

**ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОЗНЕСЕНСКОГО ТЕРРЕЙНА
(ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ): ВОЗРАСТ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ
И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ**

**Н.Н. Крук^{1,2}, В.В. Голозубов³, В.И. Киселев³, Е.А. Крук¹, С.Н. Руднев¹, П.А. Серов⁴,
С.А. Касаткин³, Е.Ю. Москаленко³**

¹ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-т ак. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090; e-mail: kruk@igm.nsc.ru

²ФГАОУВО Новосибирский государственный исследовательский университет, г. Новосибирск, ул. Пирогова 2, г. Новосибирск, 630090; e-mail: kruk_nn@mail.ru

³ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: golozubov@fegi.ru

⁴ФГБУН Геологический институт Кольского научного центра РАН, ул. Ферсмана 14, г. Апатиты, 184209; e-mail: serov@geokas.apatity.ru

Поступила в редакцию 20 декабря 2016 г.

Приведены данные о геологической позиции, составе, возрасте и изотопных характеристиках гранитоидов южной части Вознесенского террейна Южного Приморья (полуостров Муравьева-Амурского и его окрестности). Изученные гранитоиды образованы в течение трех этапов эндогенной активности: ордовикского, силурийского и пермского. Силурийские и пермские возрасты гранитоидных интрузий были установлены ранее (Островорусский массив, 432–422 и 250 ± 4 млн лет, ранняя и поздняя ассоциации, соответственно; Седанкинский массив, 261 ± 3 млн лет). Возраст гранитоидов Артемовского и Надеждинского массивов, определенный U-Pb методом по цирконам, составил 481 ± 6 и 452 ± 4 млн лет, соответственно.

Данные геохимических и изотопных исследований свидетельствуют о преимущественно коровой природе гранитоидов. Их формирование явилось следствием плавления относительно незрелых пород континентальной коры (вулканитов среднего-основного состава). Изотопный состав Nd в гранитоидах ($T_{Nd}(DM-2) \leq 1.3$ млрд лет) указывает на отсутствие в основании южной части Вознесенского террейна пород зрелой древней коры. Максимальное участие мантийных источников в гранитообразовании фиксируется для пермских ассоциаций.

Сопоставление пиков интрузивного магматизма в южной части Вознесенского террейна и на сопредельных территориях заставляет предполагать, что образование гранитоидов полуострова Муравьева-Амурского и его окрестностей было обусловлено взаимодействием континентальных блоков с двумя океаническими бассейнами: Палеоазиатским (и его фрагментами) и Палеопацификой.

Ключевые слова: гранитоиды, геохимия, геохронология, тектоническая позиция, Южное Приморье, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

В геологическом строении Южного Приморья отчетливо выделяется два крупных разновозрастных структурно-вещественных ансамбля. Восточную часть региона занимают мезозойские складчатые сооружения Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского пояса, в то время как в западной части сосредоточены блоки (террейны) позднедокембрийского и раннепалеозойского возраста.

Формирование складчатых сооружений Сихотэ-Алиня связано с эволюцией тихоокеанской окраины Азии в мезозое. Образование более ранних структурно-вещественных ансамблей, по мнению большинства исследователей, отражает различные стадии развития Центрально-Азиатского подвижного пояса в ходе эволюции Палеоазиатского океана. Доказательства активного влияния Тихоокеанской окраины Азии на этом этапе практически отсутствуют.

В данной работе рассматриваются результаты геологического, геохимического и изотопно-геохронологического изучения гранитоидов южной части Вознесенского террейна Ханкайского массива (п-ов Муравьева-Амурского и его окрестности), которые могут дать новые свидетельства взаимодействия Азии и Палеоокеана в палеозое.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Домезозойская структура Южного Приморья состоит из нескольких блоков различной природы и возраста. Главной единицей является Ханкайский массив (супертеррейн, композитный террейн), который, вместе с Буреинским, Цзямусинским и Малохинганским блоками, формирует крупный Амурский супертеррейн [22] или Бурья-Ханкайский орогенный пояс [4].

Ханкайский массив неоднороден. Он состоит из нескольких блоков различной природы. Его северную часть составляют метаморфические террейны (Матвеевский, Нахимовский и Кабаргинский). Центральную часть занимает Спасский террейн – фрагмент аккреционной призмы. Наиболее крупный Вознесенский террейн составляет южную часть Ханкайского массива. В основании этого блока залегает мощная толща кембрийских песчаников, глинистых сланцев, известняков и доломитов с прослоями андезитов, риолитов, туфов среднего и кислого состава. Перекрывающий комплекс включает песчаники и конгломераты силурийского возраста, перекрытые, в свою очередь, вулканогенно-осадочными толщами позднего палеозоя–мезозоя. В целом Вознесенский террейн реконструируется как фрагмент раннепалеозойской пассивной окраины [4].

Амальгамация блоков, слагающих Ханкайский композитный террейн, вероятнее всего произошла в позднем кембрии–раннем ордовике [4], о чем свидетельствуют проявления на всей его территории коллизионного и постколлизионного магматизма с возрастом 490–450 млн лет [15, 27, 50 и др.]. В состав средне-позднепалеозойского чехла входят два крупных комплекса. Первый включает девонские и раннекаменноугольные риолиты и их туфы, реже базальты, переслаивающиеся с континентальными и мелководно-морскими осадочными отложениями. Второй представлен вулканогенно-осадочными толщами ранней перми–триаса. Отложения чехла прорываются массивами гипабиссальных гранитов позднепалеозойского и мезозойского возраста.

Полуостров Муравьева-Амурского и примыкающие к нему острова (Русский, Попова, Рейнике и др.) составляют юго-восточную часть Вознесенского террейна. Геологические комплексы фундамента и

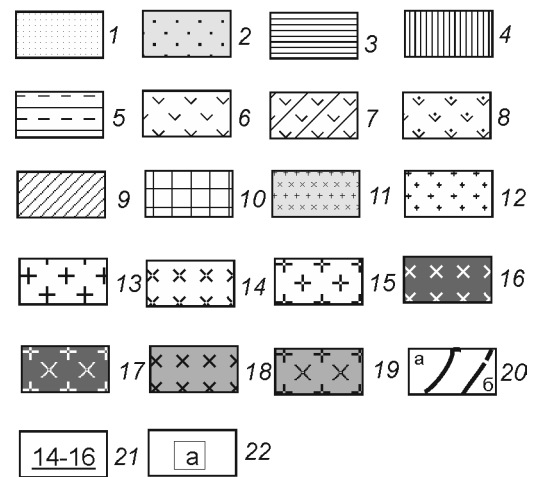
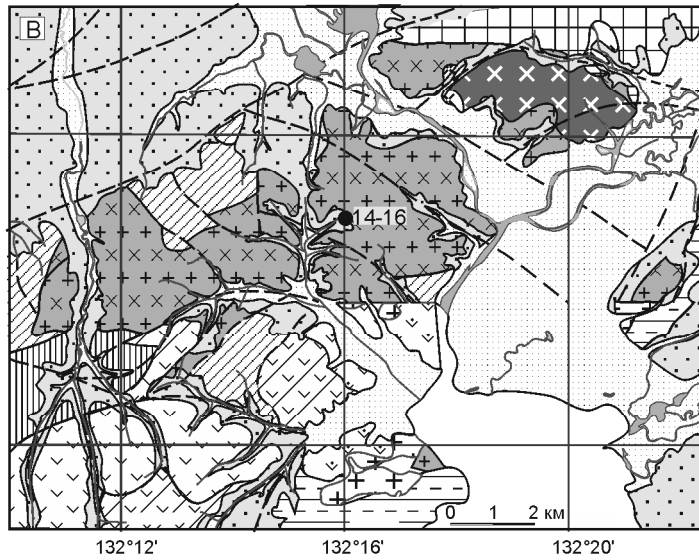
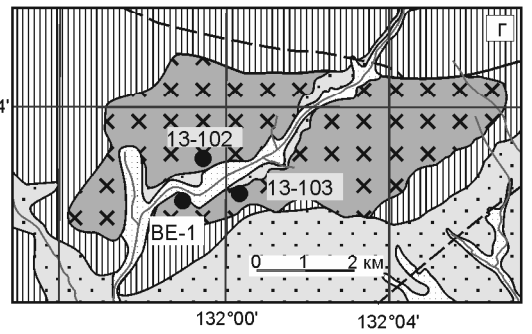
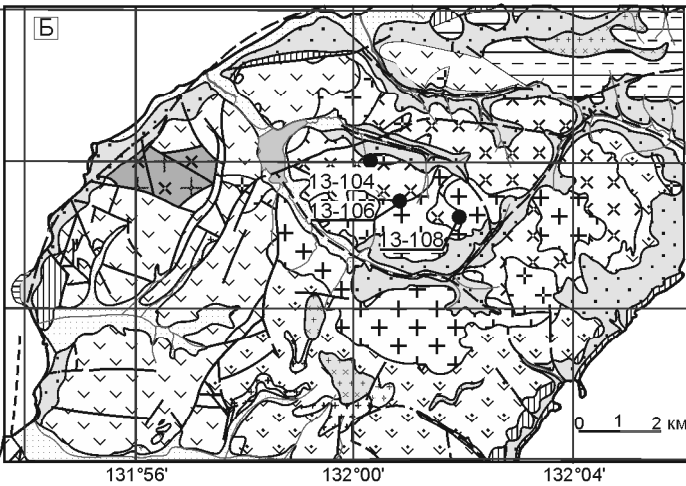
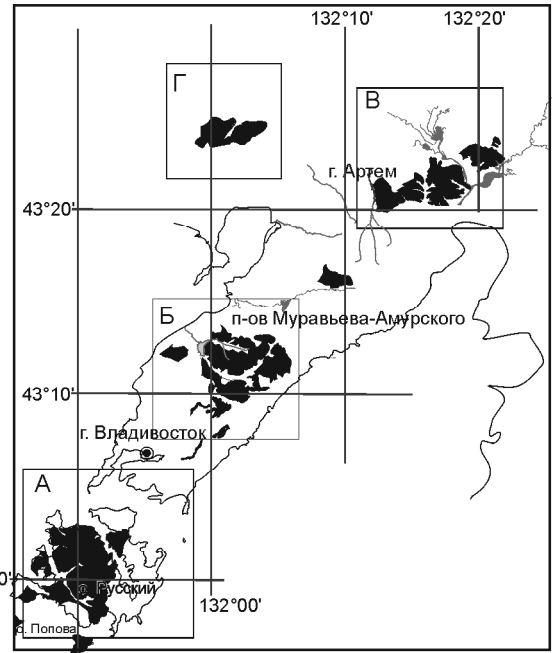
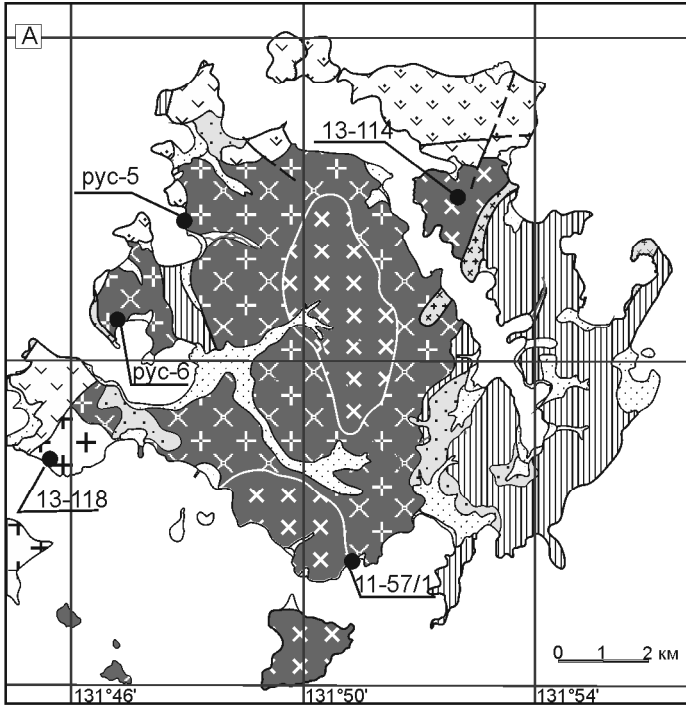
нижней части чехла обнажены здесь фрагментарно, на дневной поверхности развиты преимущественно пермские и более молодые отложения перекрывающего комплекса. На рассматриваемой территории широко распространены гранитоидные интрузии, сформированные в возрастном интервале от раннего палеозоя до мезозоя. Позднепалеозойские и мезозойские гранитоиды прорывают отложения пермского чехла, раннепалеозойские – обнажаются в тектонических окнах.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ

Островорусский массив занимает большую часть островов Русский, Попова, Шкота и др. (рис. 1). Он представляет собой неправильной формы тело размером около 10×18 км, залегающее среди пермских и триасовых отложений. Внутреннее строение массива неоднородно. По геологической позиции здесь отчетливо выделяются две ассоциации пород. Первая группа слагает большую часть острова Русский (рис. 1 а). Для гранитоидов типичен полнокристаллический среднезернистый облик. Породы часто подвержены тектоническим деформациям: огнейсованы, катаклазированы и перекристаллизованы. Характерно наличие секущих даек базальтов и долеритов, сходных с вулканическими породами владивостокской свиты (P₂). Прямые геологические взаимоотношения со стратонами перми и триаса отсутствуют: контакты исключительно тектонические.

В составе этой ассоциации преобладают кварцевые монцодиориты и гранодиориты. Кварцевые монцодиориты – равномернозернистые породы, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки, кварца, калиевого полевого шпата и, иногда, биотита. Текстура массивная, реже – слабо гнейсовидная. Структура – гипидиоморфнозернистая, обусловленная идиоморфизмом амфибола и плагиоклаза по отношению к кварцу и калиевому полевоому шпату. Гранодиориты, в целом, наследуют структурно-текстурные особенности и минеральный состав кварцевых монцодиоритов. Основные отличия – большее количество кварца (15–20 % против 5–10 % в кварцевых монцодиоритах), наличие среди темноцветных минералов, наряду с амфиболом, существенных количеств биотита (до 10 %), а среди акцессорных – сфена. Породы главной фазы прорываются дайками и небольшими штоками среднезернистых равномернозернистых лейкократовых биотит-амфиболовых гранитов.

Гранитоиды второго типа распространены в юго-западной части острова Русский, на островах Попова и Шкота. Для гранитоидов характерен субвулканический облик. Следы тектонического преобразования



отсутствуют, секущие дайки не обнаружены. Ассоциация сложена средне-мелкозернистыми микропегматитовыми амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гранитами. В породах, в приблизительно равных пропорциях, присутствуют кварц, калишпат и кислый плагиоклаз. Структура пседопорфировая, обусловленная более крупными идиоморфными выделениями полевых шпатов на фоне микропегматитовой основной массы. Текстура массивная.

В юго-западной части острова Русский, в районе бухты Боярин, зафиксировано прорывание гранитами риолитов владивостокской свиты Р.

Седанкинский массив находится в северной части г. Владивостока (рис. 1 б). Он представляет собой тело неправильной формы, размером 13×7 км. Гранитоиды прорывают и ороговиковывают ранне- и среднепермские вулканогенно-осадочные отложения послепеловской и владивостокской свит.

Внутреннее строение массива неоднородное. В южной и центральной частях преобладают средне-мелкозернистые слабопорфировидные амфиболовые граниты с массивной текстурой и гипидиоморфно-зернистой структурой. Северная и восточная части Седанкинского массива сложены, в основном, мелкозернистыми слабопорфировидными биотит-амфиболовыми гранодиоритами. Наиболее поздними являются небольшие тела щелочно-полевошпатовых микропегматитовых гранитов, визуалью очень сходных с породами юго-западной части Островорусского массива. Среди гранитоидов встречаются отдельные тела более древних меланократовых и кварцевых монцодиоритов, идентичных породам ранней ассоциации Островорусского массива. Одно из таких тел в северо-восточной части массива перекрывается кислыми вулканитами владивостокской свиты.

Артемовский массив находится в северной части полуострова, в районе г. Артем. Это вытянутое в северо-восточном направлении тело размерами около 15×7 км (рис. 1 в). В северной части массив граничит с вулканогенными толщами кембрия. Контакты в основном тектонические, иногда – интрузивные. С

востока и северо-запада интрузив перекрывает четвертичными отложениями. В западной и северо-западной частях фиксируется налегание на размытую поверхность гранитоидов осадочных толщ среднего–позднего девона [12], на юге – аркозовый контакт с вулканогенно-осадочными толщами перми.

Большая часть массива сложена монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами и гранодиоритами. Монцодиориты и кварцевые монцодиориты имеют фациальные взаимоотношения. Это среднезернистые породы гипидиоморфной структуры с явным идиоморфизмом роговой обманки по отношению ко всем другим минералам. Из других темноцветов в подчиненном количестве (не более 5 %) встречается биотит (преимущественно – как продукт замещения роговой обманки). Основной калиевого минерала – плагиоклаз (> 50 %), представленный выделениями двух генераций (крупные хорошо ограненные зональные зерна и более мелкие ксеноморфные выделения с тонкой полисинтетической штриховкой). Кроме того, в породах присутствует кварц (в монцодиоритах – 1–3 %, в кварцевых монцодиоритах – до 10 %) и решетчатый микроклин (10–15 %), слагающие ксеноморфные зерна в промежутках между кристаллами плагиоклаза. Акцессорные минералы – сфен, апатит и циркон.

Гранодиориты – средне-крупнозернистые равномернозернистые породы с массивной (реже слабогнеисовидной) текстурой и гранитной структурой. Темноцветные минералы представлены буро-зеленой роговой обманкой (до 5 %) и биотитом (10–15 %). Набор акцессорных минералов аналогичен таковому в кварцевых монцодиоритах. Гранодиориты имеют фазовые взаимоотношения с монцодиоритами. Контакты четкие, интрузивные, с зонами закалки.

В северо-восточной части массива кварцевые диориты прорываются субширотным телом (2×4 км) среднезернистых равномернозернистых биотитовых меланогранитов. Обычны секущие дайки базальтов и долеритов. Кроме того, в западной и северной частях интрузива встречены секущие тела кварцевых монцодиоритов, схожих с породами Островорусского массива.

Рис. 1. Схема расположения гранитоидных интрузий в южной части Вознесенского террейна (п-ов Муравьева-Амурского и его окрестности).

Составлена на основе материалов геологических съемок масштаба 1: 50 000 [20] с авторскими изменениями.

1 – четвертичные отложения, 2–10 – стратифицированные толщи: 2 – палеоген-неогеновые, 3 – меловые, 4 – триасовые, 5–8 пермские (5 – позднепермские вулканогенно-осадочные, 6 – среднепермские существенно вулканогенные, 7 – ранне-среднепермские карбонатные, 8 – ранне-среднепермские терригенные), 9 – девонские, 10 – раннепалеозойские нерасчлененные. 11–19 – гранитоиды: 11 – меловые, 12–15 – позднепермские (12 – гранит-порфиры, 13 – граниты, 14 – гранодиориты, 15 – кварцсодержащие и кварцевые диориты); 16–17 – силурийские (16 – кварцевые диориты и гранодиориты, 17 – граниты), 18–19 – ордовикские (18 – граниты, 19 – гранодиориты и кварцевые диориты), 20 – разрывные нарушения (а – наблюдаемые, б – перекрытые четвертичными отложениями); 21 – точки опробования, 22 – массивы: а – Островорусский, б – Седанкинский, в – Артемовский, г – Надеждинский.

Надеждинский массив находится северо-западнее Артемовского, в районе с. Вольно-Надеждинское. Это небольшое (обнаженная часть – 1 км × 600 м) вытянутое в субширотном направлении тело. Интрузив обнажается в эрозионном окне среди терригенных толщ триаса (рис. 1 г) и сложен крупнозернистыми равномернозернистыми меланократовыми биотитовыми гранитами. Встречаются единичные жилы аплитовидных гранитов и плагиопегматитов. Породы повсеместно подвержены тектоническим изменениям: катаклазированы и местами перекристаллизованы.

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды Островорусского и Седанкинского массивов традиционно относились к рязановскому [5] или седанкинскому [18] комплексам позднепермского возраста. Породы Артемовского и Надеждинского массивов, для которых додевонский возраст надежно доказывается геологическими методами, рассматривались в составе гродеевского комплекса силура [4].

В последние годы было выполнено U-Pb датирование цирконов из пород Островорусского и Седанкинского массивов. По цирконам из гранодиоритов и гранитов ранней ассоциации Островорусского массива были получены силурийские даты (432 ± 4 и 422 ± 3 млн лет, соответственно [47]), в то время как для гранитов поздней ассоциации был подтвержден пермско-триасовый возраст (250 ± 4 млн лет). Несколько более древняя датировка (261 ± 3 млн лет) была получена по цирконам из гранитов Седанкинского массива [47].

В ходе проведенного исследования авторами было выполнено U-Pb датирование цирконов из гранитоидов Надеждинского и Артемовского массивов. Из центральной части Надеждинского массива была отобрана проба гранита BE-1 (авторы – В.В. Голозубов, С.А. Касаткин), из северо-восточной части Артемовского массива – проба меланократовых гранитов 14-16/7 (авторы – Н.Н. Крук, Е.Ю. Москаленко). Акцессорные цирконы из пробы BE-1 были выделены в ДВГИ ДВО РАН М.В. Желдак, из пробы 14-16/7 – в ИГМ СО РАН С.Н. Рудневым.

U-Pb изотопные исследования были проведены в ДВГИ ДВО РАН с использованием приборного комплекса, включающего систему лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Industries, Inc, USA) и масс-спектрометр с индукционно-связанной плазмой Agilent 7500a (Agilent Technologies, USA). Диаметр пучка лазера составлял 20–30 мкм, время абляции – 100 с, время измерения фона порядка 30 с. В целом методика аналитических исследований близка к описанной в [35]. Зерна циркона имплантировались в эпоксидную смолу, затем шлифованием и полиров-

кой зерна вскрывались. Перед анализом препараты с зернами циркона чистились в теплой ультразвуковой ванне сперва в 2 % растворе «Citranox» (Alconox, Inc, USA) для удаления возможных жировых загрязнений, а затем в 2 % растворе HNO₃ для удаления возможного свинцового заражения. Данная операция позволяет не проводить «pre-ablation» исследуемого образца.

Технические детали методики измерения изотопных отношений описаны в [3, 19]. Перед измерением изотопных отношений приборный комплекс оптимизировался с использованием стандарта N.I.S.T. SRM 610 для достижения высокой точности, хорошей стабильности и низкого уровня оксидов, при соблюдении условия, что отношение интенсивностей масс $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+ < 1\%$. Объем абляционной камеры равен 1.15 см³, исследуемый материал из абляционной камеры удалялся чистым газом гелием, а затем после выхода из абляционной камеры аэрозоль в ИСП-МС транспортировалась смесью газов гелия и аргона.

Масс-спектр сканировался по центрам следующих масс: 206, 207, 208, 232, 238. Поскольку фоны ртути в спектре масс были постоянно высокими, измерение на 204 массе не проводилось. Калибровка проводилась по «стандартным» цирконам Temora 2 (416.78 ± 0.33 млн лет [30]) и 91500 (1065 ± 0.4 млн лет [49]). Для обработки первичных данных и расчета U-Th-Pb отношений и возрастов использовалось ПО GLITTER v. 4.4.2 (www.mq.edu.au/GEMOC). Расчет U-Pb возраста проводился с использованием программного комплекса GLITTER (www.mq.edu.au/GEMOC). Для построения диаграммы конкордий и эллипсов погрешностей использован программный пакет Isoplot/Ex v. 3.00 [40].

По цирконам из пробы BE-1 было выполнено 33 определения. Двадцать шесть зерен (анализы, выделенные жирным в табл. 1) дали сходящиеся значения возраста по двум парам изотопных отношений (табл. 1). Конкордантный возраст, рассчитанный по этой выборке, составил 452 ± 4 млн лет, СКВО = 0.54 (рис. 2 а). Остальные семь зерен в той или иной мере дискордантны и демонстрируют более древние возрасты (471 – 571 млн лет по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), указывающие на примесь древнего свинца. Учитывая магматический облик цирконов первого кластера (рис. 2 б), дата 452 ± 4 млн лет соответствует времени кристаллизации цирконов и, следовательно, внедрения гранитоидов Надеждинского массива.

В пробе 14-16/7 было проанализировано 24 зерна цирконов (25 аналитических точек). По пятнадцати из них были получены конкордантные или субконкордантные ($D < 5\%$) оценки возраста в интервале 470 – 496 млн лет (рис. 3 а, табл. 1, точки выделенные

Таблица 1. Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитоидов южной части Вознесенского террейна.

№ ан.	Изотопные отношения				Возраст, млн лет			
	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	D
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Обр. ВЕ-1, меланогранит Надеждинского массива								
2	0.20	0.5641±0.0844	0.0727±0.0044	0.40	0.0631±0.0101	454±55	452±26	-0.4
3	0.47	0.5342±0.0404	0.0724±0.0024	0.44	0.06±0.0049	435±27	450±15	3.5
4	0.45	0.5071±0.0408	0.0725±0.0025	0.42	0.0569±0.0049	417±28	451±15	7.6
5	0.20	0.5401±0.0329	0.0725±0.0020	0.45	0.0606±0.0040	439±22	451±12	2.8
6	0.15	0.5649±6.5	0.0726±0.0021	0.45	0.0633±0.0045	455±24	452±13	-0.6
7	0.41	0.5172±0.0388	0.0724±0.0023	0.43	0.0581±0.0047	423±26	450±14	6.0
8	0.07	0.6202±0.0667	0.0763±0.0035	0.42	0.0661±0.0077	490±42	474±21	-3.3
9	0.18	0.5656±0.0701	0.0724±0.0037	0.41	0.0635±0.0084	455±45	451±22	-1.0
10	0.53	0.6509±0.0910	0.0758±0.0044	0.42	0.0697±0.0105	509±56	471±27	-8.1
11	0.36	0.7233±0.0750	0.087±0.0036	0.40	0.0675±0.0074	553±44	538±21	-2.8
12	0.37	0.5828±0.0756	0.0755±0.0038	0.39	0.0625±0.0086	466±48	469±23	0.6
14	0.24	0.5693±0.0610	0.0718±0.0028	0.37	0.0643±0.0072	458±39	447±17	-2.4
15	0.65	0.5702±0.0698	0.0735±0.0032	0.36	0.0628±0.0081	458±45	457±19	-0.2
16	0.51	0.5745±0.0701	0.0692±0.0030	0.35	0.0673±0.0086	461±45	431±18	-6.9
18	0.26	0.5756±0.0711	0.0734±0.0030	0.33	0.0635±0.0082	462±46	457±18	-1.1
20	0.19	0.5873±0.0815	0.0757±0.0035	0.33	0.0628±0.0091	469±52	471±21	0.3
21	0.26	0.5849±0.0869	0.0714±0.00348	0.32	0.0663±0.0103	468±56	445±21	-5.2
22	0.38	0.565±0.0919	0.0726±0.0038	0.32	0.0631±0.0107	455±60	452±23	-0.7
27	0.51	0.5899±0.1056	0.0747±0.0043	0.32	0.0640±0.0120	471±67	464±26	-1.4
33	0.48	0.5671±0.1217	0.0733±0.0052	0.33	0.0627±0.0141	456±79	456±31	0.0
34	0.44	0.5637±0.0634	0.0732±0.0033	0.39	0.0624±0.0075	454±41	456±20	0.4
35	0.35	0.5603±0.0600	0.0731±0.0030	0.39	0.0621±0.0071	452±39	455±18	0.7
36	0.55	0.5867±0.0574	0.0728±0.0027	0.38	0.0653±0.0068	469±37	453±16	-3.5
37	0.18	0.5521±0.0649	0.0728±0.0032	0.37	0.0614±0.0077	446±42	453±19	1.5
39	0.07	0.6619±0.0861	0.0828±0.0041	0.38	0.0647±0.0090	516±53	513±24	-0.5
40	0.25	0.5591±0.0729	0.0723±0.0035	0.37	0.0626±0.0087	451±48	450±21	-0.2
41	0.66	0.5663±0.0749	0.0717±0.0034	0.36	0.0640±0.0090	456±49	446±21	-2.1
43	0.26	0.5535±0.0763	0.0723±0.0036	0.36	0.0620±0.0092	447±50	450±21	0.6
45	0.33	0.8871±0.1737	0.0926±0.0061	0.34	0.0776±0.0161	645±93	571±36	-12.9
48	0.28	0.5832±0.0589	0.0732±0.0033	0.37	0.0645±0.0068	467±37	456±16	-2.4
Обр. 14-16/7, меланогранит Артемовского массива								
42	0.49	0.6289±0.0151	0.0782±0.0011	0.58	0.0583±0.0014	495±9	485.3±6	-2
43	0.43	0.6004±0.0143	0.0765±0.0011	0.58	0.0569±0.0014	478±9	475.4±6	0.0
44	0.35	0.6316±0.01727	0.0793±0.0012	0.54	0.0577±0.0016	497±11	492.1±7	-1
45	0.52	0.7099±0.0186	0.079±0.0012	0.56	0.0652±0.0018	545±11	490±7	-11
46	0.36	0.7445±0.0219	0.0786±0.0012	0.54	0.0687±0.0021	565±13	488±7	-16
47	0.66	0.6397±0.0177	0.0796±0.0012	0.54	0.0583±0.0016	502±11	493.8±7	-2

Таблица 1. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9
48	0.46	0.8358±0.0236	0.0976±0.0015	0.54	0.0621±0.0018	617±13	600±9	-3
49	0.38	0.9397±0.0270	0.0783±0.0012	0.54	0.0871±0.0025	673±14	486±7	-38
50	0.47	0.7335±0.0220	0.0791±0.0012	0.53	0.0672±0.0020	559±13	491±7	-14
51	0.29	0.6586±0.0211	0.083±0.0014	0.51	0.0576±0.0019	514±13	513.9±8	0.0
52	0.35	0.8605±0.0282	0.0903±0.0015	0.51	0.0691±0.0023	630±15	557±9	-13
53	0.42	0.7157±0.0228	0.078±0.0013	0.51	0.0665±0.0021	548±13	484±8	-13
54	0.46	0.6169±0.0211	0.0802±0.0014	0.50	0.0558±0.0019	488±13	497.4±8	2
55	0.35	0.6217±0.0137	0.0776±0.0011	0.61	0.0581±0.0013	491±9	481.7±6	-2
58	0.14	0.6015±0.0173	0.0741±0.0012	0.54	0.0589±0.0017	478±11	461.0±7	-4
59	0.38	0.6052±0.0194	0.0746±0.0012	0.52	0.0589±0.0020	481±12	463.5±8	-4
61	0.51	0.626±0.0184	0.078±0.0012	0.54	0.0582±0.0018	494±12	484.1±7	-2
62	0.24	0.6013±0.0164	0.0767±0.0011	0.55	0.0569±0.0016	478±10	476.1±7	0
63	0.34	0.6255±0.0241	0.0786±0.0015	0.49	0.0578±0.0023	493±15	487.6±9	-1
64	0.49	0.8661±0.0256	0.0886±0.0014	0.53	0.0709±0.0021	633±14	547±8	-16
65	0.24	0.6385±0.0208	0.08±0.0013	0.50	0.0579±0.0019	501±13	496.0±8	-1
66	0.23	0.6206±0.0220	0.0757±0.0013	0.48	0.0595±0.0022	490±14	470.5±8	-4
67/1	0.22	0.6378±0.0222	0.0757±0.0013	0.48	0.0611±0.0022	501±14	471±8	-6
67/2	0.29	0.6218±0.0242	0.0762±0.0014	0.47	0.0592±0.0024	491±15	473.3±8	-4
68	0.40	0.6232±0.0251	0.0793±0.0014	0.45	0.0570±0.0023	492±16	492.0±9	0

Примечание. Жирным выделены анализы, использованные для расчета конкордантных возрастов. Ошибки расчета возрастов приведены на уровне 1σ. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, D – дискордантность, в % = $(1 - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} : ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) \times 100$. Анализы выполнены в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a, соединенном с системой лазерной абляции пробы NWR-213. Аналитик В.И. Киселев.

жирным). Конкордантный возраст, рассчитанный для этой популяции цирконов, составил 482 ± 5 млн лет при высоком (9.7) СКВО. Средневзвешенный возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, рассчитанный для этой выборки, составил 482 ± 6 млн лет, СКВО = 2.4. Судя по морфологии цирконов и характеру зональности (рис. 3 б, верхний ряд), эти цирконы имеют магматическую природу. Кроме того, два изученных зерна продемонстрировали несколько более древние конкордантные возрасты (514 ± 8 и 600 ± 9 млн лет по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Определения, полученные по остальным семи зернам, дискордантные ($D = 6\text{--}38\%$) с возрастaми (по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) в интервале 471–557 млн лет (табл. 1). На изотопной диаграмме (рис. 3 а) они образуют облако точек, ориентированное вправо от линии конкордии, что указывает на присутствие в цирконах древнего свинца и частичную переустановку системы. О более древнем возрасте косвенно свидетельствует и наличие следов окатанности зерен (рис. 3 б, нижний ряд).

Таким образом, несмотря на негомогенность U-Pb системы в исследованных цирконах, полученная оценка 482 ± 6 млн лет может рассматриваться как возраст меланогранитов Артемовского массива.

Sm-Nd изотопные исследования выполнены по валовым пробам в Геологическом институте Кольского научного центра Российской академии наук (Апатиты, Россия) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме, с использованием рениевых и танталовых лент по методике [1] (аналитик П.А. Серов). Для химического разложения проб брали навеску массой 50–100 мг, к которой добавлялось соответствующее количество раствора смешанного трассера ^{149}Sm – ^{150}Nd . Затем навеску обрабатывали концентрированной плавиковой кислотой (5–10 мл) и выдерживали 1.5–2 часа при комнатной температуре. Далее навеску помещали в тефлоновый вкладыш автоклава и проводили разложение в сушильном шкафу при температуре 170°C в течение нескольких часов.

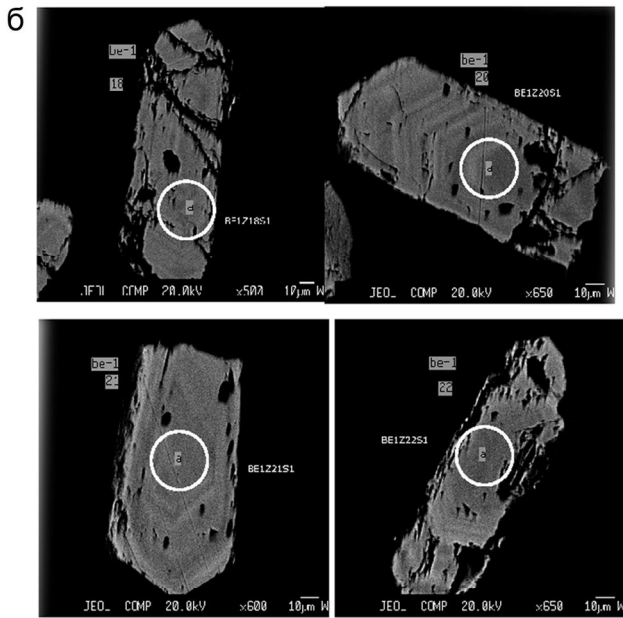
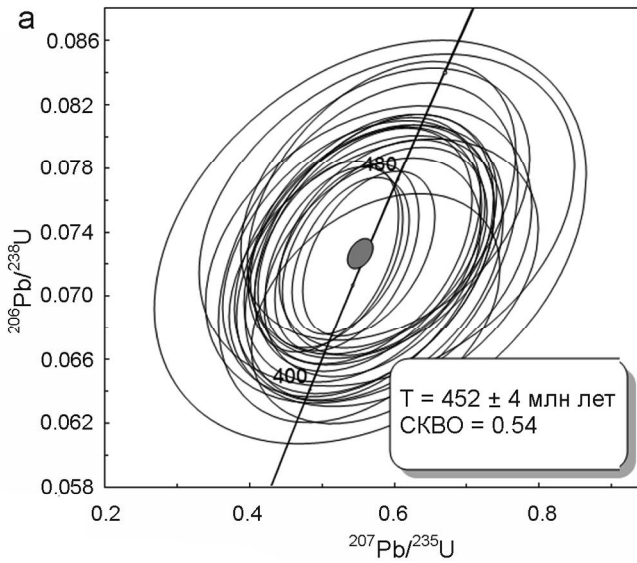
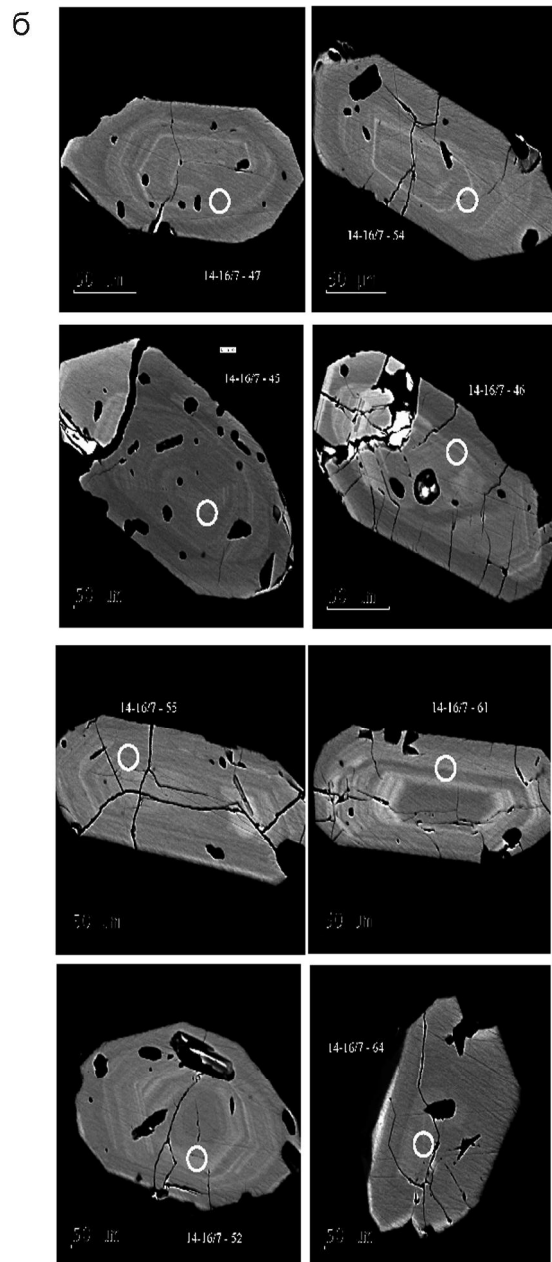
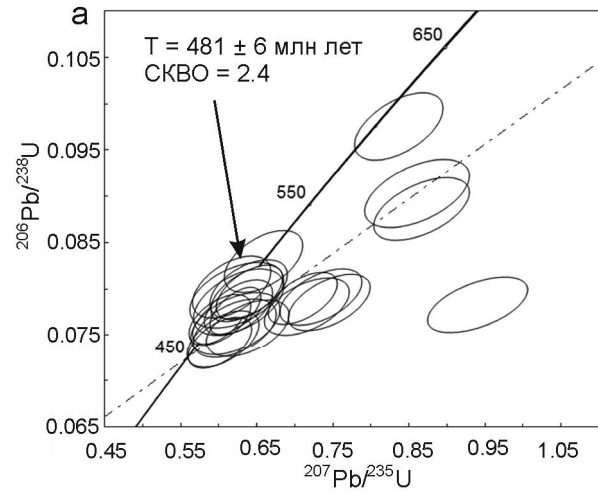


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией (а) и микрофотографии цирконов (б) из меланогранитов пробы BE-1 Надеждинского массива.

После разложения выпаривали досуха, HF и образовавшиеся фториды переводили в хлориды путем упаривания образца 2–3 раза в 4.5–6N HCl. Сухой остаток растворяли в 1 мл 2.3N HCl и загружали на первую хроматографическую колонку с катионитом Dowex 50W-8 (200–400 меш). Эта колонка используется для выделения суммы РЗЭ с применением ступенчато-

Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией (а) и микрофотографии цирконов (б) из меланогранитов пробы 14-16/7 Артемовского массива.



го элюирования 2.3 и 4.5N HCl. Выделенную фракцию РЗЭ выпаривали досуха, растворяли в 0.1N HCl и загружали на вторую колонку с ионитом HDEHP на твердом носителе KEL-F. Отобранные фракции Sm и Nd выпаривали, после чего они уже были готовы для последующего масс-спектрометрического анализа. Нормирование изотопных отношений Nd осуществляли по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляет 0.3 % (2σ). Холостое загрязнение на период измерений составило 0.06 нг для Sm и 0.3 нг для Nd. Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512090 ± 13 ($N = 15$). Значение параметра $\epsilon\text{Nd}(T)$ рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR) с современными характеристиками $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [36]. Модельные возрасты $T\text{Nd}(\text{DM})$ вычислены по данным [34] для резервуара деплетированной мантии с $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$. Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для коровых гранитоидов и осадочных пород рассчитаны значения двустадийного Nd-модельного возраста $T\text{Nd}(\text{DM}-2\text{st})$ [37], используя среднекоровое отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ [45].

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды **Артемовского массива** отвечают непрерывной серии с калий-натровой специализацией щелочей. На диаграмме $Q'-\text{ANOR}$ [45] (рис. 4 а) точки их составов попадают в поля кварцевых монцодиоритов, гранодиоритов и гранитов. На TAS-диаграмме (рис. 4 б) кварцевые монцодиориты соответствуют породам нормального ряда, гранодиориты и граниты – умеренно-щелочного. На диаграмме $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ (рис. 4 в) большинство точек лежат в поле высококалийевых пород. Кварцевые монцодиориты, гранодиориты слабо пересыщены глиноземом, точка состава наиболее кремнекислого гранита находится на границе полей I- и S- типов (рис. 4 г). Породы характеризуются невысокой железистостью (рис. 4 д). По соотношениям щелочей и кальция кварцевые монцодиориты и гранодиориты соответствуют известково-щелочным разновидностям, граниты – щелочно-известковистым (по [33], рис. 4 е).

Общей особенностью редкоэлементного состава пород (за исключением лейкогранитов) является обогащение Sr и Ba: концентрации этих элементов повышены в кварцевых монцодиоритах (табл. 2), а максимальный уровень их накопления (> 800 и > 1600 ppm, соответственно) наблюдается в гранодиоритах. Сходным образом ведут себя Zr, Hf и Th, в то

время как для других HFSE (Y, Nb, Ta) наблюдается противоположная тенденция (табл. 2). Содержания РЗЭ в кварцевых монцодиоритах и гранодиоритах находятся на вышекларковом уровне (160–220 ppm). Спектры их распределения в кварцевых монцодиоритах асимметричные с $\text{La}/\text{Yb}_N = 10.7$ с незначительным минимумом по Eu (рис. 5 а). Гранодиориты характеризуются более асимметричными спектрами с $\text{La}/\text{Yb}_N = 37$ и небольшим Eu максимумом. В гранитах содержания РЗЭ более низкие (табл. 2), спектры их распределения асимметричные с $\text{La}/\text{Yb}_N = 16-18$ и незначительным Eu-минимумом. Лейкограниты имеют низкие (< 50 ppm) содержания РЗЭ и V-образные спектры их распределения с глубоким Eu-минимумом (рис. 5 а).

Форма мультиэлементных спектров большинства пород схожа: фиксируются минимумы по Ta, Nb и Ti, максимумы по Zr и Hf (рис. 5 б). В гранодиоритах и меланогранитах наблюдается относительное обеднение Y и тяжелыми РЗЭ. Лейкограниты по форме спектров резко отличны: отсутствует избирательное обеднение Ta и Nb, присутствует глубокий минимум по Ba и небольшой максимум по Hf.

Гранитоиды характеризуются слабо отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (-0.8) и имеют неопротерозойский модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2) = 1.3$ млрд лет (табл. 3).

Гранитоиды **Надеждинского массива** соответствуют унимодальной гранодиорит-гранитной ассоциации (рис. 4 а). На TAC-диаграмме (рис. 4 б) точки их составов локализируются на границе нормальной и умеренно-щелочной серий, один наименее кремнекислый состав соответствует умеренно-щелочной серии. По содержанию K_2O (рис. 4 в) они относятся к умеренно- и высококалийевым, точка состава наименее кремнекислого образца находится на границе высококалийевой и шошонитовой серий. Породы пересыщены глиноземом: по значению индекса Шенда большинство проанализированных проб соответствует S-гранитам (рис. 4 г). По соотношению MgO и FeO_{tot} гранитоиды Надеждинского массива соответствуют магнезиально-железистым разновидностям (рис. 4 д), по соотношению щелочей и кальция – щелочно-известковистым (рис. 4 е).

Гранитоиды имеют повышенные содержания Ba (800–1500 ppm) и, в меньшей мере, Sr (380–490 ppm) при близкларковых концентрациях остальных элементов. Концентрации РЗЭ также близкларковые (125–160 ppm), спектры распределения асимметричные с $\text{La}/\text{Yb}_N = 9.5-18.5$ и европиевым минимумом (рис. 5 в). На мультиэлементных диаграммах присутствуют минимумы по Ta, Nb и Ti, максимумы по Zr

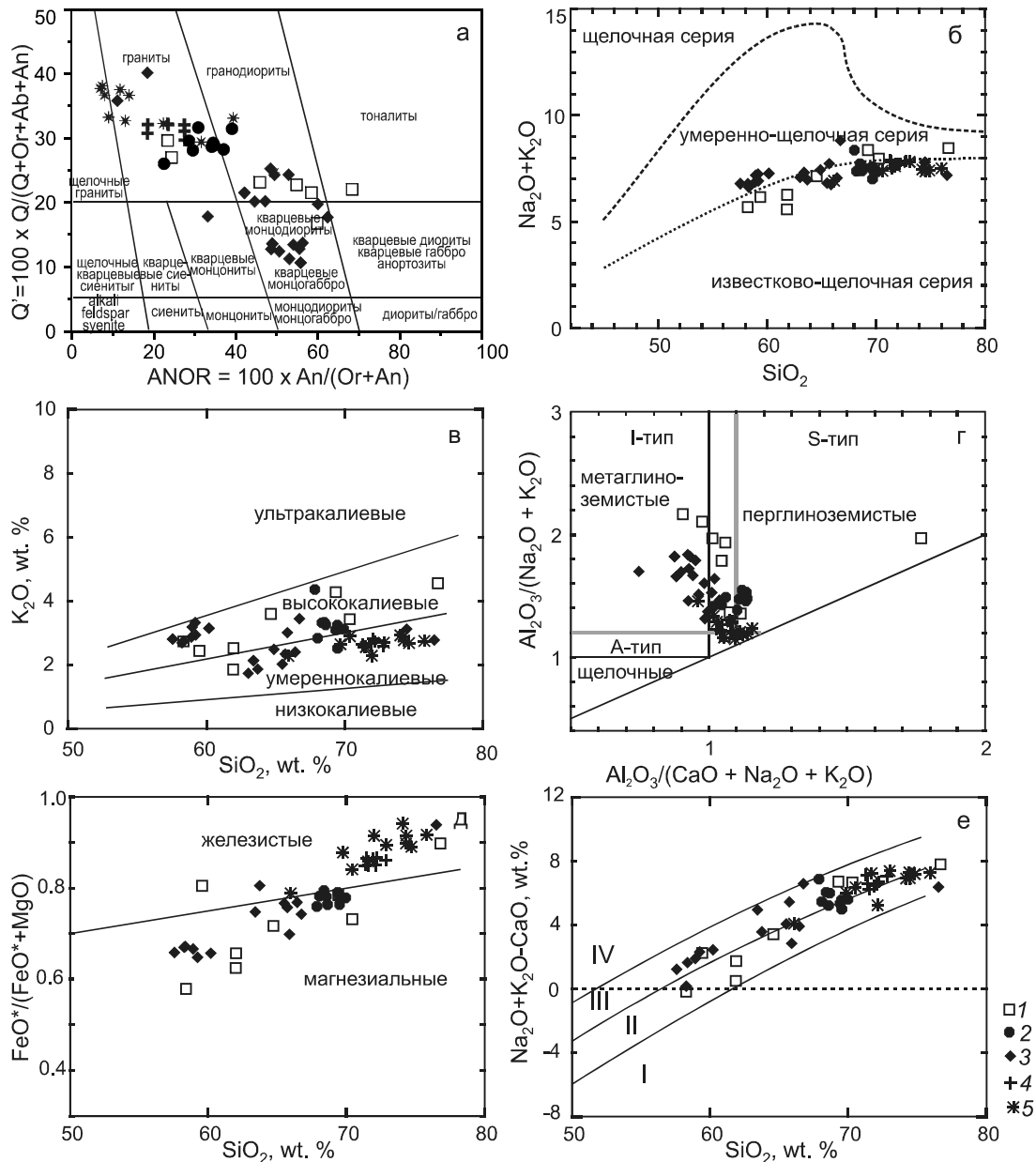


Рис. 4. Петрохимические диаграммы для гранитоидов южной части Вознесенского террейна.

А – диаграмма Q’-ANOR [45]; б – TAS-диаграмма (границы полей приведены в соответствии с [39]); в – диаграмма SiO₂-K₂O (границы полей приведены в соответствии с [42]); г – диаграмма Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)-Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) (молекулярные количества) [41]; д – диаграмма SiO₂-FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO) [33]; е – диаграмма SiO₂-MALI [33]. Поля пород: I – известковых, II – известково-щелочных, III – щелочно-известковистых, IV – щелочных. Массивы: 1 – Артемовский, 2 – Надеждинский, 3-4 – Островорусский (ранняя и поздняя ассоциации, соответственно), 5 – Седанкинский.

и Hf. В наиболее кремнекислых породах появляется небольшой минимум по Sr (рис. 5 г).

Изотопный состав Nd ($\epsilon_{Nd}(T) = -1.3$; $T_{Nd}(DM-2) = 1.31$ млрд лет) близок к таковому в гранитах Артемовского массива.

Гранитоиды **ранней ассоциации Островорусского массива** соответствуют кварцевым монцодио-

ритам, гранодиоритам и гранитам (рис 4 а). Монцодиориты – высококальциевые породы умеренно-щелочного ряда, в то время как составы более кремнекислых разновидностей попадают, в основном, в поле умереннокальциевых пород нормальной щелочности (рис. 4 б, в) Кварцевые монцодиориты и гранодиориты недосыщены глиноземом, граниты слабо перглиноземистые

Таблица 2. Представительные анализы палеозойских гранитоидов южной части Вознесенского террейна.

Массив	Артемовский					Надеждинский				
	14-16/4	14-16/9	14-16/10	14-16/8	14-16/11	13-103/56	13-103/3	13-102/2	13-102/4	13-103/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	58.28	64.60	69.30	70.31	76.69	67.91	68.43	68.70	69.55	69.43
TiO ₂	0.86	0.52	0.29	0.33	0.07	0.35	0.35	0.34	0.35	0.34
Al ₂ O ₃	16.57	17.11	15.30	14.95	13.15	15.43	15.79	15.28	14.96	14.82
Fe ₂ O ₃ *	6.27	3.59	2.54	2.61	0.95	2.81	3.18	2.83	2.97	2.89
MnO	0.10	0.05	0.04	0.07	0.02	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
MgO	4.14	1.29	0.64	0.87	0.10	0.79	0.73	0.78	0.76	0.68
CaO	5.86	3.73	1.66	1.31	0.67	1.55	1.73	1.63	2.06	2.23
Na ₂ O	2.83	3.44	3.97	4.42	3.80	3.94	4.35	4.26	4.29	4.37
K ₂ O	2.77	3.63	4.31	3.46	4.59	4.38	3.34	3.27	3.26	3.11
P ₂ O ₅	0.19	0.16	0.09	0.10	0.02	0.11	0.11	0.10	0.11	0.10
п.п.п.	2.12	1.23	1.63	1.34	0.24	1.61	1.65	1.77	2.06	2.03
сумма	100.23	99.63	100.07	100.04	100.37	99.19	99.89	99.18	100.68	100.24
Sc	16	4	3	4	2	4	4	4	5	5
Co	16	5	2	3	1	2	2	2	2	3
Ga	18.9	18.6	16.9	17.4	17.3	19.3	19.5	19.3	19.2	21.2
Rb	59	68	110	90	124	94	69	75	73	74
Sr	649	815	441	480	89	387	489	370	417	419
Y	21	10	12	15	30	14	19	15	18	24
Zr	192	238	146	188	35	178	192	184	192	216
Nb	9.5	5.7	8.7	10.1	9.0	8.6	9.5	9.0	9.8	10.5
Cs	2.0	2.0	2.1	2.7	1.8	1.3	1.3	1.3	1.6	1.5
Ba	1149	1643	1497	895	92	1573	928	854	1120	955
La	31.7	54.3	29.5	35.5	5.05	31.8	28.4	31.1	26.3	34.5
Ce	67.5	103	54.9	67.9	10.9	61.5	55.3	60.5	51.6	67.2
Pr	8.67	11.4	6.24	7.50	1.48	7.93	7.39	8.09	6.64	8.88
Nd	31.6	35.9	19.8	24.8	5.90	28.1	25.4	27.4	22.7	31.5
Sm	6.21	4.86	3.45	4.33	2.00	4.62	4.40	4.48	4.01	5.28
Eu	1.57	1.53	0.94	0.79	0.29	1.06	1.02	0.98	1.05	0.95
Gd	5.55	3.65	3.03	3.55	2.97	3.78	3.77	3.68	3.97	4.52
Tb	0.78	0.35	0.37	0.48	0.65	0.48	0.57	0.51	0.59	0.70
Dy	4.00	1.69	2.00	2.58	4.25	2.44	2.91	2.53	3.02	3.84
Ho	0.80	0.35	0.37	0.48	0.94	0.43	0.62	0.51	0.59	0.76
Er	2.12	1.10	1.15	1.34	3.17	1.23	1.78	1.34	1.69	2.30
Tm	0.32	0.16	0.18	0.23	0.50	0.20	0.27	0.19	0.27	0.35
Yb	2.00	0.99	1.10	1.50	3.25	1.10	1.70	1.16	1.70	2.43
Lu	0.31	0.16	0.16	0.22	0.51	0.17	0.26	0.18	0.26	0.38
Hf	5.5	6.6	4.5	5.6	3.0	4.6	5.3	4.9	5.3	6.2
Ta	0.6	0.3	0.8	1.0	1.4	0.6	0.8	0.6	0.8	1.4
Th	5.0	12.3	8.3	9.4	14.6	5.9	6.8	6.3	6.6	8.8
U	1.8	1.6	2.4	2.2	4.3	1.5	2.4	1.0	4.5	2.8

Таблица 2. (Продолжение).

Массив	Островорусский							
	13-114/2	13-114/1	рус-66	рус-5	11-57/1	рус-6а	13-118/2	13-118/5
	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	58.24	58.33	65.49	65.71	74.50	76.50	71.36	71.49
TiO ₂	0.76	0.73	0.80	0.70	0.25	0.23	0.34	0.36
Al ₂ O ₃	16.18	16.93	15.15	15.42	13.04	12.19	13.78	13.88
Fe ₂ O ₃ *	6.46	6.35	6.29	5.63	3.17	2.48	3.56	3.95
MnO	0.09	0.10	0.15	0.14	0.05	0.05	0.10	0.09
MgO	2.86	2.79	1.72	1.62	0.34	0.15	0.57	0.55
CaO	6.60	4.95	2.73	2.26	0.50	0.78	0.78	1.24
Na ₂ O	4.05	3.84	4.75	5.35	4.64	4.37	5.20	5.22
K ₂ O	2.70	2.74	2.02	2.34	3.13	2.78	2.64	2.55
P ₂ O ₅	0.25	0.22	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.09
п.п.п.	1.47	2.68	0.95	0.84	0.43	0.56	0.81	0.63
сумма	99.67	99.65	99.15	99.22	100.17	99.58	99.24	100.05
Sc	15	8	21	18	8	9	11	11
Co	12	9	6	7	3	1	3	3
Ga	17.6	15.3	–	–	–	–	14.7	14.2
Rb	72	91	56	65	67	59	66	62
Sr	697	451	307	362	178	148	132	168
Y	24	13	47	26	30	34	38	32
Zr	201	115	103	176	201	199	175	175
Nb	8.8	8.5	13.9	8.3	10.1	9.5	10.3	10.0
Cs	2.4	1.9	4.5	4.6	4.4	11.4	2.1	1.6
Ba	783	638	358	431	473	445	511	506
La	31.7	36.1	25.3	17.1	17.7	21.1	29.3	24.2
Ce	61.9	61.5	55.5	33.6	36.4	43.1	51.3	48.3
Pr	8.23	7.08	6.84	3.91	4.10	4.81	7.30	6.50
Nd	29.8	22.1	26.7	15.3	15.4	17.5	27.3	23.6
Sm	5.43	3.70	6.21	3.64	3.51	4.10	5.63	5.22
Eu	1.45	1.02	1.14	0.98	0.87	0.85	1.34	1.24
Gd	4.58	2.68	6.54	3.63	3.68	4.04	5.39	4.89
Tb	0.72	0.37	1.13	0.57	0.64	0.75	0.97	0.83
Dy	4.12	2.05	6.43	3.68	4.00	4.46	5.74	5.21
Ho	0.82	0.42	1.34	0.71	0.85	0.91	1.30	1.10
Er	2.31	1.23	3.58	2.10	2.40	2.82	3.75	3.38
Tm	0.37	0.19	0.55	0.32	0.38	0.43	0.59	0.54
Yb	2.31	1.28	3.63	2.09	2.45	2.96	3.83	3.49
Lu	0.36	0.19	0.55	0.32	0.38	0.45	0.56	0.54
Hf	6.1	3.5	3.0	4.0	4.6	5.0	5.4	5.5
Ta	0.7	0.8	1.0	0.5	0.7	0.8	0.8	0.8
Th	12.5	13.1	6.2	4.3	6.7	7.1	7.0	6.9
U	3.8	4.0	1.8	1.3	2.0	2.1	2.2	2.3

Таблица 2. (Окончание).

Массив	Островорусский			Седанкинский				
	№ пробы	13-118/7	13-118/1	13-118/3	13-108	13-104/2	13-104/1	13-106/2
	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	71.96	72.25	72.87	66.04	69.82	72.10	72.97	74.38
TiO ₂	0.34	0.31	0.34	0.68	0.48	0.33	0.29	0.24
Al ₂ O ₃	13.98	13.44	13.71	14.91	14.09	13.75	13.61	12.90
Fe ₂ O ₃ *	3.45	3.18	3.75	5.33	4.38	4.23	3.85	3.65
MnO	0.09	0.08	0.09	0.15	0.08	0.11	0.06	0.08
MgO	0.49	0.44	0.55	1.30	0.56	0.37	0.42	0.38
CaO	1.27	1.04	0.78	2.90	1.51	1.78	0.49	0.31
Na ₂ O	4.99	4.93	5.20	4.76	4.94	4.78	5.23	4.78
K ₂ O	2.67	2.73	2.60	2.22	2.59	2.24	2.64	2.83
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.08	0.21	0.11	0.07	0.05	0.04
п.п.п.	0.49	0.49	0.51	0.56	0.68	0.46	0.60	0.79
сумма	99.82	98.97	100.48	99.20	99.47	100.40	100.33	100.52
Sc	9	9	10	14	11	13	13	9
Co	3	2	2	5	5	2	4	2
Ga	15.2	14.6	14.5	17.8	16.4	18.3	18.3	17.3
Rb	78	74	65	42	44	49	64	67
Sr	188	156	152	262	236	189	145	73
Y	33	37	33	37	38	42	34	35
Zr	183	190	172	235	240	260	277	281
Nb	10.0	11.2	10.1	10.6	12.3	10.2	9.9	11.4
Cs	2.2	1.9	1.9	0.9	1.1	0.6	1.2	0.7
Ba	509	504	510	634	596	669	619	601
La	25.8	25.6	25.1	26.1	26.1	26.3	24.1	21.3
Ce	50.3	51.4	48.0	50.9	53.2	51.3	50.3	50.6
Pr	6.77	6.74	6.54	7.09	7.18	6.90	6.35	5.46
Nd	24.7	25.3	24.2	28.3	28.5	26.4	23.4	20.2
Sm	5.13	5.21	5.08	6.03	5.95	6.60	5.50	4.69
Eu	1.25	1.09	1.15	1.51	1.52	1.76	1.62	0.98
Gd	4.94	5.13	4.75	6.35	6.05	7.16	5.61	4.93
Tb	0.83	0.92	0.86	0.97	1.00	1.18	0.91	0.83
Dy	5.37	5.93	5.48	6.13	6.24	7.07	5.81	5.46
Ho	1.16	1.30	1.20	1.32	1.42	1.58	1.29	1.26
Er	3.54	3.80	3.44	3.84	4.10	4.65	3.98	4.30
Tm	0.56	0.63	0.56	0.61	0.64	0.73	0.63	0.70
Yb	3.65	4.07	3.63	3.92	4.24	4.76	4.20	4.92
Lu	0.56	0.62	0.56	0.61	0.64	0.73	0.65	0.76
Hf	5.8	6.0	5.4	6.6	6.8	7.2	7.6	8.2
Ta	0.8	0.9	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.9
Th	7.6	7.8	7.1	6.7	4.6	5.1	5.4	6.7
U	2.5	2.6	2.5	2.1	1.4	1.4	1.6	1.9

Примечание. 1–5 – Артемовский массив: 1 – кварцевый монцодиорит, 2 – гранодиорит, 3 – меланократовый гранит, 4 – мезократовый гранит, 5 – лейкократовый гранит. 6–10 – Надеждинский массив, меланократовые граниты, 11–21 – Островорусский массив. 11–16 – ранняя ассоциация: 11–12 – кварцевые монцодиориты, 13–14 – гранодиориты, 15–16 – лейкократоровые граниты. 17–21 – поздняя ассоциация, мезо- и лейкократовые граниты. 22–26 – Седанкинский массив: 22 – гранодиорит, 23 – меланократовый гранит, 24–25 – мезократовые граниты, 26 – лейкократоровый гранит. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Содержания петрогенных компонентов определены методом РФА с использованием рентгеновского спектрометра ARL-9900-XP (аналитики – Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова и А.Н. Таряник); концентрации примесных элементов – методом ICP-ms на приборе FINIGAN ELEMENT по методике [21] (аналитики – И.В. Николаева, С.В. Палесский). Содержания петрогенных компонентов приведены в мас. %, примесных – в ppm. Fe₂O₃* – суммарное железо в форме Fe₂O₃. Прочерк – не определялось.

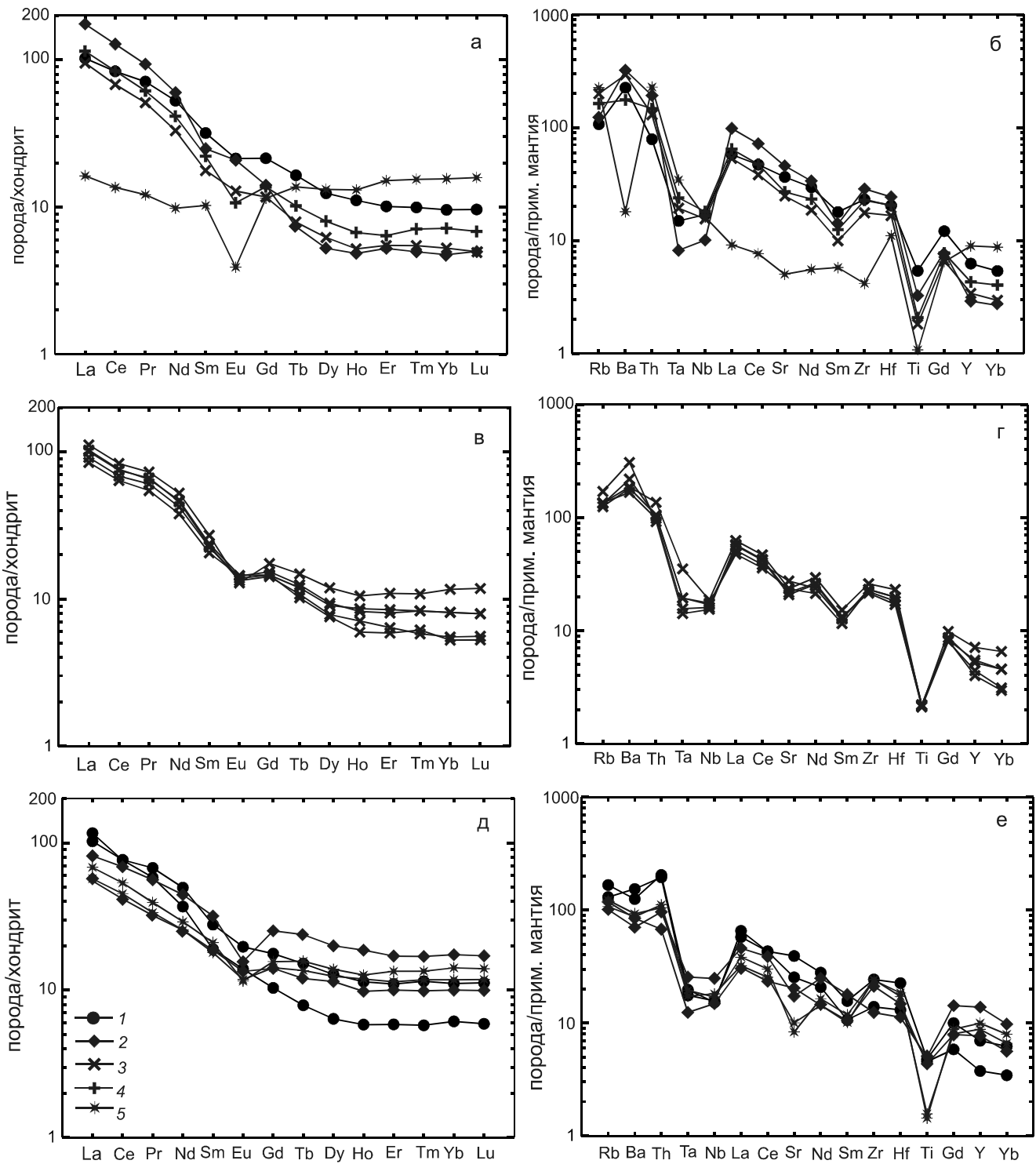


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для раннепалеозойских гранитоидов южной части Вознесенского террейна. А–б – Артемовский массив, в–г – Надеждинский массив, д–е – Островорусский массив, ранняя ассоциация.

1 – кварцевые монцодиориты, 2 – гранодиориты, 3–5 – граниты (3 – меланократовые, 4 – мезократовые, 5 – лейкократовые). Здесь и далее спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [31], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [46].

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопных исследований гранитоидов южной части Вознесенского террейна.

№ п/п	№ пробы	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$
1	14-16/8	482	3.88	23.7	0.0990	0.512287 \pm 11	-6.8	-0.8	1298
2	13-103/3	452	5.34	28.8	0.1121	0.512321 \pm 16	-6.2	-1.3	1312
3	11-57/1	432	3.89	17.1	0.1376	0.512646 \pm 4	0.2	3.4	902
4	13-106/2	260	5.07	22.9	0.1337	0.512669 \pm 12	0.6	2.7	823
5	13-118/2	250	5.33	25.2	0.1279	0.512713 \pm 15	1.5	3.7	735

Примечание. 1 – меланократовый гранит Артемовского массива, 2 – меланократовый гранит Надеждинского массива, 3 – лейкократовый гранит ранней ассоциации Островорусского массива, 4 – гранит Седанкинского массива, 5 – гранит поздней ассоциации Островорусского массива. Sm-Nd изотопные исследования выполнены по валовым пробам в Геологическом институте Кольского научного центра Российской академии наук (Апатиты, Россия) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме, с использованием рениевых и танталовых лент по методике [1] (аналитик П.А. Серов).

(рис. 4 г). Наименее кремнекислые породы устойчиво магнезиальные, гранодиориты – магнезиально-железистые, граниты – железистые.

Кварцевые монцодиориты имеют повышенные содержания Sr и Ba, в меньшей степени – Zr и Hf. В более кремнекислых породах серии концентрации щелочноземельных металлов и высокозарядных элементов опускаются до уровня, типичного для гранитоидов I-типа (табл. 2). Концентрации РЗЭ близкларковые (100–150 ppm), в целом слабо понижаются от кварцевых монцодиоритов к лейкократовым гранитам. Обеднение РЗЭ определяется падением содержания легких лантаноидов, в то время как концентрации тяжелых демонстрируют широкие вариации при слабом общем росте (рис. 5 д). Характерно наличие европиевого минимума, углубляющегося с ростом кремнекислотности пород.

На мультиэлементных диаграммах, как и в предыдущих случаях, присутствуют минимумы по Ta, Nb и Ti, непостоянные максимумы по Zr и Hf. В наиболее кремнекислых гранодиоритах и гранитах появляется минимум по Sr (рис. 5 е).

Изотопный состав неодима в гранитах более радиогенный ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +3.4$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2}) = 0.9$ млрд лет) в сравнении с породами Седанкинского и Артемовского массивов.

Пермские гранитоиды **Островорусского и Седанкинского массивов** близки по составу. Породы Островорусского массива соответствуют гранитам, Седанкинского – гранодиоритам, гранитам и (наиболее кремнекислые разновидности) щелочно-полевошпатовым гранитам (рис. 4 а). На ТАС-диаграмме (рис. 4 б) точки их составов локализируются вблизи границы нормального и умеренно-щелочного рядов. Гранитоиды умереннокалиевые, железистые, слабо

пересыщены глиноземом (рис. 4 в–д), по соотношению щелочей и кальция соответствуют щелочно-известковистым разновидностям.

Гранитоиды слабо обогащены LILE и имеют высокие для кремнекислых пород содержания транзитных элементов (Sc, Co), а также повышенные содержания Y, Hf и тяжелых РЗЭ. Гранитоиды Седанкинского массива характеризуются повышенными концентрациями Zr и Hf (до 280 и 8 ppm, соответственно, в наиболее кремнекислых разновидностях). Содержание РЗЭ в целом ниже, чем в раннепалеозойских гранитоидах (125–150 ppm), спектры их распределения слабо асимметричны с $\text{La}/\text{Yb}_N = 3-5$ и неглубоким европиевым минимумом (рис. 6 а, в). Форма мультиэлементных диаграмм идентичная таковой в большинстве вышеописанных гранитоидов (рис. 6 б, г).

Пермские гранитоиды характеризуются наиболее радиогенным среди всех изученных массивов, составом неодима: значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ составляют +3.7 и +2.7 для гранитов Островорусского и Седанкинского массивов, соответственно. Модельный Nd возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2})$ варьирует от 0.74 до 0.82 млрд лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимическая типизация и источники гранитоидов

Общей особенностью изученных гранитоидов южной части Вознесенского террейна являются слабо повышенная общая и калиевая щелочность, вышекларковые концентрации щелочноземельных металлов и ряда высокозарядных элементов. В то же время по соотношению щелочей, глинозема и кальция (рис. 4 г) большая часть гранитоидов (за исключением наиболее кремнекислых пермских) соответствует породам нормальной щелочности, а положение то-

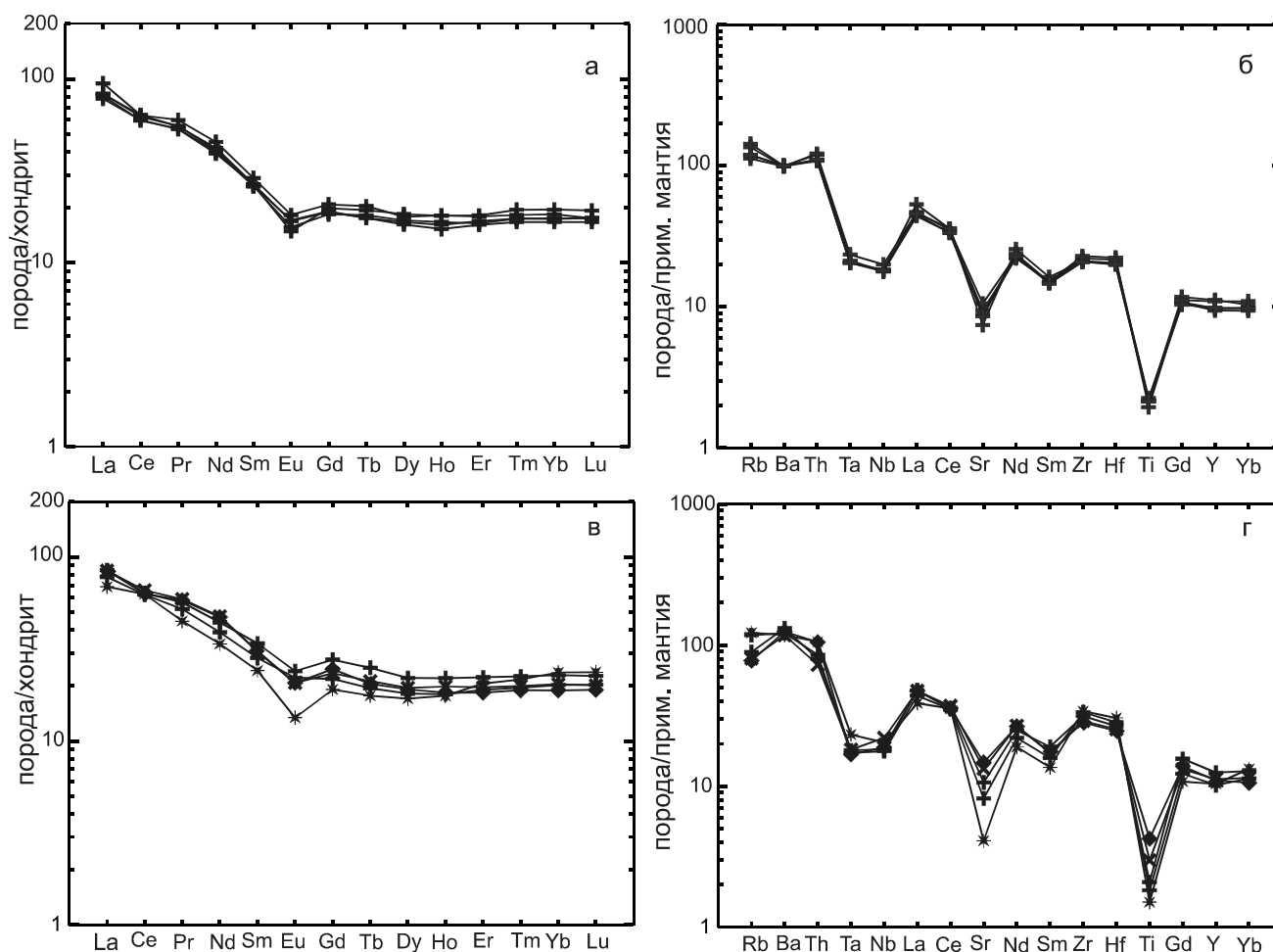


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для позднепалеозойских гранитоидов южной части Вознесенского террейна. а–б – Островорусский массив, поздняя ассоциация, в–г – Седанкинский массив. Условные обозначения см. на рис. 5.

чек составов на диаграммах $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2\text{-MAlI}$ (рис. 4 в, е) указывает на отсутствие щелочных и шонитовых (ультракалиевых) разновидностей.

На диаграммах Дж. Вэйлена с соавторами [48] (рис. 7 а, б) точки составов гранитоидов попадают в поля нефракционированных гранитоидов М, I, S-типов и фракционированных гранитоидов. Лишь две фигуративные точки наиболее фракционированных щелочно-полевошпатовых гранитов Седанкинского массива лежат в поле гранитоидов А-типа на границе с полем фракционированных гранитоидов. На диаграмме А. Гребенникова [6] в поле пород A_1 - и A_2 -типов попадает существенно больше точек (рис. 7 в). При этом в раннепалеозойских ассоциациях разновидностям А-типа соответствуют лишь наиболее кремнекислые и дифференцированные породы, в то время как среди пермских гранитоидов в это поле попадает большинство пород с близэвтектической (71–73 % SiO_2) кремнекислотностью. Из этого можно

сделать вывод, что формирование гранитоидов с геохимическими признаками А-типа в раннепалеозойских ассоциациях было связано с процессами дифференциации, в то время как для пермских гранитоидов этот процесс, вероятнее всего, был обусловлен влиянием мантийного источника.

Таким образом, наибольшую информацию о природе и составе коры южной части Вознесенского террейна могут дать составы раннепалеозойских гранитоидов, кремнекислотность которых близка к гранитной эвтектике (меланограниты Надеждинского и граниты Артемовского массивов).

Рассматриваемые гранитоиды в большинстве своем принадлежат к высококалиевой щелочно-известковистой серии нормальной щелочности и в той или иной мере пересыщены глиноземом. Судя по экспериментальным данным [44 и др.], расплавы со сходными петрохимическими характеристиками образуются при частичном плавлении пород сред-

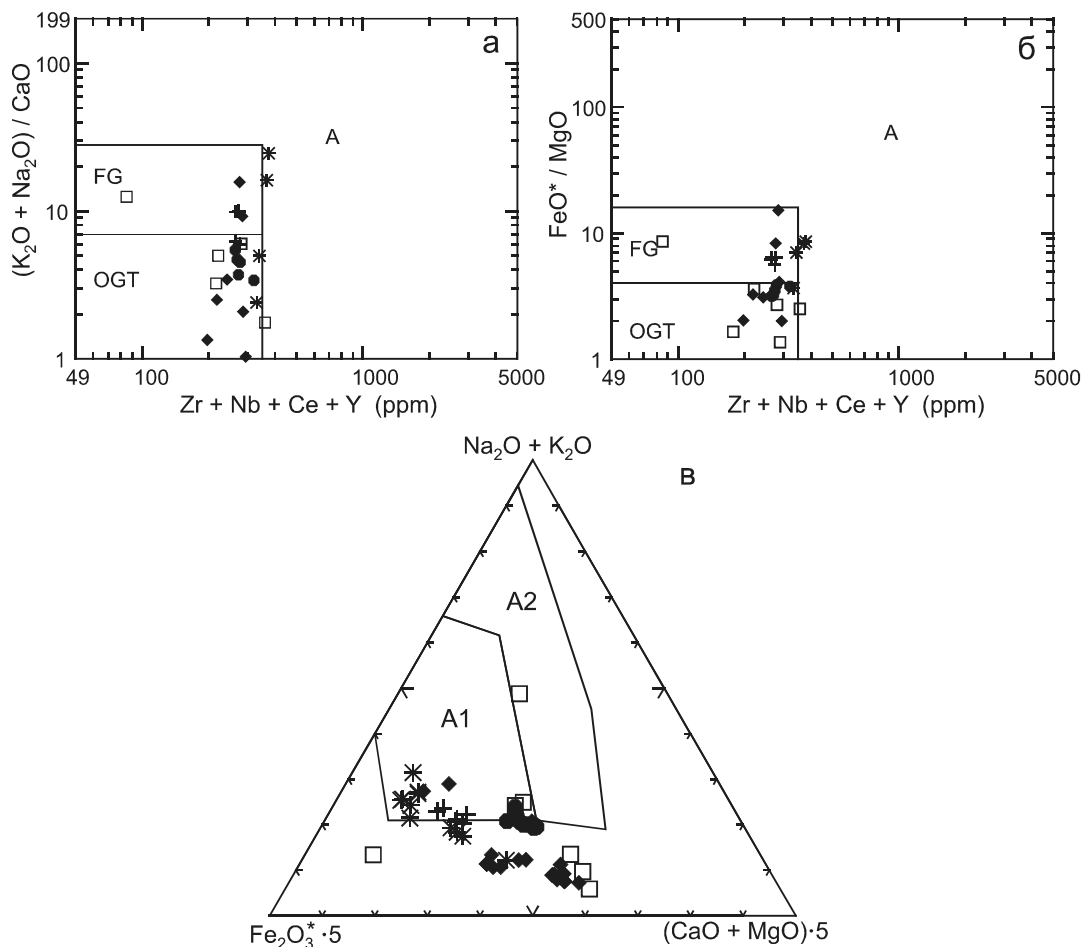


Рис. 7. Положение точек составов палеозойских гранитоидов южной части Вознесенского террейна на диаграммах, предназначенных для диагностики А-гранитов (а–б – [48], в – [6]).

Поля на рис. А–б: OGT – нефракционированные гранитоиды М-, I- и S-типов, FG – фракционированные гранитоиды, А – гранитоиды А-типа. Поля на рис. В: А1 и А2 – поля гранитоидов А1 (с внутриплитными характеристиками) и А2 (с надсубдукционными характеристиками). Остальная область – составы гранитоидов М-, I- и S-типов. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

него состава (андезитов, кварцевых амфиболитов, бедных кварцем граувак). В сравнении с типовыми составами I- и S-гранитов [32] рассматриваемые породы обеднены Rb, U и Th, большинством HFSE (Y, Ti, Nb), обогащены Sr и Ba, в меньшей степени – Zr, в то время как по содержаниям легких РЗЭ соответствуют I-гранитам. Таким образом, по ряду характеристик гранитоиды Артемовского и Надеждинского массива приближаются к гранитоидам M_2 -типа, образующимся при плавлении метавулканических пород среднего-основного состава, по другим – тяготеют к меланократовым гранитоидам A_2 -типа. Поскольку эти отличия наблюдаются для палеозойских пород разного возраста и прослеживаются (пусть не так явно) в пермских гранитоидах – вероятнее всего они отражают особенности состава магмогенерирующих субстратов. Такими субстратами могли быть дифференцированные известково-щелочные островодужные

андезибазальты и андезиты. Учитывая достаточно широкие вариации индекса Шенда в анхиэвтектических гранитоидах (0.99–1.13), можно предполагать, что в процессы гранитообразования в небольших количествах вовлекались также и осадочные толщи.

Изотопные данные свидетельствуют о существенно ювенильном характере источников гранитоидов (модельный возраст не превышает 1.3 млрд лет) и указывают на отсутствие зрелой раннедокембрийской коры в основании Вознесенского террейна. Этот вывод косвенно подтверждается отсутствием в гранитоидах захваченных цирконов с возрастом более 600 млн лет. Кроме того, полученные данные позволяют предполагать неоднородность коры южной части Вознесенского террейна. Раннепалеозойские гранитоиды, характеристики которых в максимальной степени отражают специфику коровых субстратов, демонстрируют два интервала модельных Nd возра-

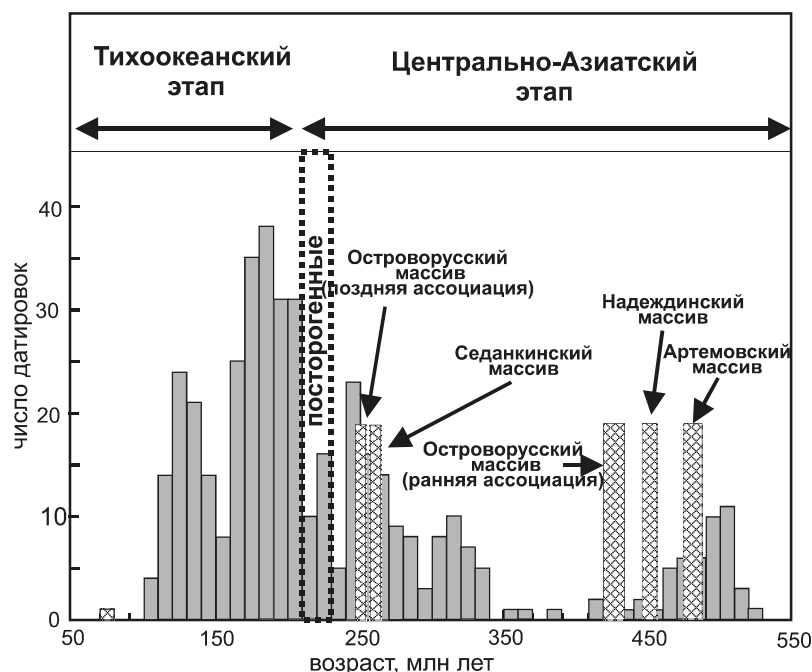


Рис. 8. Соотношение возрастов гранитоидов южной части Вознесенского террейна и сопредельных территорий Северо-Восточного Китая. Данные по возрасту гранитоидов Северо-Восточного Китая – по [50], гранитоидов Островорусского и Седанкинского массивов – по [47], Надеждинского и Артемовского массивов – данная работа.

стов: ≈ 1.3 млрд лет (Надеждинский и Артемовский массивы) и 0.9 млрд лет (ранняя ассоциация Островорусского массива). Поскольку неопределенность расчета Nd модельного возраста обычно принимается равной 100 млн лет, эти различия имеют статистически значимый характер. При этом модельные возрасты Артемовского и Надеждинского массивов близки к таковым для гранитоидов центральной части Вознесенского террейна и других блоков Ханкайского массива [13, 15, 38], в то время как модельный возраст гранитоидов Островорусского массива близок к наблюдаемому в гранитоидах Лаоелин-Гродековского террейна Южного Приморья, сложенного, главным образом, ювенильной корой [14]. Как следствие, есть все основания считать, что южная оконечность Вознесенского террейна (остров Русский и прилегающие острова) характеризуется более ювенильным основанием, чем основная его часть.

Пермские гранитоиды имеют более радиогенный состав неодима в сравнении с породами раннепалеозойских интрузий; их формирование происходило из более ювенильных источников или (что более вероятно, учитывая геохимические характеристики пород) при большем вкладе мантийного компонента, нежели ордовикских пород региона.

Таким образом, формирование гранитоидов полуострова Муравьева-Амурского и его окрестностей происходило за счет плавления пород существенно ювенильной континентальной коры при варьирующем вкладе мантийного источника (максимальная его активность фиксируется для пермских ассоциаций).

Коровые источники, участвовавшие в гранитообразовании, имели возраст не древнее неопротерозоя. Они были представлены, преимущественно, дифференцированными основными и средними вулканитами с островодужными характеристиками. Кроме того, в процессы гранитообразования в небольших объемах вовлекались осадочные толщи.

Рубежи и тектоническая природа гранитоидного магматизма

Палеозойский этап геологической истории Восточной Азии традиционно интерпретируется в рамках эволюции структур Палеоазиатского океана и формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Основные этапы и рубежи эволюции этой крупной структуры отражены в целом ряде публикаций [8, 43, 51 и др.]. В частности, для палеозойского этапа эволюции ЦАСП установлены главные рубежи аккреционно-коллизионных событий (поздний кембрий–ранний ордовик, поздний карбон, поздняя пермь) и масштабных проявлений внутриплитного магматизма (ранний-средний ордовик, ранняя пермь, поздняя пермь–ранний триас), соответствующих главным пикам проявления гранитоидного магматизма. Применительно к сопредельным регионам Китая, детальный анализ этапности гранитоидного магматизма дан в работе [50]. Анализируя пространственное распространение разновозрастных гранитоидов, авторы указанной работы выделили в эволюции региона два этапа: «Центрально-Азиатский» и «Тихоокеанский», маркирующие взаимодействие континентальных блоков с соответствующими палеоокеаническими бас-

сейнами. Граница этих этапов соответствует концу позднего триаса (210–200 млн лет, рис. 8). Однако необходимо учесть, что в цитируемом обзоре «Центрально-Азиатский» этап рассматривается с позиций эволюции Солонкерского палеоокеанического бассейна, закрытие которого произошло на рубеже перми и триаса (именно в обрамлении этого бассейна локализовано подавляющее большинство гранитоидных массивов, данные по которым легли в основу работы [50]). Как следствие, в анализ не были вовлечены многочисленные гранитоидные интрузии Забайкалья с возрастом 160–180 млн лет (шахтаминский, амуджикан-сретенский, аманатский и др. комплексы [2, 11, 26, 28]), формирование которых было связано с эволюцией Монголо-Охотского океана и не имело никакого отношения к событиям, происходившим на Тихоокеанской окраине Азии.

Геохронологические исследования гранитоидов полуострова Муравьева-Амурского и его окрестностей свидетельствуют о принадлежности их к трем дискретным этапам: ордовикскому (482–450 млн лет, Артемовский и Надеждинский массивы), силурийскому (432–422 млн лет, ранняя ассоциация Островорусского массива) и позднепермскому–раннетриасовому (260–250 млн лет, Седанкинский массив и поздняя ассоциация Островорусского массива).

Сопоставление полученных геохронологических данных по гранитоидам южной части Вознесенского террейна с возрастными гранитоидов на сопредельных территориях (рис. 8) позволяет, в первом приближении, выявить их связь с эволюцией различных крупных геологических структур и оценить тектоническую природу.

Ордовикский этап соответствует крупномасштабным аккреционно-коллизийным событиям и последовавшей за ними «вспышке» внутриплитного магматизма в Центральной Азии [9, 23]. Магматизм этого этапа широко проявился на всей территории Амурского супертеррейна и в сопредельных районах (рис. 8). Соответственно, связь ордовикских интрузий южной части Вознесенского террейна с эволюцией Центрально-Азиатского складчатого пояса сомнений не вызывает.

В середине силура эндогенная активность в Центральной Азии была резко угнетена. В западном секторе ЦАСП отдельные ареалы магматизма существовали лишь в Центральном Казахстане, где они завершали эволюцию раннепалеозойских структур [7]. В восточном секторе интрузивы близкого возраста известны в обрамлении Монголо-Охотского линеаamenta [24, 25]. К югу от этой структуры (Малохинганский и Цзямусинский террейны, обрамление впадины Сонголао в Северо-Восточном Китае) силурийские грани-

тоиды практически отсутствуют [50]. Таким образом, формирование ранней ассоциации Островорусского массива с высокой долей вероятности может быть обусловлено локальными процессами, происходившими на Тихоокеанской окраине Азии (хотя полностью исключать возможность связи этих гранитоидов с эволюцией ЦАСП пока преждевременно).

Наиболее неоднозначна позиция пермских (260–250 млн лет) гранитоидов. Этот этап эндогенной активности проявлен как на большинстве территории Центрально-Азиатского складчатого пояса, так и в окружающих его кратонных блоках. На платформах и в их обрамлении в поздней перми–раннем триасе произошло формирование Сибирской, Эмейшаньской и Хангайской крупных изверженных провинций плюмовой природы [10, 29]. В Забайкалье в это время формировались магматические ассоциации, связанные с эволюцией Монголо-Охотского океана, а в Северо-Восточном Китае, в непосредственной близости от Ханкайского массива, происходило закрытие Солонкерского океанического бассейна. Все эти события сопровождалось интенсивным гранитоидным магматизмом [14, 17, 50]. Однако геологическая позиция и геохимические особенности пермских гранитоидов не позволяют связывать их с эволюцией перечисленных структур.

Синтез геологических и изотопно-геохронологических данных по гранитоидам Северо-Восточного Китая, маркирующим закрытие Солонкерского бассейна, позволил надежно разграничить аккреционно-коллизийную и постааккреционную стадии этого процесса (рис. 8). Интервал формирования гранитоидов южной части Вознесенского террейна (260–250 млн лет) соответствует собственно коллизийной стадии. Однако по особенностям вещественного состава изученные гранитоиды резко отличаются от коллизийных образований; по составу они в гораздо большей степени соответствуют постааккреционным гранитоидам, широко проявленным в Восточной Азии (включая территории Китая и Кореи). В то же время, геолого-геохимические исследования пермско-триасовых вулканитов Южного Приморья дают основания предполагать, что позднепалеозойская–раннемезозойская эндогенная активность региона была обусловлена взаимодействием континентального блока с двумя океаническими бассейнами: Солонкерским (фрагмент Палеоазиатского океана) и Палеопацификой [16]. Первая граница, маркируемая вулканическими ареалами барабашской свиты в Лаоелин-Гродековском террейне, в перми имела субдукционную природу, ее эволюция завершилась на границе перми и триаса закрытием океанического бассейна. Вторая граница в ранней-средней перми,

вероятнее всего, имела трансформный характер, в современной структуре Южного Приморья она представлена локальными ареалами вулканитов владивостокской свиты, вытянутыми вдоль восточного края Ханкайского массива более чем на 200 км. Тесная пространственная и генетическая связь пермских гранитоидов полуострова Муравьева-Амурского с кислыми вулканитами владивостокской свиты позволяет предполагать, что формирование этих пород было обусловлено процессами, происходившими на тихоокеанской окраине Ханкайского массива.

ВЫВОДЫ

1. Гранитоиды южной части Вознесенского террейна образованы в течение трех этапов эндогенной активности: ордовикского (481–452 млн лет), силурийского (432–422 млн лет) и пермского (260–250 млн лет).

2. Гранитоиды имеют преимущественно коровую природу. Их формирование явилось следствием плавления относительно незрелых пород континентальной коры (преимущественно – вулканитов среднего-основного состава). Максимальное участие мантийных источников в гранитообразовании фиксируется для пермских ассоциаций.

3. Изотопные характеристики гранитоидов ($T_{Nd}(DM-2) < 1.3$ млрд лет) указывают на отсутствие зрелой раннекембрийской коры в основании Вознесенского террейна, а также на гетерогенность его фундамента: доля ювенильных пород в южной оконечности террейна (остров Русский) существенно выше, чем на остальной его территории.

4. Образование гранитоидов полуострова Муравьева-Амурского и его окрестностей было обусловлено периодическим взаимодействием континентальных блоков с двумя океаническими бассейнами: Палеоазиатским (и его фрагментами) и Палеопацификой.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.Y26.31.0018) и РФФИ (проект 16-05-00515).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С-Пб: Наука, 2004. 174 с.
- Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Баянова Т.Б., Киселева В.Ю., Крымский Р.Ш., Лепехина Е.Н., Палесский С.В. Жирекенская Мо-порфириновая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): U-Pb возраст, источники, геодинамическая обстановка // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 3. С. 571–594.
- Вах А.С., Авченко О.В., Киселев В.И., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Геохронологические U-Pb изотопные исследования цирконов из гранитоидов и рудоносных метасоматитов Берзитовского золото-полиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье, Россия) // Тихоокеан. геология. 2013. Т.32, № 6. С. 20–39.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И.Ханчук. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 1 000 000. Ханкайская серия, листы L-52 (Пограничный), L-53 (оз. Ханка), K-52 (Владивосток), K-53 (Находка). СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006.
- Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373
- Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана // Труды ГИН РАН. Вып. 602. М: ГЕОС, 2012. 289 с.
- Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 5–27.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1159–1187.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ванг Т., Гуо Л., Родионов Н.В., Демонтерова Е.И. Мезозойские гранитоиды в структуре Безымянного комплекса метаморфического ядра (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 11. С. 2015–2033.
- Зимица В.Г., Изосов Л.А., Мельников Н.Г. К стратиграфии девонских отложений Ханкайского массива и его обрамления // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН СССР, 1982. С. 13–21.
- Крук Н.Н., Ковач В.П., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Терентьева Л.Б., Лаврик С.Н. Изотопная Nd-систематика метаморфических пород юга Дальнего Востока России // Докл. АН. 2014. Т. 455, № 1. С. 62–66.
- Крук Н.Н., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Вржосек А.А., Касаткин С.А., Куйбида М.Л., Вовна Г.М. Гранитоиды Гамовского интрузива: геологическая позиция, вещественный состав, возраст и индикаторная роль в геологической эволюции Южного Приморья // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 12. С. 2134–2152.
- Крук Н.Н., Руднев С.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Крук Е.А. А-граниты Гродековского батолита: возраст, состав, индикаторная роль в раннепалеозойской геологической истории Южного Приморья // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. Вып. 30, № 2. С. 5–15.
- Крук Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Крук Е.А. Пермские вулканиты Южного Приморья: геохимия, источники расплавов и возможная тектоническая позиция // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и

- скольжения литосферных плит: Материалы Третьей Всероссийской конференции. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 184–186.
17. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Коршунов А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и тектоническое положение гранитов и вулканитов восточного окончания Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса // Докл. АН. 2011. Т. 441, № 3. С. 363–368.
 18. Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1991. 380 с.
 19. Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л., Крупинин М.Т. U-Pb-систематика обломочных цирконов из отложений серебрянской серии Среднего Урала // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 2. С. 180–196.
 20. Мельников Н.Г., Матияш А.А., Фанзов И.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Владивостокского промышленного района / Отчет Владивостокского участка Полянской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:50 000 Владивостокского промышленного района. Владивосток, ТГФ. 1991. 5 т.
 21. Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИПС-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.
 22. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадрач Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 23. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.
 24. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальников Е.Б., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. Раннепалеозойская монадиорит-гранодиоритная ассоциация северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса (Нора-Сухотинский террейн): возраст, тектоническая позиция // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 2. С. 49–57.
 25. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Раннепалеозойские габбро-гранитоидные ассоциации восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Приамурье): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 3. С. 3–21.
 26. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннемезозойский магматизм Буреинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Докл. АН. 2013. Т. 452, № 1. С. 80–86.
 27. Ханчук А.И., Сахно В.Г., Аленичева А.А. Первые U-Pb-SHRIMP-датирования по циркону магматических комплексов Юго-Западного Приморья // Докл. АН. 2010. Т. 431, № 4. С. 516–520.
 28. Шатков Г. А., Бережная Н. Г., Лепехина Е. Н., Родионов Н.В., Падерин И. П., Сергеев С.А. U-Pb (SIMS SHRIMP-II) возраст вулканических образований Тулукуевской кальдеры (Стрельцовский урановорудный узел, Восточное Забайкалье) // Докл. АН. 2010. Т. 432, № 3. С. 360–364.
 29. Ярмолук 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.
 30. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C.. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
 31. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam et al.: Elsevier, 1984. P. 63–114.
 32. Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sci. 1992. V. 83. P. 1–26.
 33. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
 34. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planetary Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
 35. Jackson S.E., Dearson N.J., Griffin W.L. et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U/Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
 36. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planetary Sci/ Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
 37. Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.
 38. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 120. P. 117–138.
 39. Le Maitre R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
 40. Ludwig K.R. Isoplot 3.00 – a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ. 2003. N 4.
 41. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
 42. Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247–263.
 43. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
 44. Singh J., Johannes W. Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. P. 25–44.
 45. Streckeisen A., Le Maitre R.W. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks // Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1979. Abhandlungen 136. P. 169–206.
 46. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
 47. Tsutsumi Y, Yokoyama K, Kasatkin S.A., Golozubov V.V.

- Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and Voznesenka Belt, Far East Russia // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2014. V. 109. P. 97–102.
48. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy & Petrology.* 1987. V. 95. P. 407–419.
49. Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter.* 1995. V. 19. P. 1–23
50. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. Zhang Y.-B., Matthew L., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.-M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 41. P. 1–30.
51. Xiao W., Huang B., Han C., Sun S., Li J. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // *Gondwana Res.* 2010. V. 18. P. 253–273.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным

N.N. Kruk, V.V. Golozubov, V.I. Kiselev, E.A. Kruk, S.N. Rudnev, P.A. Serov, S.A. Kasatkin, E.Yu. Moskalenko

**Paleozoic granitoids of the southern part of the Voznesensk terrane (Southern Primorye):
Age, composition, melts sources and setting of their formation**

The paper presents data on the geological position, age, geochemistry and isotopic characteristics of granitoids of the southern part of the Voznesensk terrane, Southern Primorye (Muraviev-Amur Peninsula and its surroundings). All of the studied granitoids were formed during three stages: the Ordovician, Silurian and Permian. The Silurian and Permian ages of the granitoid intrusions have been distinguished earlier on (the Ostrovorussky Massif 432–422, and 250 ± 4 Ma, early and late associations, respectively; the age of the Sedanka Massif is estimated to be 261 ± 3 Ma [47]). The granites of the Artem and Nadezhda massifs (from the U-Pb zircon dating) were determined to be 481 ± 6 and 452 ± 4 Ma, respectively).

The geochemical and isotopic studies show mainly crustal nature of the granitoids. Their formation followed from a partial melting of relatively immature continental crust rocks (medium-basic volcanics). The Nd isotopic composition of granitoids ($T_{Nd} (DM-2) \leq 1.3 GA$) indicates the absence of the mature ancient crust at the base of the southern Voznesensk terrane. Maximum participation of the mantle sources in the granite formation is fixed for Permian associations.

A comparison of the peaks of intrusive magmatism in the southern part of the Voznesensk terrane and adjacent territories suggests that the formation of the granitoids of the Muraviev-Amur Peninsula and its environs was attributable to the interaction of the continental blocks with two oceanic basins: the Paleo-Asian (and its fragments) and Paleo-Pacific.

Key words: granitoids, geochemistry, geochronology, tectonic position, Southern Primorye, Far East of Russia.