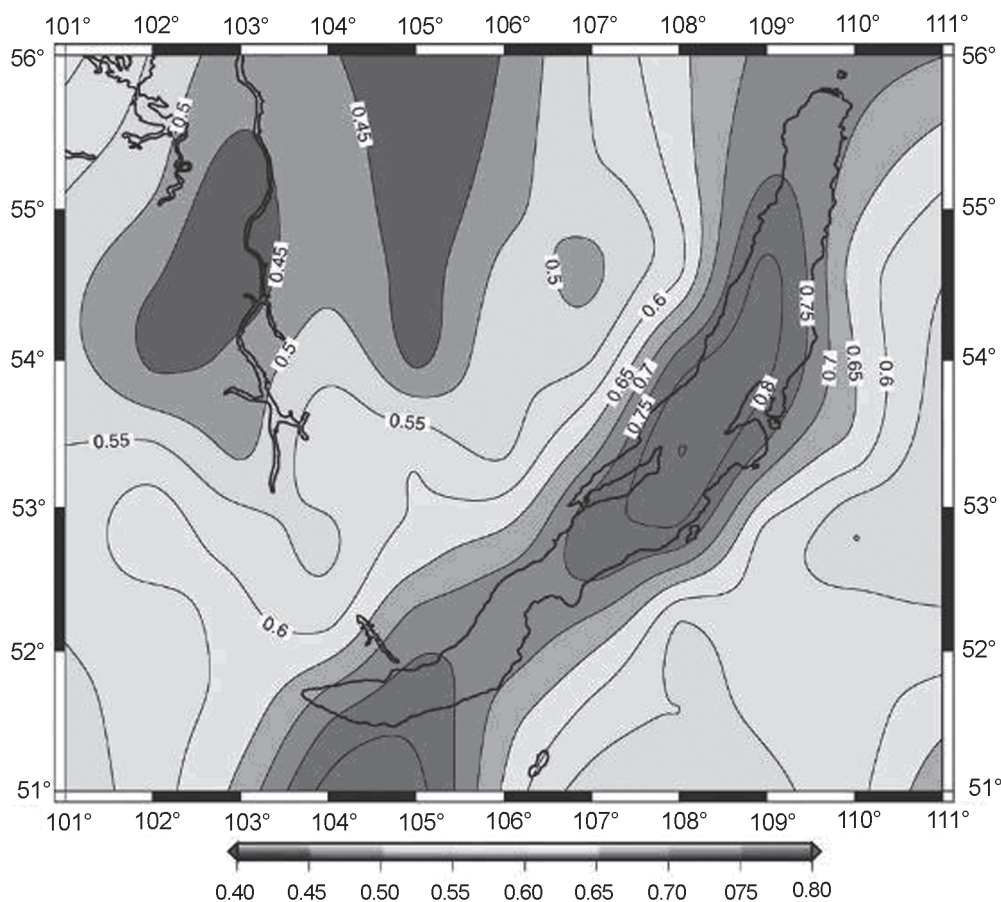


Рис. 5. Карта асимметрии рельефа, построенная на основе разности значений фрактальной размерности по внутренней (D_1) и внешней (D_2) дисперсии для системы из 63 роза-профилей.

На шкале отражен интервал средних значений параметра асимметрии R .

Отличительной чертой фрактальных объектов является их самоподобие, означающее, применительно к горному рельефу, что при более пристальном взгляде рельеф выглядит, как и вначале, таким же изрезанным. На разномасштабных картах изрезанность будет сохраняться, при этом фрактальная размерность не меняется. Самоподобность географических объектов с неизменным D может служить критерием адекватного масштабирования географических карт. Участок рельефа местности, изображенного в разных масштабах, обладает одной и той же фрактальной размерностью.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнивая построенные нами карты на рис. 4 и 5 с известными географическими и геологическими картами Байкальского региона, можно сделать определенные выводы, а затем проверить и применить эти выводы к другим регионам земной поверхности.

Однако это является обширной программой и является задачей дальнейших исследований. Мы рассмотрим из этого круга задач важную для Байкальского региона рифтовую зону.

Разброс значений D_{cp} на карте рис. 4 свидетельствует о неравномерном распределении неоднородностей рельефа. Относительно высокие значения D_{cp} характерно расположены вокруг низких значений, сосредоточенных в районе крупных впадин среднего звена Байкальской рифтовой зоны. Выше было отмечено, что минимальным значениям фрактальной размерности отвечают менее извилистые и изрезанные линии уровней высот рельефа. На основании этого, можно утверждать, что активной зоне очагов землетрясений соответствует относительно гладкий рельеф. В результате землетрясений земная поверхность выравнивается.

Сделанный выше вывод характеризуется и картой асимметрии (рис. 5). Отчетливо прослеживается

линейно-вытянутый характер контура оз. Байкал на карте рис. 5, внутри которого распределены более высокие значения параметра асимметрии R . Вокруг Байкальской рифтовой зоны, на оставшихся участках Евразийской плиты, параметр асимметрии принимает наименьшие значения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье, с использованием роза-профилей Лухневой и вычислением фрактальной размерности методами Иванова и Херста, предложено построение карты нового типа – фрактальных карт. В статье показано, что после обработки топографической информации в цифровом формате, дополненной батиметрическими данными оз. Байкал, разработки алгоритмов определения фрактальной размерности сформирован новый массив данных, который можно использовать для районирования, что, в свою очередь, может привести к определенным выводам и поиску новых идей.

Структура рельефа Прибайкальского региона имеет сложный пространственный характер и описывается целым спектром фрактальных размерностей. Исследование цифровой модели земной поверхности, проведенное с помощью системы роза-профилей, показало, что фрактальная размерность является отражением неоднородностей ее структуры. Структуру Прибайкальского региона помимо фрактальной размерности можно описывать и параметром асимметрии, которая также отражает геологическое строение рельефа. По сравнению с остальной частью Евразийской плиты, Байкальская рифтовая зона характеризуется относительно низкими значениями фрактальной размерности и высокими – параметра асимметрии. Проведенный анализ полученных результатов показывает, что для описания земной поверхности, помимо геологических и географических карт, можно привлекать и фрактальные карты.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 08-01-98006 и интеграционным проектом СО РАН № 56.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов С.С. Оценка фрактальной размерности самоаффинных множеств: метод встречного масштабирования дисперсий // Докл. РАН. 1993. Т. 332, № 1. С. 89-92.
2. Карта оз. Байкал. Главное управление навигации и океанографии Министерства обороны СССР. 1992.
3. Лухнева О.Ф. Геоинформационные исследования закономерностей структуры рельефа, новейшей тектоники и сейсмичности Прибайкалья: Дис... канд. геол.-минер.наук. Иркутск,
4. Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы. М.: Изд-во Ин-та компьютерных исследований, 2002. 656 с.
5. Новоселова Л.П. Анализ методов гидрологического картографирования // Водные ресурсы. 2004. Т. 31, № 6. С. 661–667.
6. Федер Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 254 с.
7. Шредер М. Фракталы, хаос и степенные законы. Миниатюры из бесконечного рая. Ижевск: НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”, 2001. 528 с.
8. Berkowitz B., Hadad A. Fractal and multifractal measures of natural and synthetic fracture networks // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102, N 6. P.12.205–12.218.
9. Defense Mapping Agency. Development of the Digital Chart of the World. US Government Printing Office Washington, DC, 1992. 91 p.
10. Hurst H.E., Black R.P. Simaika Y.M. Long-Term Storage: An Experimental Study (Constable, London), 1965.
11. Mandelbrot B. The Fractal Geometry of Nature. New York, 1982. 121 p.
12. Miliaris G.Ch, Argialas D.P. Segmentation of physiographic features from the global digital elevation model / GTOPO30 // Computers & Geosciences. 1999. 25. P. 715–728; 2004. 201 с.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

O.F. Lukhneva, F.L. Zuev, V.K. Balkhanov

Construction of the maps of the inhomogeneities of topography on the basis of fractal dimension (as exemplified by the Baikal region)

The paper attempts to derive new scientific information on principle by mathematical processing of the digital model of the Baikal region relief by the methods of fractal analysis. The system of rose-profiling is offered, which allowed recognition of fractal dimension for the separate sections of relief. The maps of distribution of fractal dimension of topography were generated, and the map of asymmetry of relief of the study region was developed. The offered methodical approach involving fractal analysis made it possible to have maps of zoning of the territory based on the fractal feature.

Key words: digital model of relief, rose-profiling, fractal, map, Baikal region.

ДИСКУССИЯ

УДК 551.24+551.76

**ОТВЕТ НА КРИТИЧЕСКУЮ СТАТЬЮ С.В. ЗЯБРЕВА “О БИОСТРАТИГРАФИИ
АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
(КРИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР НЕСКОЛЬКИХ СТАТЕЙ)”**

И.В. Кемкин, А.Н. Филиппов

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, 690022;
e-mail: kemkin@fegi.ru*

Поступила в редакцию 3 июня 2009 г.

Судя по предложенному С.В. Зябревым названию, читатели журнала “Тихоокеанская геология” (в том числе и мы) вправе были ожидать, что в своей статье автор рассмотрит действительно важные и актуальные вопросы биостратиграфических исследований таких сложно дислоцированных осадочных комплексов, коими являются фрагменты древних аккреционных призм. Общеизвестно, что биостратиграфия, равно как и стратиграфия, является основой и для тектонических построений и для формирования правильных представлений о геологическом строении отдельных участков земной коры. Это особенно актуально для Дальневосточного региона, который, согласно многочисленным данным последних десятилетий [4, 8, 9–12, 14, 15, 18, 19 и др.], интерпретируется как коллаж генетически разнородных и разновозрастных террейнов, аккретированных к восточной окраине Сибирского и Сино-Корейского кратонов в мезозойско-кайнозойское время. Очевидно, что для решения таких фундаментальных вопросов, как геодинамическая эволюция Тихоокеанской окраины Азии и корреляция геологических процессов в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану, необходимым и важным условием является выяснение строения различных террейнов на основе биостратиграфических данных, а также времени их вхождения в структуру континента, в том числе и по данным о возрасте перекрывающих и «сшивающих» эти террейны комплексов.

В этой связи думалось, что в своей статье С.В. Зябрев предложит на суд геологов новые приемы и подходы при проведении биостратиграфических исследований сложно дислоцированных комплексов, либо разработанные им новые мето-

дики по выделению микрофоссилий, повышающие качественные и количественные характеристики палеонтологического материала для более точного определения периода времени их совместного существования, либо уточненные данные по интервалам распространения отдельных видов радиолярий, что также важно для обоснования возраста содержащих их осадочных пород, или, наконец, результаты недавних собственных биостратиграфических исследований, уточняющих (меняющих) наши представления о геологическом строении какого-либо района. Однако С.В. Зябрев избрал абсолютно иной вариант “биостратиграфических исследований”, а именно, ревизовать данные других исследователей. Следует отметить, что в геологической практике подобный вариант имеет место быть, но применяется он в тех случаях, когда прежние биостратиграфические шкалы претерпели существенные изменения в силу уточнения возрастных диапазонов отдельных видов фауны или пересмотра систематического положения некоторых из них, либо несоответствия для одних и тех же осадочных комплексов временных интервалов по различным группам фауны. Но автор комментируемой статьи указал несколько другие причины. Основные среди них следующие: неверная диагностика микрофоссилий другими исследователями, использование разных биостратиграфических шкал для определения возраста радиоляриевых комплексов, интерпретация тектонически нарушенных стратиграфических последовательностей как практически непрерывных, сужение определяемого возрастного интервала за счет возрастных интервалов подстилающих и перекрывающих отложений и некоторые другие.

Читая приведенную С.В. Зябровым аргументацию по каждому из указанных пунктов, становится очевидным, что предъявляемые им претензии субъективны и необоснованны. Это легко показать на примере даже одной (пусть будет первой) из подвергнутых критике статьи сотрудников Дальневосточного геологического института о вулканогенно-кремнистых образованиях нижнего течения р. Амур [17]. Итак, С.В. Зябров подвергает сомнению правильность идентификации авторами указанной статьи вида *Orbiculiforma* cf. *cachensis* Pessagno, ссылаясь на то, что для него было затруднительно найти первоописание этого вида (а для этого нужно было всего лишь заглянуть в работу Э. Пессаньо [26]), и что только в работе Л. О'Догерти [24] он смог найти упоминание об этом виде в списке синонимии для вида *Dactyliosphaera acutispina* (Squinabol). Но даже если принять, что оба эти вида одно и то же, то интервал распространения вида *Dactyliosphaera acutispina* (Squinabol) – средний альб–ранний сеноман, а уж никак не баррем. Очевидно поэтому он далее пишет, что часть изображений сходна с видом *Godia tecta* (Tumanda). Согласитесь, что для человека, назвавшего себя экспертом по радиоляриевой биостратиграфии, это просто голословное утверждение. Серьезный специалист указал бы, какие морфологические признаки дают основание так думать. Но для анализа морфоструктуры раковины необходимо располагать оригиналами изображений скелетов радиолярий (коих у него нет), а не копиями, выполненными на плохой полиграфической базе. С такой же легкостью можно было бы диагностировать данный вид как *Patellula heroica* O'Dogherty, но, к сожалению для С.В. Зябрева, интервал распространения этого вида – ранний турон, что не укладывается в придуманную им схему. Аналогичным образом, т. е. не приводя морфологического анализа, он переопределяет и *Acaeniotyle* sp. в вид *Archaeospongoprimum patricki* Jud, очевидно более “удобный” для его последующих обоснований возраста. А почему не в *Dicroa rara* (Squinabol), интервал распространения которого средний альб–сеноман, и который по внешнему облику также схож и с *Acaeniotyle* sp., и с *Archaeospongoprimum patricki* Jud? При этом С.В. Зябров абсолютно замалчивает информацию о видах *Orbiculiforma* cf. *maxima* Pessagno и *Orbiculiforma belliatula* Wu, переименованных Л. О'Догерти [24] в вид *Dactyliosphaera maxima* (Pessagno), интервал распространения которого также средний альб–ранний сеноман. Но самое главное, что он вовсе не берет в расчет те данные, что дисковидные радиолярии (*Orbiculiforma*, или пусть *Dactyliosphaera*, или даже *Godia*) и другие спумеллярии составляют всего

15 % от общего количества радиолярий рассматриваемого комплекса. 85 % этого комплекса представлены мультициртными радиоляриями, не установленными в меловых морских отложениях Тетиса и обрамления Тихого океана и не описанными еще в литературе, кроме вида *Stichomitra mediocris* (Tan). Для ученого, являющегося действительно экспертом по радиоляриевой биостратиграфии, эта информация указала бы на то, что представители дисковидных радиолярий данного комплекса находились в завершающей стадии своей эволюции, а представители мультициртных – в стадии расцвета. Следовательно, при определении возраста данного комплекса ориентироваться нужно больше на интервалы распространения последних.

Теперь относительно использования нами разных биостратиграфических шкал для определения возраста радиоляриевых комплексов. С.В. Зябров уповает только на одну шкалу унитарных радиоляриевых ассоциации – шкалу Л. О'Догерти и Ж. Гю [25], которая объединяет шкалы унитарных ассоциации Л. О'Догерти [24] и Р. Юд [22]. И добавляет: “Эта шкала единственная, где приведены полные стратиграфические диапазоны видов”. Однако он забывает сказать, что все эти три шкалы разработаны для западной части средиземноморского региона, т. е. для пелагических и гемипелагических отложений Тетической палеобиогеографической провинции. Но в меловое время радиолярии были распространены не только в палеоокеане Тетис, но и в Палеоатлантике, и Палеопацифике. И никто еще не доказал, что одни и те же виды радиолярий в этих палеоокеанах имели одинаковые временные рамки существования. Какие-то виды, появившись в Тетисе, могли потом распространиться в Палеопацифику и наоборот. И временные интервалы их эволюции в разных палеоокеанах могли быть различным. Поэтому время первого появления и последнего присутствия одних и тех же видов в разных палеобиогеографических провинциях может отличаться. Рассматриваемые в наших статьях кремнистые и кремнисто-глинистые образования являются фрагментами осадочного чехла Палеопацифики, поэтому для определения возраста содержащихся в них радиолярий предпочтительнее использовать биостратиграфические шкалы этой палеобиогеографической провинции (российских, американских и японских геологов). Но не все виды радиолярий присутствуют в этих шкалах. Для некоторых из них отсутствуют данные по нижнему или верхнему пределу распространения. Именно поэтому и нужно использовать не одну, а несколько биостратиграфических шкал для более или менее объективной оценки возраста комплекса. Кстати, именно так и

работают палеонтологи-радиоляристы стран азиатско-тихоокеанского региона, включая и российских специалистов из ГИН РАН, например, [1–3, 13, 16 и др.].

Следующая претензия – интерпретация тектонически нарушенных стратиграфических последовательностей как практически непрерывных, вообще не серьезна. В наших ранних работах [6, 7, 23 и др.] мы приводили описание строения, состава и возраста тех редких фрагментов разреза палеоокеанических образований в структуре аккреционных призм, где сохранилась первичная (седиментационная) последовательность литофаций. Упрощенно она следующая (снизу – вверх): пелагические кремни, гемипелагические кремнисто-глинистые породы, терригенные алевролиты и песчаники приконтинентальной области седиментации. Такие последовательности отложений именуется Oceanic Plate Stratigraphy Sequences [20, 21, 27], т.е. совокупность отложений океанической плиты, накопившихся на ней в ходе ее дрейфа от места зарождения (зона спрединга) до места захоронения (зона субдукции). Естественно, что в результате субдукции и последующей аккреции эта первичная последовательность нарушается в результате многократного счешуивания, подслаивания и дуплексирования первичного разреза чехла океанической плиты, что приводит к формированию чешуйчато-поддвиговой структуры. Поэтому аккреционные призмы, в большинстве своем, представляют собой сложнопостроенные тектоно-седиментационные комплексы (тектонические пакеты), состоящие из многократно чередующихся тектонических пластин и блоков, сложенных океаническими (пелагические и гемипелагические отложения и фрагменты подводных гор и возвышенностей), окраинно-океаническими (песчано-сланцевые толщи) и хаотическими (меланж и олистостромы) образованиями. А вот данные биостратиграфического изучения и позволяют нам реконструировать первичную (ненарушенную) последовательность и интерпретировать ее как фрагмент осадочного чехла какого-либо участка аккретированной океанической плиты.

Еще одна претензия – сужение определяемого возрастного интервала за счет возрастных интервалов подстилающих и перекрывающих отложений. Здесь настолько все очевидно, что, казалось бы, и не требует объяснения. Но, тем не менее, поясним. Имеется два последовательных слоя. Допустим, что в нижнем слое верхний возрастной предел, по совокупности содержащихся в нем радиолярий, такой же, как в верхнем слое или даже перекрывает его. Естественно, что за верхнюю возрастную границу нижнего слоя мы принимаем нижний возрастной предел

верхнего слоя, так как в нижнем слое отсутствуют радиолярии, ограничивающие нижнюю возрастную границу верхнего слоя. Например, возраст нижнего слоя установлен как ранний байос–ранний бат. Возраст верхнего слоя – поздний байос–ранний бат. Естественно, что мы вынуждены ограничить возраст нижнего слоя поздним байосом. Это очевидно. Заметим, что такой подход широко применяется и палеонтологами-макрофаунистами – закон Стенона (чем выше, тем моложе) еще никто не отменял. Да и сам С.В. Зябрев в Киселевском разрезе [5] аналогичным образом определял возрастные границы кремней и кремнистых аргиллитов.

И последнее, что касается компьютерной программы BioGraph v.2.3. Из приведенного С.В. Зябровым примера, даже не вдаваясь в детали построения алгоритмов, видно, что она находится в противоречии со шкалой унитарных ассоциаций, претендующей, с его же слов, на единственную и самую полную. Очевидно же, что каждый образец, отобранный на радиолярии, будет давать свою собственную унитарную ассоциацию, которая будет либо располагаться между унитарными ассоциациями указанной шкалы (как в нашем случае), либо перекрывать полностью или частично некоторые из них. Таким образом, с каждым новым образцом количество унитарных ассоциаций в этой единственной и самой полной шкале будет увеличиваться. И совсем не факт, что они будут последовательными, а не перекрываться как между собой, так и с основными, выделенными Л. О’Догерти и Ж. Гю [25]. В чем же тогда исключительность данной шкалы унитарных ассоциаций?

В заключение следует отметить, что, к сожалению, из-за все еще недостаточной изученности юга Дальнего Востока (в том числе и радиоляриевой био-стратиграфии) вполне возможны ошибки при интерпретации его геологической структуры. Но только совместными усилиями по получению новых данных и в процессе плодотворной дискуссии (а не необоснованного критицизма) можно вывести наши знания о геологическом строении и истории развития данного региона на новый, более высокий уровень.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахтеев М.К., Палечек Т.Н., Тихомирова С.Р., Морозов О.А. Кампанские радиолярии северной части валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 4. С. 52–61.
2. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Радиоляриевая био-стратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 16–44.
3. Вишневская В.С. Радиоляриевая био-стратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.

4. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 132–159.
5. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 74–82.
6. Кемкин И.В., Голозубов В.В. Первая находка раннеюрских радиоларий в кремневых аллохтонах Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 103–109.
7. Кемкин И.В., Руденко В.С. Новые данные о возрасте кремней Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 22–31.
8. Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Таухинский террейн Южного Сихотэ-Алиня: строение и условия формирования // Геотектоника. 2000. № 5. С. 71–79.
9. Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 2002. Т. 36, № 5. С. 79–88.
10. Кириллова Г.Л. Структура юрской аккреционной призмы в Приамурье: аспекты нелинейной геодинамики // Докл. АН. 2002. Т. 386, № 4. С. 515–518.
11. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
12. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты северной и центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 3–13.
13. Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В. Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте Восточно-Камчатского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 46–54.
14. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с. (Тр. ГИН. Вып. 479).
15. Соколов С.Д. Континентальная аккреция, террейны и нелинейные эффекты в геодинамике Северо-Востока России // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 42–69.
16. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере п-ова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 6. С. 807–811.
17. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Первые находки позднеэоценовых и средне-позднеальпийских радиолариевых ассоциаций в вулканогенно-кремнистых образованиях правобережья нижнего течения р. Амур и их тектоническое значение // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 5. С. 42–52.
18. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое – раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–255.
19. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
20. Berger W.H., Winterer E.L. Plate stratigraphy and fluctuating carbonate line // Pelagic sediments on land and under the sea / Eds. Hsu K. J. and Jehkyns H. / International Association of Sedimentologists. Special Publication. 1974. N 1. P. 11–48.
21. Iozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. V. 181, N 1/2. P. 179–205.
22. Jud R. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolarian of the Western Tethys // Memories de Geology (Lausanne). 1994. N 19. 147 p.
23. Kemkin I.V., Filippov A.N. Structure and genesis of lower structural unit of the Samarka Jurassic accretionary prism (Sikhote-Alin, Russia) // Geodiversitas. 2001. V. 23, N 3. P. 323–339.
24. O'Dogherty L. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // Memories de Geology (Lausanne). 1994. N 21. 413 p.
25. O'Dogherty L., Guex J. Rates and Pattern of Evolution among Cretaceous Radiolarians: Relations with Global Paleooceanographic Events // Micropaleontology. 2002. V. 48. N 1. P. 1–22.
26. Pessagno E. A.Jr. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontol. Spec. Publ. 1976. N 2. P. 1–96.
27. Wakita K., Metcalfe I. Ocean plate stratigraphy in East and Southeast Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2005. V. 24, N 5. P. 679–702.

ЮБИЛЕИ

ВАЛЕНТИН ГРИГОРЬЕВИЧ МОИСЕЕНКО (К 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

1 января 2010 года исполняется 80 лет Валентину Григорьевичу Моисеенко, известному российскому и дальневосточному ученому, профессору, доктору геолого-минералогических наук, академику РАН.

В 1952 году В.Г. Моисеенко окончил Дальневосточный политехнический институт и начал работать на Харгинском руднике в тресте Амурзолото. В 1959 году поступил в аспирантуру Дальневосточного филиала СО АН СССР.

В 1961 году было принято решение о создании в г. Благовещенске геолого-геофизической лаборатории в составе Дальневосточного геологического института и В.Г. Моисеенко был назначен ее заведующим. В 1963 году защитил кандидатскую диссертацию на тему “Самородное золото Токурского и Харгинского месторождений Дальнего Востока”, в которой, впервые в мире экспериментально доказана отрицательная диффузия ультрадисперсных частиц золота в твердой среде с образованием микроскопических золотин в дефектах кристаллов кварца и арсенопирита.

В 1964 году В.Г. Моисеенко назначен заведующим лабораторией эндогенных месторождений полезных ископаемых ДВГИ ДВНЦ АН СССР, и в 1975 году он защитил докторскую диссертацию, в которой впервые в мире приводятся данные о температуре образования самородного золота по данным термобарогеохимии.

Академик В.Г. Моисеенко известен как ученый-организатор и воспитатель научной смены. Он создал (1980) в г. Благовещенске Амурский комплексный научно-исследовательский институт (ныне Институт геологии и природопользования) и Амурский научный центр ДВО РАН (1993). На протяжении своего трудового пути Валентин Григорьевич работал на должностях: директора Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР, директора Амурского комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР, председателя-организатора Амурского научно-технологического центра ДВО АН СССР, председателя Амурского Научного центра ДВО РАН. С 1995–1997 гг. был заместителем председателя ДВО РАН, а с 1997 по 2001 гг. – первым заместителем председателя ДВО РАН. С 2002 года назначен советником РАН.

В.Г. Моисеенко выявил общие закономерности рудного процесса и условия формирования золоторудных месторождений Востока России. Его успехи были признаны коллегами как в нашей стране, так и за рубежом и в 1987г. он избирается член-корреспондентом АН СССР, а в 1997 г. – академиком Российской академии наук. Под его научным руководством защитили диссертации 32 кандидата и 4 доктора наук. Он автор более 400 работ, среди которых 20 монографий и 31 патент на изобретения.

Заслуги ученого перед отечественной и мировой наукой отмечены правительственными наградами: двумя орденами Трудового Красного Знамени, Орденом Знак Почета, Орденом за заслуги перед Отечеством IV степени, медалями. В.Г. Моисеенко известен в нашей стране и за рубежом как крупнейший ученый, организатор и руководитель научных исследований в области геологии и геохимии рудных месторождений.

В последние годы В.Г. Моисеенко, не снижая активности, по-прежнему изучает необычное состояние любимого благородного металла – нанозолота.

Валентина Григорьевича поздравляют с юбилеем, друзья, коллеги, ученики, соратники и желают доброго здоровья и новых научных открытий.

Редколлегия, друзья, коллеги



РУСЛАН ГРИГОРЬЕВИЧ КУЛИНИЧ (К 75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

11 января 2005 г. исполняется 75 лет крупнейшему геофизику Дальнего Востока, заведующему лабораторией гравиметрии Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН, доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки Российской Федерации Руслану Григорьевичу Кулиничу.

Руслан Григорьевич начал трудовую деятельность в 1957 г. на Дальнем Востоке после окончания геолого-разведочного факультета Днепропетровского горного института, где он получил специальность горного инженера-геофизика. До 1964 г. он проводил наземную гравиметрическую съемку в различных, в основном рудных районах Приморского края в составе Приморской геофизической экспедиции, базировавшейся в пос. Кавалерово.

В 1964 г. был переведен в Комплексную тематическую экспедицию Приморского геологического управления (г. Владивосток) в качестве старшего геофизика – руководителя темы. Тематические работы, которыми впервые пришлось заняться молодому специалисту, были посвящены обобщению и комплексной интерпретации геофизических данных по всей территории Приморского края с целью изучения глубинного строения Сихотэ-Алиня. Эта работа проводилась для регионального металлогенического прогнозирования на рудные полезные ископаемые.

Так началась по существу его научно-исследовательская деятельность. Основным результатом завершения названной темы было выявление корреляции размещения известных олово-вольфрамовых месторождений Сихотэ-Алиня с особенностями его глубинного строения и выделение нескольких рудоконцентрирующих районов.

В 1966 г. Р.Г. Кулинич был переведен в Южно-Приморскую геолого-съёмочную экспедицию, где он продолжил ранее начатые исследования. Результатом явилась подготовка крупного научного обобщения по глубинному строению территории Приморья, которое он защитил в виде кандидатской диссертации на тему “Особенности геологического строения Сихотэ-Алинской складчатой области по геофизическим данным” и получил ученую степень кандидата геолого-минералогических наук. Проведенное в этой работе районирование Приморья по глубинному строению, выделение и характеристика различных типов фундамента не утратили своей актуальности и по настоящее время.

В 1968 г., после завершения тематических работ по Приморью, он был приглашен и прошел по конкурсу в Тихоокеанское отделение института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, ныне Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ), в котором работает на протяжении 30 лет с небольшим перерывом (1972–1978 гг.), когда он возглавлял организованную им кафедру разведочной геофизики на геологическом факультете Дальневосточного политехнического института (ДВПИ). За время его работы в должности заведующего кафедрой было подготовлено более 100 специалистов в области наземной и морской геофизики. Многочисленный отряд геологов и геофизиков, на протяжении многих лет изучающий геологию и полезные ископаемые Дальнего Востока, с гордостью называют себя учениками Руслана Григорьевича. Педагогическая работа по подготовке высококвалифицированных кадров остается приоритетной для него и поныне. Его научная деятельность в течение всех лет работы в ТОИ сочетается с преподавательской. В настоя-



щее время он является заведующим филиалом кафедры геофизики и геоэкологии Дальневосточного государственного технического университета (бывший ДВПИ) при ТОИ ДВО РАН, осуществляющей подготовку магистров по специальности “Морская геофизика” в рамках программы “Интеграция”. Он состоит членом ряда специализированных ученых советов по защите кандидатских и докторских диссертаций. Во время работы на кафедре Руслан Григорьевич не прерывал связи с ТОИ, выполняя с его сотрудниками совместные научно-исследовательские работы. В это же время была заложена кадровая и аппаратная база лаборатории морской гравиметрии, ныне успешно работающей в составе Тихоокеанского океанологического института.

В 1978 г. произошло окончательное возвращение Руслана Григорьевича к научной работе в области морской геофизики. Он был по конкурсу принят на должность заведующего лабораторией гравиметрии в ТОИ ДВНЦ АН СССР. С 1980 г. по 1992 г. исполнял обязанности заведующего отделом геофизики, с 1992 г. по настоящее время является руководителем отдела геологии и геофизики. В период 1994–1995 гг. исполнял обязанности директора института, а с 1995 г. являлся заместителем директора ТОИ ДВО РАН по научной работе.

Основные научные интересы Р.Г. Кулинича, сформированные работой в области морской и наземной геофизики, связаны с решением проблем глубинного строения и условий формирования зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном. Основными объектами исследований являются окраинные моря, входящие в эту зону: Японское, Южно-Китайское, Филиппинское и Охотское. Руслан Григорьевич руководил многочисленными морскими экспедициями на научно-исследовательских судах ДВО РАН, выполнявших работы в различных районах Тихого океана и его окраинных морях. Большое внимание он уделяет развитию международных связей в деле изучения морской геологии. Р.Г. Кулинич является инициатором и руководителем многих международных экспедиций совместно с учеными Вьетнама, Японии, Кореи, Китая, Тайваня, Германии. Он возглавляет планомерные исследования в Охотском море совместно с учеными из ГЕОМАРа (ФРГ) по российско-германскому проекту КОМЕКС.

Результатом исследований являются более 150 работ, опубликованных в отечественных и зарубежных изданиях, в том числе 5 монографий, а также докторская диссертация на тему “Образование Южно-Китайского моря и кайнозойская эволюция земной коры Юго-Восточной Азии” (1995 г.).

Руслан Григорьевич весь свой огромный опыт специалиста-геофизика, организатора научных исследований, коммуникабельного человека охотно делит с молодыми представителями науки. Научные идеи, рожденные им и пронесенные через все годы деятельности, с новой силой звучат в диссертационных работах учеников.

Руслан Григорьевич является членом редколлегии журнала “Тихоокеанская геология” и членом научно-издательского совета при Президиуме ДВО РАН. В 1997 г. он был избран членом-корреспондентом РАН, а в 1998 г. ему присвоено почетное звание “Заслуженный деятель науки РФ”.

Дорогой Руслан Григорьевич, все мы, Ваши друзья, коллеги, ученики, поздравляем Вас с юбилеем, желаем здоровья, благополучия, новых открытий и успехов во всех делах.

Редколлегия, друзья, ученики