

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СУБСИНХРОННОГО ОСТРОВОДУЖНОГО МАГМАТИЗМА И ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ (*Предивинский террейн Енисейского кряжа*)

А.Д. Ножкин<sup>1</sup>, Н.В. Дмитриева<sup>1,2</sup>, И.И. Лиханов<sup>1</sup>, П.А. Серов<sup>3</sup>, П.С. Козлов<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup> Геологический институт ГНЦ РАН, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

<sup>4</sup> Институт геологии и геохимии УрО РАН им. А.Н. Заварицкого, 620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

Приводятся данные по геологической позиции, петрогеохимическому и изотопному составу, условиям и времени метаморфизма неопротерозойских метатерригенных отложений, ассоциирующихся с островодужными метавулканиками Предивинского террейна Енисейского кряжа. Терригенные породы невысокой степени зрелости, имеют преимущественно локальный источник сноса, представленный ассоциирующимися с ними островодужными магматическими комплексами. Изотопно-геохронологические данные указывают на то, что терригенные породы образованы в основном в результате эрозии ювенильного корового вещества, подобного магматическим ассоциациям, развитым в Предивинском терреине. Это подтверждается сходством модельных возрастов и положительных величин  $\epsilon_{Nd}$  терригенных и вулканических пород, а также близостью конкордантных возрастов кластогенного циркона метаосадочных пород в интервале преимущественно 610—640 млн лет и U-Pb изотопных возрастов циркона риолитов около 620—640 млн лет, принадлежащих двум ассоциациям разных толщ. Выполненные расчеты *P-T* параметров метаморфизма осадочно-вулканогенных отложений отвечают условиям эпидот-амфиболитовой фации, реже диапазону перехода от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации. Наиболее вероятное время их метаморфизма, обусловленного проявлением вендских аккреционно-коллизийных событий, на основе Ar-Ar исследований роговых обманок оценивается около 600—610 млн лет.

*Неопротерозой, терригенные породы, вулканизм, LA-ICP-MS, SHRIMP-II датирование, Sm-Nd изотопия, метаморфизм, Предивинский террейн, Енисейский кряж.*

## GEOCHEMICAL, ISOTOPIC, AND GEOCHRONOLOGICAL EVIDENCE FOR SUBSYNCHRONOUS ISLAND-ARC MAGMATISM AND TERRIGENOUS SEDIMENTATION (*Predivinsk terrane of the Yenisei Ridge*)

A.D. Nozhkin, N.V. Dmitrieva, I.I. Likhanov, P.A. Serov, and P.S. Kozlov

In this study we present data on the geologic setting, geochemical and isotopic compositions, timing and *P-T* conditions of metamorphism of Neoproterozoic terrigenous metasediments, and associated island-arc metavolcanics of the Predivinsk terrane of the Yenisei Ridge. Relatively immature terrigenous rocks were eroded from a local source which is associated with island-arc magmatic complexes. The geochronological constraints indicate that the terrigenous rocks were eroded from juvenile crustal sources represented primarily by magmatic rocks, which are similar to those of the Predivinsk terrane. This is supported by a similar range of model ages, positive  $\epsilon_{Nd}$  values of terrigenous and magmatic rocks, and correspondence between the concordant ages of detrital zircons from metasedimentary rocks (610–640 Ma) and the U–Pb ages of zircons from rhyolites (ca. 620–640 Ma) from two suites within different sequences. The *P-T* conditions for volcanosedimentary rocks of the Predivinsk terrane correspond to the epidote-amphibolite facies and the transition from epidote-amphibolite to amphibolite facies. The most likely age of metamorphism due to Vendian accretion/collision events is given by Ar–Ar dates of 600–610 Ma.

*Late Precambrian, volcanosedimentary rocks, LA-ICP-MS dating, SHRIMP II, Sm–Nd isotopy, Predivinsk terrane, Yenisei Ridge*

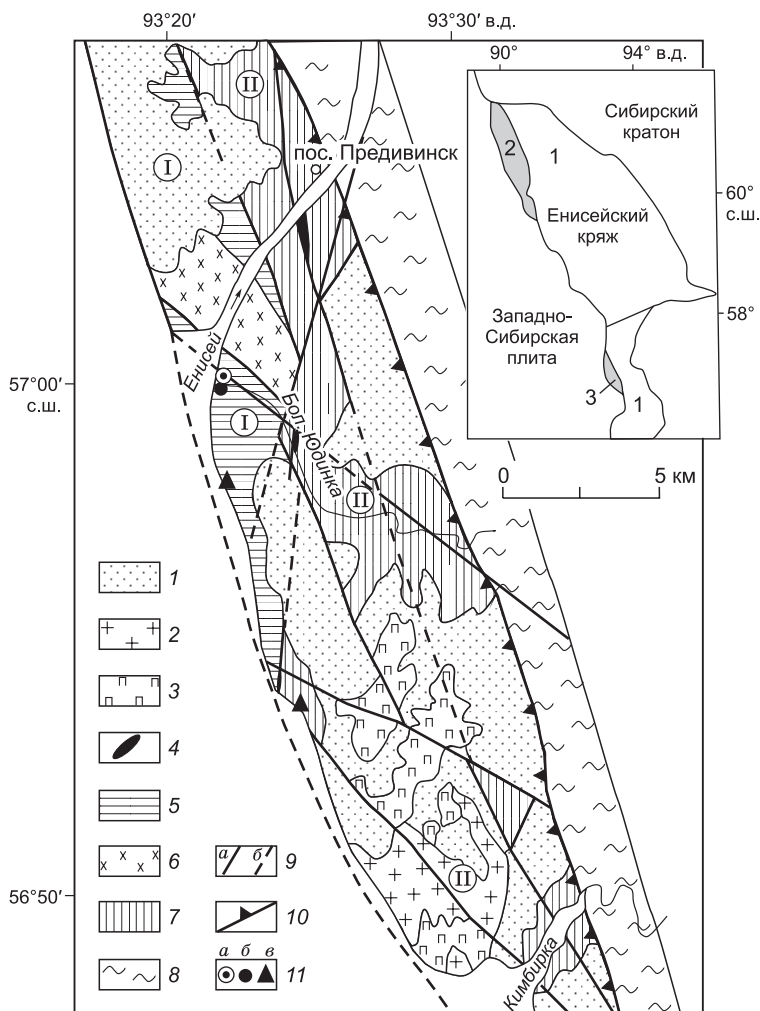
### ВВЕДЕНИЕ

Современная юго-западная окраина Сибирского кратона представлена раннедокембрийскими выступами фундамента (Ангаро-Канский, Присяянский) и мезоэопротерозойской окраинно-континентальной складчатой областью Енисейского кряжа. Докембрийские террейны (Исаковский, Предивинский, Арзыйский, Шумихинско-Кирельский и др.), образованные неопротерозойскими островодужными

### Рис. 1. Схематическая геологическая карта Предивинского террейна.

Составлена по К.А. Заблоцкому и др. [1986], В.А. Верниковскому и др. [2009] с изменениями и дополнениями А.Д. Ножкина.

1 — отложения чехла (MZ-KZ); 2—7 — островодужные и океанические комплексы Предивинского террейна (NP): 2 — гранитоиды Ягуновского массива; 3 — габброиды, пироксениты Шиверского массива; 4 — гарцбургитовые серпентиниты; 5 — метавулканыты и метаосадки Западного блока; 6 — метагабброиды Ярлычихинского массива; 7 — метавулканыты и метаосадки Восточного блока; 8 — гнейсы и амфиболиты енисейского комплекса (PR<sub>1</sub>); 9 — разломы достоверные (а) и предполагаемые (б); 10 — Приенсейский надвиг; 11 — места отбора проб: на U-Pb-изотопное исследование цирконов из метарилитов (а) и метапесчаников (б) и на Ar-Ar-определение возраста по роговой обманке из амфиболитов (в). Цифры в кружках: I — Западный и II — Восточный блоки. На врезке: 1 — окраинно-континентальная область Енисейского кряжа; 2 — Исаковский, 3 — Предивинский террейны.



комплексами и офиолитами [Миронов, Ножкин, 1978; Кузьмичев, 1987; Хаин и др., 1993; Верниковский и др., 1994; Ножкин, 1997; Румянцев и др., 2000; Черных, 2001; Туркина и др., 2004], аккретированы к Сибирскому континенту в венде [Ножкин и др., 2007; Туркина и др., 2007; Лиханов и др., 2013].

Предивинский террейн расположен в юго-западной части Енисейского кряжа и является одним из структурных элементов Саяно-Енисейского аккреционно-коллизийного пояса (рис. 1), характеризующего наиболее ранние этапы формирования Центрально-Азиатской складчатой области. Ранее сведения о геологическом строении Предивинской вулканической зоны и составе магматических ассоциаций приводились в работах [Ножкин, 1985а,б; 1996, 1997; Заблоцкий и др., 1986; Верниковский и др., 1999; Черных, 2001]. Однако в них не рассматривались терригенные отложения, ассоциирующие с островодужными вулканиками. Существенный интерес представляет исследование петрохимического и редкоэлементного составов этих отложений, степени участия в их накоплении ювенильного и раннедокембрийского кратонного материала, а также определение возраста пород источников сноса.

Данная работа посвящена выявлению петрогеохимической и изотопной специфики неопротерозойских терригенных пород Предивинского террейна, оценке возраста вулканогенно-осадочных образований, времени и фациальных условий их метаморфизма.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Предивинский террейн расположен в правобережье р. Енисей, протягиваясь в СЗ направлении на расстояние около 40—45 км при ширине 7—8 км. По гравимагнитным данным, полоса таких образований прослеживается на север вдоль левобережья Енисея под покровом мезокайнозойских отложений. На востоке террейн надвинут на породы палеопротерозойского енисейского амфиболитогнейсового комплекса Ангаро-Канского блока Сибирского кратона, а на западе по тектоническому шву граничит с фанерозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты (см. рис. 1) [Заблоцкий и др., 1986; Ножкин, 1997; Черных, 2001; Верниковский и др., 2009]. В целом Предивинский террейн примыкает к зоне Приенсейского разлома, который рассматривается как продолжение Главного Саянского разлома Присяня, представляющего собой крупную структуру, ограничивающую с запада и юго-запада Сибирский кратон [Верниковский и др., 2009; Лиханов и др., 2014].

Террейн состоит из ряда тектонических пластин, объединяемых по набору и составу породных ассоциаций в два крупных тектонических блока: Западный и Восточный. Породы островодужных комплексов Западного блока, метаморфизованные преимущественно в условиях эпидот-амфиболитовой фации, представлены в основном амфиболитами, соответствующими по составу низкотитанистым высокоглиноземистым толеитовым базальтам, а также подчиненными им микрогнейсами и слюдястыми кварц-полевошпатовыми сланцами низкощелочного плагиориодацитового состава, плагиоклазовыми амфиболитами, биотит-амфибол-плагиоклазовыми сланцами и порфирированными кварц-полевошпатовыми породами известково-щелочного базальт-андезит-базальт-андезит-дацитового состава [Ножкин, 1996, 1997]. Последние более характерны для верхней части разреза, где они переслаиваются с пачками и отдельными горизонтами метатерригенных слюдясто-кварц-полевошпатовых сланцев и метапесчаников, слюдясто-полевошпатовых кварцитосланцев и кальцитовых мраморов. Метавулканогенно-осадочные образования данного блока в легенде геологической карты [Легенда..., 2002] выделяются в качестве юдинской серии (толщи). Наряду с метаосадками вулканические включают стратифицированные тела апогаббровых высокоглиноземистых амфиболитов (ярычихинский комплекс) и жильные разгнейсованные гранитоиды, являющиеся интрузивными аналогами эффузивов соответствующего состава. По геолого-петрогеохимическим признакам исходные породы Западного блока объединены в пять ассоциаций: плагиорит-базальтовую, базальт-андезит-базальт-андезит-дацитовую, карбонатно-терригенную, габбровую и диорит-плагиогранитную. Петрогеохимический состав вулканических ассоциаций соответствует магматитам, характеризующим юные островные дуги [Магматические..., 1987].

Породы островодужных комплексов Восточного блока представлены метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации эффузивами дифференцированной известково-щелочной и бимодальной субщелочной калиево-натриевой серий и их туфами. По составу это амфиболиты, плагиоклаз-биотит-амфиболитовые сланцы, слюдястые кварц-полевошпатовые сланцы и порфириды, представляющие базальт-андезит-риолитоидную ассоциацию исходных вулканических пород. В сравнении с метавулканиками Западного блока они более обогащены щелочами, другими крупноионными (Rb, Ba, U, Th), высокочargedными и редкоземельными элементами и могут характеризовать развитую стадию островодужного магматизма [Ножкин, 1997]. Бимодальная базальт-риолитоидная ассоциация объединяет преобладающие высокожелезистые и высокотитанистые метабазаальты с повышенным содержанием щелочей и фосфора, субщелочные риодациты и риолиты, а также субвулканические их разновидности – субщелочные микрограниты [Ножкин, 1997]. Основные и кислые метавулканические чередуются с плагиоклазовыми и слюдястыми кварцитами, кварцитосланцами, зеленовато-серыми двуслюдяными плагиоклаз-кварцевыми и амфибол-плагиоклаз-кварцевыми алевросланцами, включают единичные горизонты железистых кварцитов, а также пачки тонкослоистых терригенных и вулканомигматических зеленых сланцев. Метавулканогенно-осадочные образования Восточного блока в легенде геологической карты [Легенда..., 2002] выделяются в качестве предивинской серии (толщи).

Тектонизированные породы этой толщи содержат линзы и маломощные пластины динамометаморфизованных апогартбургитовых серпентинитов и апогаббровых амфиболитов в ассоциации с толеитовыми базальтами типа N-MORB, характерными для офиолитов [Ножкин, 1997; Черных, 2001]. В южной части Восточного блока среди островодужных вулканогенных образований обнажаются метаморфизованные высокотитанистые габброиды и диориты Шиверского массива, по петрогеохимическим признакам близкие высокотитанистым субщелочным метабазаальтам бимодальной ассоциации, а также гранодиориты и плагиограниты Ягуновского массива (см. рис. 1).

Среди метатерригенных пород Предивинского террейна выделены следующие типы: в юдинской толще — слюдясто-кварц-полевошпатовые алевросланцы и метапесчаники ( $Bt + Qz + Pl + Ms \pm Grt \pm Or \pm \pm Ep \pm Ttn + Ar + Zrn$ ), слюдясто-полевошпатовые кварцитосланцы (метапесчаники) ( $Qz + Pl \pm Ms \pm \pm Bt \pm Or \pm Ar + Zrn$ ); в предивинской – зеленовато-серые двуслюдяные плагиоклаз-кварцевые и биотит-амфибол-плагиоклаз-кварцевые алевросланцы ( $Pl + Qz + Amp + Bt + Ep \pm Chl \pm Ms \pm Mag$ ), плагиоклазовые и слюдястые кварциты и кварцитосланцы (метапесчаники) ( $Qz + Pl + Ms \pm Bt \pm Ep \pm Grt$ ), тонкослоистые зеленые алевросланцы ( $Pl + Amp + Bt + Ep + Zo \pm Chl \pm Ms \pm Kfs + Mag$ ). Здесь и далее в тексте символы минералов приняты по [Whitney, Evans, 2010].

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания петрогенных элементов определены рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на анализаторе ARL-9900-XP (аналитики Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова); погрешности определения не превышают 5 отн. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) установлены методом ИСП-МС на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) в ИГТ УрО РАН под руководством Ю.Л. Ронкина. Пределы обнаружения этих элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г, точность анализа 2—7 отн. %. В единичных образцах метавулкаников содер-

жания РЗЭ определены нейтронно-активационным методом (аналитик В.С. Пархоменко), а других редких элементов — рентгенофлуоресцентным с синхротронным облучением (аналитик Ю.П. Коломогоров). Сходимость результатов, полученных в одних и тех же образцах разными методами, вполне удовлетворительная.

Химический состав минеральных фаз определен на рентгеноспектральном микроанализаторе Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с использованием стандартных процедур, описанных в [Козлов и др., 2012].

Выделение цирконов для U-Pb изотопных исследований проводилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов осуществлялось в проходящем и отраженном свете, а также по катодолюминесцентным изображениям.

U-Pb изотопное датирование цирконов, выделенных из метатерригенных пород, выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Instruments ICP-MS, соединенном с системой Resonetics RESolution M-50-HR Excimer Laser Ablation System в Отделе наук о Земле университета Гонконга. В качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования использован циркон 91500. Детали методики описаны в [Xia et al., 2011]. Для контроля качества данных использован стандартный циркон GJ-1. Для него получено средневзвешенное значение возраста по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$   $605.3 \pm 1.4$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0.052, вероятность = 1.0,  $n = 28$ ). Измеренные величины обработаны с помощью программ ICPMSDataCal [Liu et al., 2010] и Isoplot/Ex v.3 [Ludwig, 2003]. Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приведены на уровне  $\pm 1\sigma$ .

U-Pb датирование цирконов, выделенных из кислых метавулканитов юдинской толщи, осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, аналитик Е.Н. Лепихина). Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Измерения U-Pb изотопных отношений на SHRIMP-II проводилось по методике, описанной в работе [Williams, 1998]. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000] и Isoplot/Ex [Ludwig, 1999].

Определение концентраций Nd и Sm и изотопного состава Nd выполнено в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты, аналитик П.А. Серов) на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan Mat-262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент по методике, описанной в работе [Баянова, 2004]. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.004 %. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm — 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd  $\pm 0.5$  %. Изотопные отношения нормализованы по отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , а затем пересчитаны на принятое отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте La Jolla = 0.511860. При расчете  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и модельного возраста  $T(\text{DM})$  использованы современные значения для CHUR (однородный хондритовый резервуар) —  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ , по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], и DM (деплетированная мантия) —  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ , по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

Ar-Ar исследования проводились в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН по методике, изложенной в работе [Пономарчук и др., 1998]. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы «Микромасс» (аналитики В.А. Пономарчук, А.В. Травин). Погрешности датировок приведены в интервале  $\pm 1\sigma$ . Идентификация плато проводилась с использованием критериев, описанных в статье [Fleck et al., 1977].

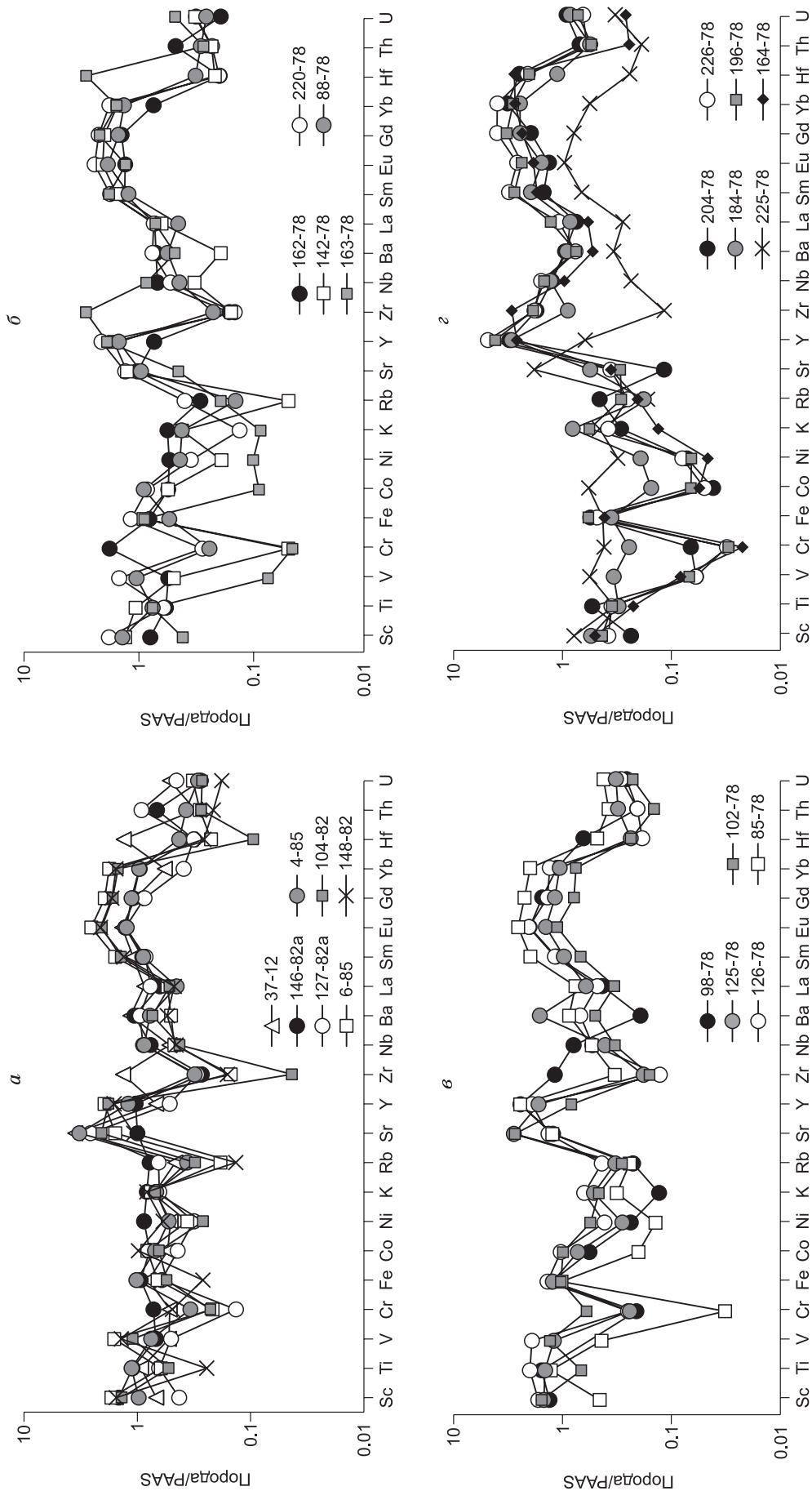
## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в представительных пробах Предивинского террейна приведены в табл. 1.

**Петрогенные элементы.** Петрохимическими методами с учетом результатов петрографических наблюдений из большой выборки оригинальных анализов (около 200 проб) были выделены группы пара- и ортопород. Значение химического индекса изменения  $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$  [Nesbitt, Young, 1982, 1984], равное 50, является пограничным между пара- и ортопородами. Для слюдисто-кварц-полевошпатовых алевросланцев и метапесчаников юдинской толщи, а также плагиоклазовых и слюдистых кварцитов и кварцитосланцев предивинской толщи установлены небольшие значения  $\text{CIA} = 50\text{—}67$ . Для них характерны положительные корреляционные связи алюминия и титана ( $r_{\text{Al-Ti}} = 0.54; 0.68$ , для пород юдинской и предивинской толщ соответственно) и наличие отрицательной корреляционной связи между  $\text{SiO}_2$  и Th ( $r_{\text{Si-Th}} = -0.57; -0.77$ ), что обусловлено резким уменьшением содержания тория с увеличением в терригенной породе кварца. Все это свидетельствует в пользу осадочного происхождения пород. Амфибол-плагиоклаз-кварцевые и зеленые тонкослоистые сланцы







**Рис. 2. Нормированные по PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] содержания редких элементов в метатерригенных отложениях:**

*a* — биотит-кварц-полевошпатовые сланцы и метапесчаники юдинской толщи, *б* — амфибол-полевошпат-кварцевые алгросланцы, *в* — тонкослоистые зеленые сланцы, *г* — сплюснутые и полевошпатовые кварциты предвинской толщи. Номера проб соответствуют номерам, приведенным в табл. 1.

предивинской толщи, имеющие значения CIA = 47—50, также, скорее всего, имеют метаосадочное происхождение. Это подтверждается наличием в них слоистых осадочных текстур, а также нетипичными для магматических пород корреляционными связями химических элементов (отрицательной, а не положительной корреляцией Th и SiO<sub>2</sub> ( $r_{\text{Si-Th}} = -0.72$ ), положительной корреляцией K<sub>2</sub>O с Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> ( $r_{\text{Al-K}} = 0.71$ ,  $r_{\text{Ti-K}} = 0.71$ ).

В целом терригенные породы характеризуются широким диапазоном концентраций главных элементов (в мас. %) SiO<sub>2</sub> (56—78), TiO<sub>2</sub> (0.22—1.99), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11—19), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* (1.9—9.8), MgO (0.5—3.7), CaO (0.5—6.2), Na<sub>2</sub>O (1.75—6.0), K<sub>2</sub>O (0.32—3.05) (см. табл. 1). Практически для всех осадков характерно преобладание Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O. Зеленые сланцы в сравнении с алевросланцами более обогащены Ti, Fe, Mg и Ca, а кварцитосланцы и метапесчаники кремнеземом и щелочами.

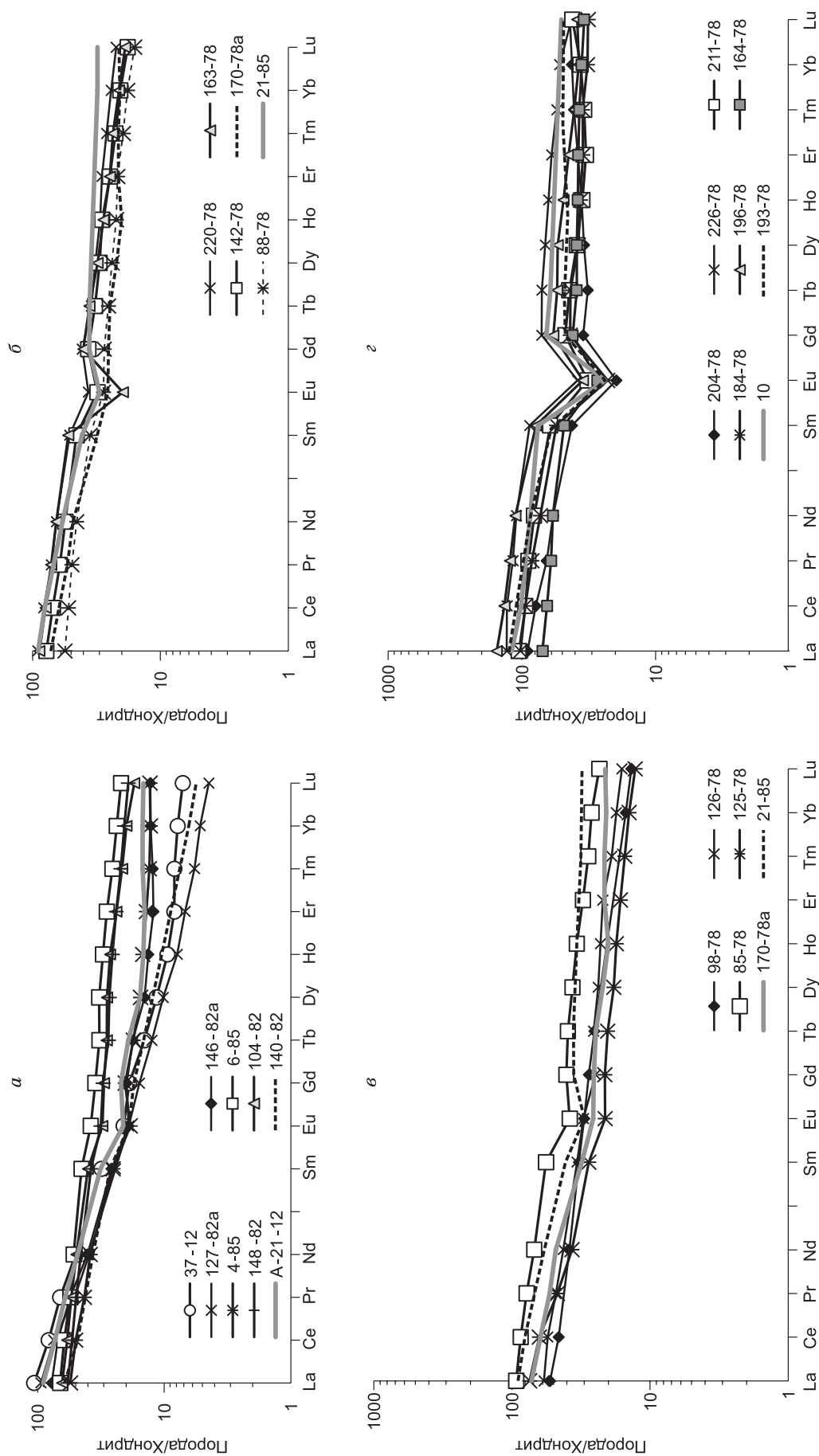
**Редкие и редкоземельные элементы.** Терригенные породы Предивинского террейна характеризуются в сравнении с постархейским глинистым сланцем Австралии (PAAS) заметно пониженными, реже близкими содержаниями крупноионных и высокозарядных элементов (Cs, Rb, Ba, Ti, U, Th, La, Ce, Zr, Hf, Nb), а также Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Sn, Mo, W, Ga и повышенными — тяжелых PЗЭ и Y (см. табл. 1, рис. 2). Исключение представляют кварциты и кварцитосланцы, которые содержат в основном повышенные в сравнении с PAAS концентрации высокозарядных элементов (Nb, Zr, Hf, Y), находящихся в минералах тяжелого шлиха. Слюдистые амфибол-полевошпат-кварцевые и тонкослоистые зеленые сланцы предивинской толщи обогащены относительно PAAS Sc, Sr, а также Fe, Mg, Ca, (см. табл. 1, рис. 2, б, в) — элементами, характерными для основных и средних магматических пород. Слюдисто-кварц-полевошпатовые алевросланцы и метапесчаники юдинской толщи в сравнении с другими типами терригенных пород наиболее обогащены K, Th, Rb и Cs. Так, среднее содержание K и Th по результатам анализа 15 проб составляет  $2.4 \pm 0.4$  % и  $9.5 \pm 2.5$  г/т; в отдельных образцах концентрация Th достигает 14—15 г/т, а K — 3—3.2 %. Для сравнения отметим, что в амфибол-плагиоклаз-кварцевых и тонкослоистых зеленых алевросланцах содержание K и Th в среднем составляет 1.3 % и 4.1 г/т. Среди ассоциирующих вулканитов максимальное содержание Th отмечается в риолитах ( $\bar{x}_{\text{Th}} = 6.6 \pm 1.9$ ;  $n = 28$ ) и трахириолитах ( $\bar{x}_{\text{Th}} = 8.1 \pm 1$ ;  $n = 9$ ) [Ножкин, 19856]. Но даже в этих породах его концентрация ниже, чем в алевросланцах и песчаниках. Повышенные концентрации K и Th в терригенных породах юдинской толщи могут свидетельствовать об участии в их формировании определенной доли более высокодифференцированного гранитогнейсового вещества.

Спектры распределения редкоземельных элементов в слудисто-кварц-полевошпатовых алевросланцах и метапесчаниках юдинской толщи и зеленых тонкослоистых сланцах предивинской характеризуются слабовыраженной отрицательной европиевой аномалией ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8—0.97$ ) и преобладающим невысоким ( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>n</sub>, равным 2.8—6.1 (см. табл. 1, рис. 3, а, в). Явно выраженная отрицательная Eu аномалия (0.5—0.6) при невысоком ( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>n</sub> = 2.0—4.5 характеризует спектры PЗЭ кварцитов и кварцитосланцев предивинской толщи (см. рис. 3, з). В менее обогащенных кремнеземом слудистых амфибол-полевошпат-кварцевых сланцах предивинской толщи европиевый минимум в большинстве проб заметно меньше ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.63—0.89$ ) (см. рис. 3, б) и при сравнении спектров PЗЭ в кварцитах и этих сланцах намечается обратная корреляция величин  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  и содержания SiO<sub>2</sub> (табл. 1).

**Nd-изотопная характеристика.** Для большинства исследованных пород величина <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd незначительно отличается от среднекоровой (0.12), что позволяет при интерпретации использовать значения одностадийного модельного возраста  $T(\text{DM})$  (табл. 3). Для метатерригенных пород Предивинского террейна установлен модельный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  преимущественно в диапазоне 753—845 ( $\epsilon_{\text{Nd}}(630)$  от +6.3 до +7.4). Исключение представляет образец гранат-биотит-кварц-полевошпатового алевросланца юдинской толщи (А-146-82а), который характеризуется более высоким значением  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , равным 1565 млн лет, и отрицательной величиной  $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.3$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

**U-Pb возраст островодужных ассоциаций.** С целью оценки времени формирования вулканогенно-терригенных пород юдинской толщи определен изотопный U-Pb (SHRIMP-II) возраст циркона из метариодацита базальт-андезибазальт-андезит-дацитовый ассоциации Западного блока. Метавулканиты этой ассоциации переслаиваются с метатерригенными породами и мраморизованными известняками, что свидетельствует о близкоодновременном их формировании. Проба (А-35-12) отобрана из коренного обнажения в правом борту долины р. Юдинка (приток Енисея), в 1.5 км выше устья (координаты 57°00'18.9" с.ш., 93°23'41.8" в.д.). Основными минералами риодацита являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, в качестве примеси (до 5 %) присутствуют биотит, мусковит, клиноцоизит, а также аксессуарные минералы — апатит и циркон. Структура породы неравномерно тонкозернистая, гранобластовая.



**Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по [Воуптон, 1984] в метатерригенных породах в сравнении с ассоциирующими метавулканиками.**

Составы проб метавулкаников 140-82, 21-12, 170-78а, 21-85, 10, 193-78 приведены в табл. 2. а, б, в, г — типы терригенных пород те же, что и на рис. 2.



Таблица 2. Реперные составы вулканических метапород, ассоциирующих с метаосадками

Компонент	1	2	3	4	5	6
	140-82	A-21-12	170-78a	21-85	193-78	10
SiO <sub>2</sub>	54.09	66.76	63.48	66.58	74.90	74.68
TiO <sub>2</sub>	0.9	1.08	0.79	0.57	0.23	0.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.5	13.66	16.27	15.27	12.99	12.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8.27	6.39	4.20	3.41	2.7	2.09
MnO	0.13	0.11	0.18	0.04	0.07	0.15
MgO	4.6	1.94	1.17	1.39	0.30	0.01
CaO	7.4	2.77	3.08	2.8	0.61	0.39
Na <sub>2</sub> O	4.54	2.82	5.85	4.75	5.40	4.52
K <sub>2</sub> O	1.54	1.75	1.74	2.27	1.58	4.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.272	0.16	0.21	0.16	0.03	0.02
П.п.п	0.88	0.51	2.51	2.88	0.71	0.46
Сумма	100.12	97.95	99.48	100.12	99.52	99.49
Th	2.3	6.6	5.3	3.6	7.3	9.2
U	0.3	1.4	1.23	0.8	2.1	1.7
La	19	28	22	28	39	37
Ce	39	59	50	65	89	82
Pr	—	7.4	6.5	—	11.8	—
Nd	22	29	29	35	52	52
Sm	5.2	6.2	6.1	8	11.6	14.8
Eu	1.4	1.55	1.90	2.2	1.72	1.75
Gd	4.5	5.7	6.6	9.3	12.3	17
Tb	0.69	0.91	1.17	1.7	2.3	2.9
Dy	—	5	7.1	—	14.9	—
Ho	—	1.05	1.44	—	3.3	—
Er	—	3	4.5	—	10.0	—
Tm	—	0.48	0.69	—	1.63	—
Yb	1.34	3.1	4.3	6.5	10.2	10.9
Lu	0.18	0.47	0.68	1	1.56	1.63
Rb	33	58	44	50	16.7	72
Ba	270	482	530	500	459	—
Sr	700	338	232	90	66	10
Zr	170	260	222	—	626	400
Hf	2.3	6.9	5.3	4.5	14.9	12.7
Ta	0.2	0.67	0.63	0.7	1.53	1.8
Nb	—	9.8	9.6	—	22	—
Y	—	31	43	—	96	—
Sc	25	20	10.9	7	4.0	2.8
V	200	—	29	—	9.1	< 20
Cr	72	30	8.4	32	2.7	94
Co	26	10	3.8	5	1.0	3
Ni	35	14	5	2	5	5
(La/Yb) <sub>n</sub>	9.56	6.09	3.47	2.90	2.56	2.29
Eu/Eu*	0.88	0.80	0.91	0.78	0.44	0.34
Th/Co	0.09	0.66	1.40	0.72	7.32	3.07
La/Sc	0.76	1.40	2.05	4.00	9.65	13.21

Примечание. 1—2 — юдинская толща (Западный блок): 1 — андезибазальт, 2 — дацит (метабазальт-андезибазальт-андезит-дацитовая ассоциация); 3—6 — предивинская толща (Восточный блок): 3 — андезит, 4 — дацит, 5 — риолит (метабазальт-андезит-риолитоидная ассоциация); 6 — трахириолит (субщелочная базальт-риолитоидная ассоциация).

Таблица 3.

Sm-Nd изотопные данные для пород Предивинского террейна

№ п/п	Порода, номер образца	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T(DM), млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}$
		г/г					
1	Алевросланец (А-146-82а)	4.39	21.5	0.1237	0.512226±17	1565	-2.2
2	Метапесчаник (А-104-82)	3.04	22.2	0.0828	0.512488±5	773	+6.3
3	Метаандезит (А-140-82)	5.15	25.2	0.1237	0.512668±15	819	+6.3
4	Сланец (А-162-78)	4.33	20.6	0.1270	0.512723±7	753	+7.3
5	Сланец (А-126-78)	7.13	27.8	0.1550	0.512826±3	845	+7.0
6	Сланец (А-85-78)	5.54	22.7	0.1473	0.512814±5	775	+7.4
7	Метадацит (А-21-85)	9.47	38.9	0.1470	0.51277±20	872	+6.6

Примечание. Величины  $\epsilon_{\text{Nd}}$  рассчитаны на возраст 630 млн лет. 1—3 — юдинская толща: 1 — гранат-биотитовый алевросланец, 2 — мусковит-биотитовый метапесчаник, 3 — метаандезит; 4—7 — предивинская толща: 4 — двуслюдяной плагиоклаз-кварцевый сланец, 5 — амфибол-биотит-хлоритовый сланец, 6 — зеленый тонкослоистый алевросланец, 7 — метадацит.

Циркон представлен прозрачными светло-розовыми длиннопризматическими дипирамидальными кристаллами размером 200—500 мкм с коэффициентом удлинения ( $K_y$ ) 1—1.5. В катодлюминесцентном изображении (КЛ) наблюдается тонкая осцилляторная зональность, характерная для магматических цирконов. Конкордантный возраст цирконов, рассчитанный по девяти точкам в девяти зернах, составляет  $618.8 \pm 3.9$  млн лет (СКВО = 0.96) (рис. 4, табл. 4). Возраст зональных кристаллов циркона, равный  $618.8 \pm 3.9$  млн лет, отражает время их кристаллизации из расплава андезит-дацитового состава и характеризует как возраст вулканитов базальт-андезит-базальт-андезит-дацитовый ассоциации, так и время формирования осадочных пород юдинской толщи. Ранее определен возраст циркона трахириолитов бимодальной ассоциации Восточного блока, равный  $637 \pm 5.7$  млн лет, а также плагиогранитов Ягуновского массива  $628 \pm 3$  млн лет [Верниковский и др., 1999, 2009]. Все это свидетельствует о формировании пород островодужных ассоциаций в позднем неопротерозое—венде.

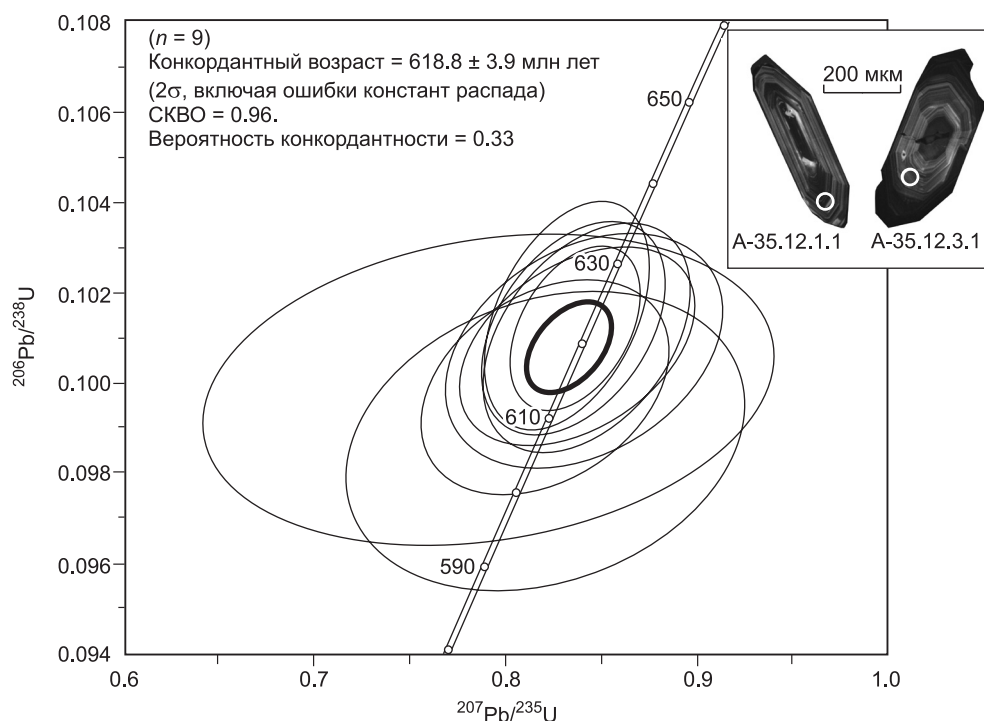


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из метариодацита юдинской толщи (обр. А-35-12).

Таблица 4. **U-Pb изотопные данные для цирконов из метариодацита юдинской толщи**

Точка	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/г	Возраст, млн лет		$D$ , %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	Rho
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$						
A-35-12.5.1	0.47	105	11	0.10	9.0	607±8	616±110	2	10.13±1.3	0.0604±5.1	0.82±5.3	0.0987±1.3	0.257
A-35-12.9.1	0.92	106	26	0.26	9.2	614±8	509±167	-17	10.01±1.4	0.0575±7.6	0.79±7.7	0.0999±1.4	0.182
A-35-12.1.1	0.29	278	158	0.59	24.0	614±6	590±68	-4	10.01±1.0	0.0596±3.1	0.82±3.3	0.0999±1.0	0.294
A-35-12.6.1	0.27	199	187	0.97	17.3	619±6	627±72	1	9.92±1.1	0.0607±3.4	0.84±3.5	0.1007±1.1	0.301
A-35-12.2.1	0.28	341	215	0.65	29.6	619±5	611±62	-1	9.91±0.9	0.0602±2.9	0.84±3.0	0.1008±0.9	0.302
A-35-12.3.1	0.00	194	80	0.42	16.8	621±6	621±51	0	9.89±1.0	0.0605±2.4	0.84±2.6	0.1011±1.0	0.407
A-35-12.7.1	0.05	276	159	0.59	24.0	622±6	600±44	-4	9.88±0.9	0.0599±2.0	0.84±2.3	0.1012±0.9	0.418
A-35-12.8.1	0.13	951	132	0.14	82.8	622±4	602±32	-3	9.88±0.8	0.0600±1.5	0.84±1.7	0.1012±0.8	0.450
A-35-12.4.1	0.00	296	130	0.45	25.9	625±6	586±41	-6	9.83±0.9	0.0595±1.9	0.83±2.1	0.1017±0.9	0.437

Примечание. Ошибки приведены на уровне  $1\sigma$ ;  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Ошибка калибровки стандарта — 0.33 %. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Поправка на обыкновенный свинец приведена по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ .  $D$  — дискордантность.

**U-Pb LA-ICP-MS изотопное датирование детритовых цирконов.** Для определения возрастного интервала пород, служивших источниками терригенного материала для отложений юдинской толщи, проведено U-Pb LA-ICP-MS изотопное датирование детритовых цирконов, выделенных из пробы (A-37-12) биотит-кварц-полевошпатового метапесчаника (Qz + Pl + Bt + Ms + Grt + Ep + Ttn + Ap + Zrn). Проба отобрана в правом борту долины р. Енисей, в 0.6 км выше устья р. Юдинка (координаты  $56^\circ 59' 89.0''$  с.ш.,  $93^\circ 22' 48.8''$  в.д.). Порода сланцеватая, неравномерно-зернистая; обломочный материал представлен в основном удлиненно-призматическими, реже изометричными широкотаблитчатыми зернами плагиоклаза размером от 0.2–3 до 4–5 мм. Тонкокристаллическая бластически перекристаллизованная основная масса сложена биотит-кварц-полевошпатовым агрегатом с незначительной примесью мусковита, сфена, эпидота, граната и аксессуарных – апатита и циркона.

Исследованные цирконы представлены прозрачными и полупрозрачными слабоокрашенными зернами светло-розового и светло-коричневого цветов с сохранившимися в той или иной мере удлиненно-призматическими очертаниями и сглаженными ребрами дипирамид размером в 100–250 мкм и  $K_u$  1:4–1:1. В режиме катодолюминесценции (КЛ) кристаллы в основном характеризуются осцилляторной зональностью, типичной для магматических цирконов. Для построения гистограммы и кривой относительной вероятности возрастов использованы данные, полученные при измерении 57 зерен с конкордантностью > 95 % (табл. 5). Доминирующими в изученной популяции являются цирконы с возрастными 610–640 млн лет. Основной пик датировок отвечает значению 620 млн лет (рис. 5). На диаграмме с конкордией полученные значения группируются в три возрастных кластера, отвечающих конкордантным группам с возрастными 619, 628 и 637 млн лет (см. рис. 5), согласующимися с возрастными островодужных риодацитов ( $619 \pm 4$  млн лет) юдинской толщи Западного блока, трахириолитов ( $637 \pm 5.7$  млн лет) предивинской толщи Восточного блока и плагиогранитов Ягуновского массива ( $628 \pm 3$  млн лет), которые вполне могли быть источником кластогенного материала для терригенных отложений юдинской толщи. В возрастной группе 590–610 млн лет изотопные возрасты цирконов оказались дискордантными. Можно предположить, что исходный возраст этих зерен несколько древнее, но омоложен в ходе метаморфических воздействий в венде.

### **P-T ПАРАМЕТРЫ И ВРЕМЯ МЕТАМОРФИЗМА**

Осадочно-вулканогенные комплексы Предивинского террейна, судя по минеральным ассоциациям, метаморфизованы в основном в условиях эпидот-амфиболитовой фации, локально вдоль зон интенсивного расланцевания и дробления подвержены регрессивному метаморфизму в зеленосланцевой фации [Докембрийские..., 1986]. Сказанное подтверждается и определениями P-T параметров метаморфизма по сосуществующим минералам.

Для определения P-T параметров метаморфизма исследованы минеральные ассоциации Grt-Pl-Bt кислых метавулканитов (обр. 324-1), Grt-Bt-Ms-Pl метапелитов (обр. 319) и Amp-Pl-Bt метабазитов (обр. 332) юдинской толщи, отобранных в правом борту долины р. Енисей в 4.5–2.0 км выше р. Юдинка, и Amp-Pl метагаббро-амфиболитов (обр. 40-12) Ярлычихинского массива. Минеральные парагенезисы метапелитов и кислых метавулканитов обычно представлены крупнозернистыми слабодеформированными порфиробластами граната, находящимися в непосредственном контакте и без формирования реакционных структур с другими минералами — плагиоклазом и слюдами. Минеральные ассоциации

Таблица 5. U-Pb изотопные данные для цирконов из биотит-кварц-полевошпатового метаспещаника юдинской толщи (обр. А-37-12)

№	Номер образца, точка	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				Th/U				
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\delta$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\delta$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\delta$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\delta$					
1	A-37-12-02	0.0610	0.0002	0.8529	0.0053	0.1015	0.0006	0.93	639	6	626	3	623	3	0.9
2	A-37-12-03	0.0605	0.0003	0.8513	0.0062	0.1020	0.0006	0.83	633	9	625	3	626	4	0.7
3	A-37-12-06	0.0611	0.0002	0.8819	0.0051	0.1047	0.0005	0.91	643	7	642	3	642	3	0.6
4	A-37-12-09	0.0608	0.0002	0.8452	0.0076	0.1008	0.0008	0.92	632	3	622	4	619	5	0.7
5	A-37-12-11	0.0606	0.0001	0.8538	0.0046	0.1021	0.0006	0.80	628	5	627	3	627	3	0.2
6	A-37-12-13	0.0607	0.0002	0.8216	0.0040	0.0981	0.0004	0.70	632	1	609	2	603	3	0.7
7	A-37-12-14	0.0607	0.0002	0.8383	0.0049	0.1001	0.0005	0.90	628	7	618	3	615	3	1.0
8	A-37-12-16	0.0609	0.0002	0.8460	0.0047	0.1007	0.0005	0.80	635	7	622	3	619	3	0.6
9	A-37-12-17	0.0606	0.0002	0.8233	0.0047	0.0986	0.0005	0.82	633	7	610	3	606	3	0.6
10	A-37-12-18	0.0603	0.0002	0.8337	0.0056	0.1002	0.0006	0.88	617	14	616	3	616	3	0.6
11	A-37-12-19	0.0604	0.0002	0.8437	0.0056	0.1013	0.0006	0.88	617	12	621	3	622	3	0.6
12	A-37-12-20	0.0604	0.0002	0.8313	0.0048	0.0998	0.0005	0.84	618	9	614	3	613	3	0.9
13	A-37-12-21	0.0605	0.0003	0.8852	0.0071	0.1061	0.0008	0.80	620	9	644	4	650	5	0.6
14	A-37-12-23	0.0613	0.0003	0.8645	0.0064	0.1023	0.0007	0.92	650	9	633	3	628	4	0.6
15	A-37-12-26	0.0607	0.0002	0.8513	0.0059	0.1017	0.0006	0.88	628	7	625	3	625	4	0.8
16	A-37-12-27	0.0607	0.0003	0.8448	0.0055	0.1009	0.0005	0.77	628	9	622	3	620	3	0.7
17	A-37-12-31	0.0607	0.0002	0.8311	0.0060	0.0992	0.0006	0.85	629	9	614	3	610	4	0.6
18	A-37-12-33	0.0608	0.0002	0.8441	0.0064	0.1007	0.0007	0.88	632	3	621	4	618	4	0.7
19	A-37-12-36	0.0612	0.0002	0.8352	0.0050	0.0991	0.0006	0.70	656	7	617	3	609	3	0.7
20	A-37-12-37	0.0615	0.0002	0.8699	0.0085	0.1026	0.0009	0.94	657	7	636	5	629	5	0.5
21	A-37-12-38	0.0608	0.0002	0.8438	0.0057	0.1007	0.0006	0.93	632	3	621	3	619	4	0.9
22	A-37-12-39	0.0603	0.0002	0.8353	0.0058	0.1005	0.0007	0.96	613	6	617	3	617	4	1.1
23	A-37-12-40	0.0607	0.0003	0.8656	0.0073	0.1035	0.0008	0.87	628	9	633	4	635	4	0.7
24	A-37-12-43	0.0606	0.0002	0.8446	0.0057	0.1011	0.0006	0.83	633	7	622	3	621	3	0.3
25	A-37-12-46	0.0606	0.0002	0.8207	0.0052	0.0983	0.0006	0.90	633	6	608	3	604	3	0.3
26	A-37-12-48	0.0610	0.0003	0.8468	0.0060	0.1008	0.0006	0.91	639	14	623	3	619	4	0.5
27	A-37-12-51	0.0609	0.0003	0.8646	0.0057	0.1030	0.0005	0.77	635	7	633	3	632	3	0.6
28	A-37-12-52	0.0605	0.0003	0.8421	0.0056	0.1009	0.0005	0.78	620	9	620	3	620	3	0.6
29	A-37-12-53	0.0609	0.0003	0.8450	0.0060	0.1007	0.0006	0.86	635	11	622	3	618	4	0.6



30	A-37-12-54	0.0610	0.0003	0.8459	0.0062	0.1007	0.0006	0.84	639	14	622	3	618	4	0.6
31	A-37-12-55	0.0607	0.0002	0.8431	0.0051	0.1007	0.0006	0.95	632	3	621	3	619	3	0.6
32	A-37-12-57	0.0615	0.0003	0.8686	0.0053	0.1024	0.0005	0.70	657	42	635	3	629	3	0.7
33	A-37-12-66	0.0603	0.0002	0.8375	0.0051	0.1007	0.0005	0.89	617	12	618	3	618	3	0.9
34	A-37-12-68	0.0605	0.0002	0.8620	0.0056	0.1033	0.0006	0.86	633	7	631	3	633	3	0.8
35	A-37-12-69	0.0626	0.0006	0.8766	0.0126	0.1018	0.0014	0.80	694	20	639	7	625	8	0.5
36	A-37-12-71	0.0606	0.0002	0.8635	0.0050	0.1034	0.0005	0.91	633	7	632	3	634	3	1.0
37	A-37-12-72	0.0605	0.0002	0.8413	0.0062	0.1009	0.0006	0.86	620	7	620	3	620	4	0.6
38	A-37-12-75	0.0609	0.0003	0.8566	0.0061	0.1020	0.0006	0.83	635	14	628	3	626	4	0.6
39	A-37-12-77	0.0607	0.0002	0.8442	0.0049	0.1009	0.0005	0.90	628	7	621	3	620	3	0.6
40	A-37-12-79	0.0620	0.0002	0.9026	0.0056	0.1056	0.0006	0.80	676	27	653	3	647	4	0.3
41	A-37-12-81	0.0610	0.0003	0.8762	0.0050	0.1041	0.0004	0.68	643	9	639	3	638	2	0.6
42	A-37-12-82	0.0613	0.0003	0.9027	0.0074	0.1068	0.0007	0.86	650	9	653	4	654	4	0.6
43	A-37-12-88	0.0609	0.0003	0.8716	0.0059	0.1037	0.0006	0.84	639	14	636	3	636	3	0.7
44	A-37-12-93	0.0611	0.0003	0.8877	0.0065	0.1053	0.0006	0.77	643	11	645	4	646	3	0.6
45	A-37-12-95	0.0614	0.0002	0.8757	0.0043	0.1035	0.0005	0.89	652	9	639	2	635	3	0.6
46	A-37-12-96	0.0610	0.0002	0.8630	0.0041	0.1025	0.0004	0.72	639	12	632	2	629	2	0.7
47	A-37-12-101	0.0607	0.0002	0.8571	0.0047	0.1023	0.0005	0.91	632	2	629	3	628	3	0.9
48	A-37-12-103	0.0609	0.0002	0.8705	0.0058	0.1037	0.0006	0.93	635	7	636	3	636	4	0.6
49	A-37-12-104	0.0610	0.0002	0.8517	0.0045	0.1012	0.0004	0.73	639	12	626	2	622	2	0.7
50	A-37-12-105	0.0604	0.0002	0.8421	0.0047	0.1010	0.0004	0.79	620	9	620	3	620	3	0.1
51	A-37-12-108	0.0602	0.0002	0.8339	0.0055	0.1004	0.0006	0.94	613	7	616	3	617	4	1.0
52	A-37-12-109	0.0605	0.0002	0.8352	0.0046	0.1001	0.0004	0.79	620	9	617	3	615	3	0.7
53	A-37-12-110	0.0617	0.0002	0.9184	0.0073	0.1080	0.0008	0.91	661	40	662	4	661	4	0.3
54	A-37-12-114	0.0612	0.0003	0.8834	0.0051	0.1046	0.0004	0.71	656	8	643	3	641	3	0.6
55	A-37-12-116	0.0614	0.0003	0.8961	0.0061	0.1059	0.0006	0.82	654	10	650	3	649	3	0.5
56	A-37-12-117	0.0614	0.0002	0.8814	0.0055	0.1042	0.0005	0.82	650	9	642	3	639	3	0.7
57	A-37-12-120	0.0613	0.0003	0.9085	0.0078	0.1076	0.0009	0.95	650	9	656	4	659	5	0.8

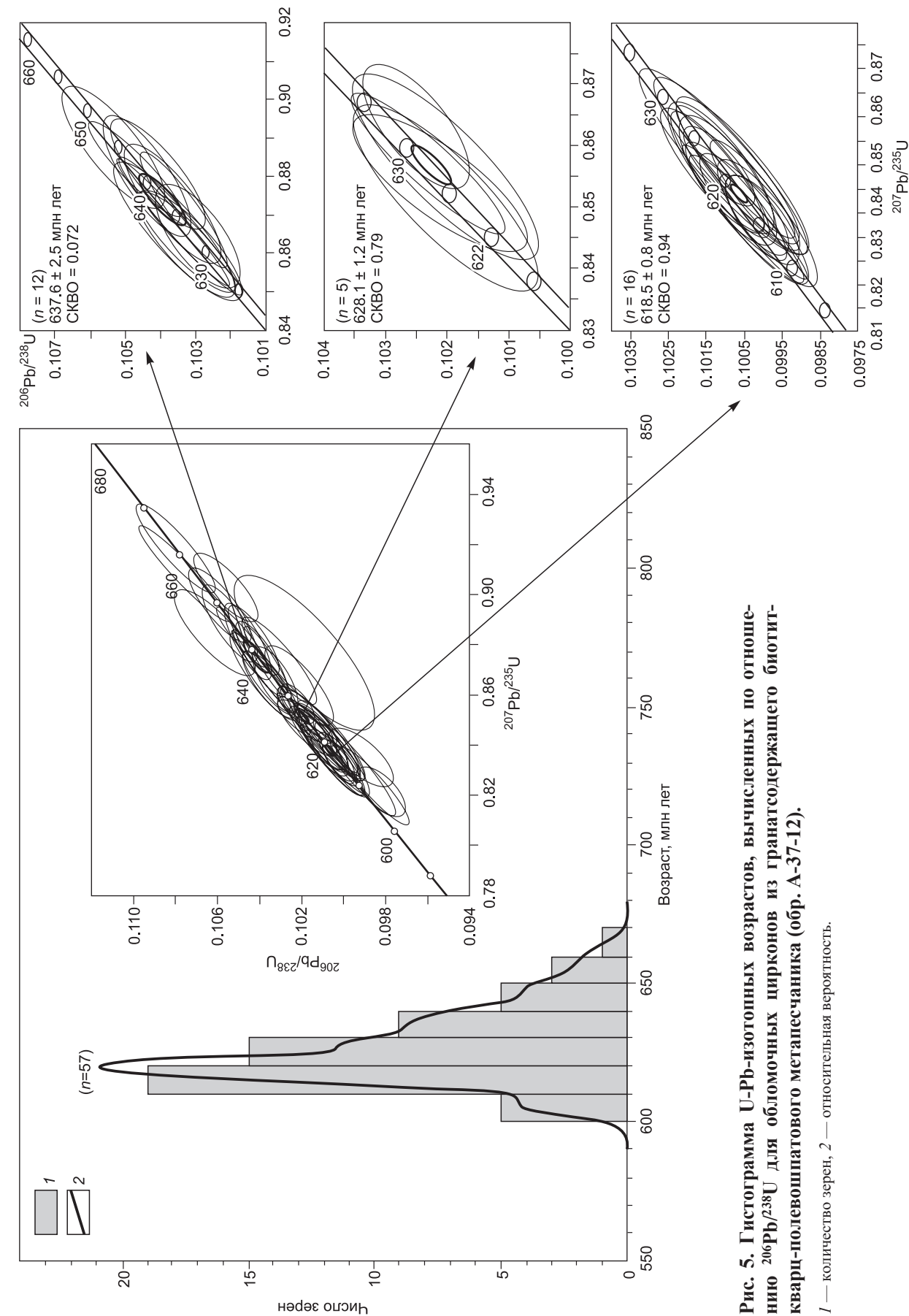


Рис. 5. Гистограмма U-Pb-изотопных возрастов, вычисленных по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  для обломочных цирконов из гранатсодержащего биотит-кварц-полевошпатового метапесчаника (обр. А-37-12).

1 — количество зерен, 2 — относительная вероятность.

Таблица 6.

Химический состав (мас. %), структурные формулы минералов и оценки *P-T*-условий метаморфизма пород по минеральным геотермобарометрам

Компонент	332		40-12		319				324-1		
	Pl	Hbl	Pl	Hbl	Grt	Pl	Ms	Bt	Grt	Pl	Bt
SiO <sub>2</sub>	59.41	41.94	57.52	44.05	37.49	60.81	45.69	36.38	36.91	60.46	35.28
TiO <sub>2</sub>	—	0.80	0.02	1.25	—	—	0.92	2.05	—	—	1.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.48	11.75	27.21	12.35	20.92	24.90	34.02	18.45	20.40	23.73	18.99
FeO	0.04	18.74	0.05	13.11	26.27	0.08	2.99	16.92	38.65	0.10	20.64
MnO	—	0.38	0.10	0.02	9.70	0.01	0.02	0.11	0.18	—	0.02
MgO	—	8.59	—	11.25	3.83	—	0.83	12.13	1.79	—	8.64
CaO	7.70	11.58	9.45	11.57	2.03	6.78	0.04	0.01	2.36	5.30	0.06
Na <sub>2</sub> O	7.27	1.34	6.29	1.67	0.04	7.68	0.47	0.28	0.05	8.75	0.27
K <sub>2</sub> O	0.06	1.50	0.14	0.36	—	0.06	9.54	9.35	—	0.07	8.27
Сумма	99.96	96.62	100.1	95.64	100.3	100.3	94.53	95.70	100.3	98.41	93.83
(O)	(8)	(23)	(8)	(23)	(12)	(8)	(11)	(11)	(12)	(8)	(11)
Si	2.65	6.46	2.56	6.69	3.00	2.70	3.08	2.72	3.00	2.73	2.73
Ti	—	0.09	—	0.14	—	—	0.05	0.12	—	—	0.10
Al	1.34	2.13	1.43	2.18	1.97	1.30	2.70	1.63	1.96	1.26	1.73
Fe	—	2.41	—	1.64	1.76	—	0.17	1.06	2.63	—	1.33
Mn	—	0.05	—	—	0.66	—	—	0.01	0.01	—	—
Mg	—	1.97	—	2.51	0.46	—	0.08	1.35	0.22	—	1.00
Ca	0.37	1.91	0.45	1.85	0.17	0.32	—	—	0.21	0.26	0.01
Na	0.63	0.40	0.54	0.48	0.01	0.66	0.06	0.04	0.01	0.77	0.04
K	—	0.30	0.01	0.07	—	—	0.82	0.89	—	—	0.82
X <sub>An/Fe</sub>	0.37	0.55	0.45	0.40	0.80	0.33	0.67	0.44	0.92	0.25	0.57
<i>P/T</i> <sup>1</sup>	7.8/698		4.9/638		—		—		—		
<i>P/T</i> <sup>2</sup>	—		—		—		5.6/660		4.8/522		
<i>P/T</i> <sup>3</sup>	—		—		—		5.5/643		—		
<i>P/T</i> <sup>4</sup>	—		—		—		6.0/654		—		
<i>P</i> , кбар <sup>1</sup>	6.8		4.6		—		—		—		
<i>P</i> , кбар <sup>2</sup>	7.3		4.7		—		—		—		
<i>P</i> , кбар <sup>3</sup>	7.1		5.0		—		—		—		
<i>P</i> , кбар <sup>4</sup>	7.1		5.0		—		—		—		

Примечание. Для плагиоклаза приведены содержания анортитового компонента  $X_{An} = Ca/(Ca + Na + K)$ , для остальных минералов — железистость  $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$ . Суммарное железо показано в форме FeO. Прочерк — ниже уровня обнаружения микронзонда. Структурные формулы минералов рассчитаны на фиксированное количество атомов кислорода, обозначенное как  $n(O)$ . *P/T* — значения *P-T* параметров, полученные по различным модификациям геотермометров и геобарометров для безгранатовых (1 — [Bhadra, Bhattacharya, 2007; Blundy, Holland, 1990]) и гранатовых ассоциаций (2 — [Wu et al., 2004; Holdaway, 2000]; 3 — [Wu, Zhao, 2006]; 4 — [Ghent, Stout, 1981; Ferry, Spear, 1978]). *P*, кбар — оценки давлений, рассчитанные с помощью четырех калибровок для Al-Hbl геобарометра, где 1 — [Hammarstrom, Zen, 1986]; 2 — [Schmidt, 1992]; 3 — [Hollister et al., 1987]; 4 — [Anderson, Smith, 1995].

метабазитов юдинской толщи подверглись интенсивному динамометаморфизму с перекристаллизацией и формированием зон бластомилонитов.

Химический состав минералов и оценки *P-T* параметров метаморфизма пород приведены в табл. 6. Гранат из пород юдинской толщи характеризуется переменным компонентным составом от Alm<sub>58</sub>, Prp<sub>15</sub>, Grs<sub>6</sub>, Sps<sub>21</sub> с железистостью ( $X_{Fe} = 0.80$ ) в метапелитах до Alm<sub>86</sub>, Prp<sub>7</sub>, Grs<sub>7</sub>, Sps<sub>1</sub> с высокой железистостью ( $X_{Fe} = 0.92$ ) в кислых метавулканитах (см. табл. 6). При этом анортитовый компонент плагиоклаза  $X_{An} = Ca/(Ca + Na + K)$  варьирует от 0.33 в метапелитах до 0.25 в кислых метавулканитах. Биотит в этих породах отличается вариациями концентраций TiO<sub>2</sub> (1.7—2.1 мас. %) и железистости ( $X_{Fe} = 0.44—0.57$ ). Для мусковита из метапелитов характерны повышенные содержания селадонитового компонента  $((Mg + Fe)/(Mg + Fe + Al^{VI}) = 0.21)$  и незначительные содержания парагонитовой составляющей ( $X_{Na} = 0.05$ ). Роговая обманка из метабазитов юдинской толщи и Ярлычихинского массива различается по содержанию TiO<sub>2</sub> (0.8 и 1.3 мас. %) и K<sub>2</sub>O (1.5 и 0.4 мас. %), и железистостью  $X_{Fe}$  (0.55 и 0.4) соот-

ответственно. Состав плагиоклаза изменяется от  $X_{An} = 0.37$  в метабазитах юдинской толщи до  $X_{An} = 0.45$  в метабазитах Ярлычихинского массива.

Для гранатсодержащих метапелитов и кислых метавулканитов пиковые температуры и давления определялись при совместном использовании взаимосогласованных калибровок и соответствующих моделей состав—активность для Grt-Bt геотермометра [Holdaway, 2000] с Grt-Bt-Pl-Qz геобарометром [Wu et al., 2004], Grt-Bt геотермометра [Ferry, Spear, 1978] с Grt-Bt-Ms-Pl геобарометром [Ghent, Stout, 1981] и Grt-Ms геотермометра с Grt-Ms-Pl-Qz геобарометром [Wu, Zhao, 2006]. В безгранатовых парагenezисах метабазитов эти значения были получены с применением калибровки и моделей смещения для Amp-Pl геотермометра [Blundy, Holland, 1990] и Amp-Pl-Qz геобарометра [Bhadra, Bhattacharya, 2007]. Величины  $P$ - $T$  параметров метаморфизма пород были вычислены при совместном использовании обозначенных геотермометров и геобарометров в пакете MATHEMATICA 5.0 с помощью процедуры NullSpace [Wolfram, 2003]. Ошибки совместного определения  $P$ - $T$  параметров, вычисленные с учетом аналитических погрешностей микронзондовых определений и энтальпии реакций использованных геотермометров, не превышают  $\pm 30$  °C по температуре и  $\pm 1$  кбар по давлению [Лиханов, Ревердатто, 2002], что согласуется с наиболее цитируемыми в литературе погрешностями [Kohn, Spear, 1991]. Для независимого контроля давления полученные значения сопоставлялись с оценками давлений, определенными с помощью четырех калибровок для Al-Hrb геобарометра [Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992; Anderson, Smith, 1995]. Результаты геотермометрии демонстрируют вполне удовлетворительную сходимость между различными геотермометрами в пределах точности определений.

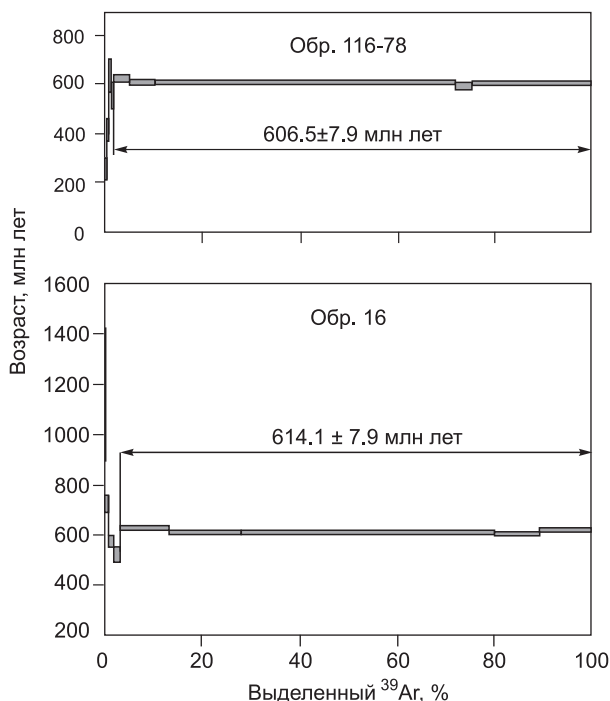
Выполненные расчеты  $P$ - $T$  условий метаморфизма показали различия по  $P$ - $T$  параметрам формирования пород разного химического состава. Для кислых метавулканитов (4.8 кбар/520 °C) и метапелитов (5.5—6 кбар/640—660 °C) юдинской толщи и метабазитов Ярлычихинского массива (4.6—5 кбар/640 °C) полученные значения  $P$ - $T$  параметров отвечают условиям эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Более высокие оценки характерны для метабазитов этой толщи (6.8—7.8 кбар/700 °C), испытавших метаморфизм в диапазоне перехода от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации (см. табл. 5). Выявленные различия в  $P$ - $T$  параметрах метаморфизма могут быть обусловлены тектоническим контролем динамометаморфизма в приразломных сдвиговых зонах предивинского и енисейского комплексов [Лиханов и др., 2015]. Полученные оценки согласуются с численными экспериментами, в которых установлено существенное увеличение давления [Schmalholz, Podladchikov, 2013] и разогрев пород при вязких деформациях в сдвиговых зонах на уровне средней коры [Burg, Gerya, 2005; Burg, Schmalholz, 2008].

**Время метаморфизма** определено путем изотопного Ar-Ar-датирования роговых обманок из амфиболитов (метабазитов) островодужных ассоциаций Предивинского террейна. Установленный по плато возраст амфиболов из юдинской (обр. 116-78) и предивинской (обр. 16) толщ составляет  $606 \pm 8$  и  $614 \pm 8$  млн лет (рис. 6). Следовательно, метаморфизм вулканогенно-терригенных пород на рубеже

около 600—610 млн лет связан с вендским аккреционно-коллизонным событием на западной окраине Сибирского кратона [Ножкин и др., 2007], в результате которого Предивинский террейн сочленился с раннедокембрийским Ангаро-Канским блоком.

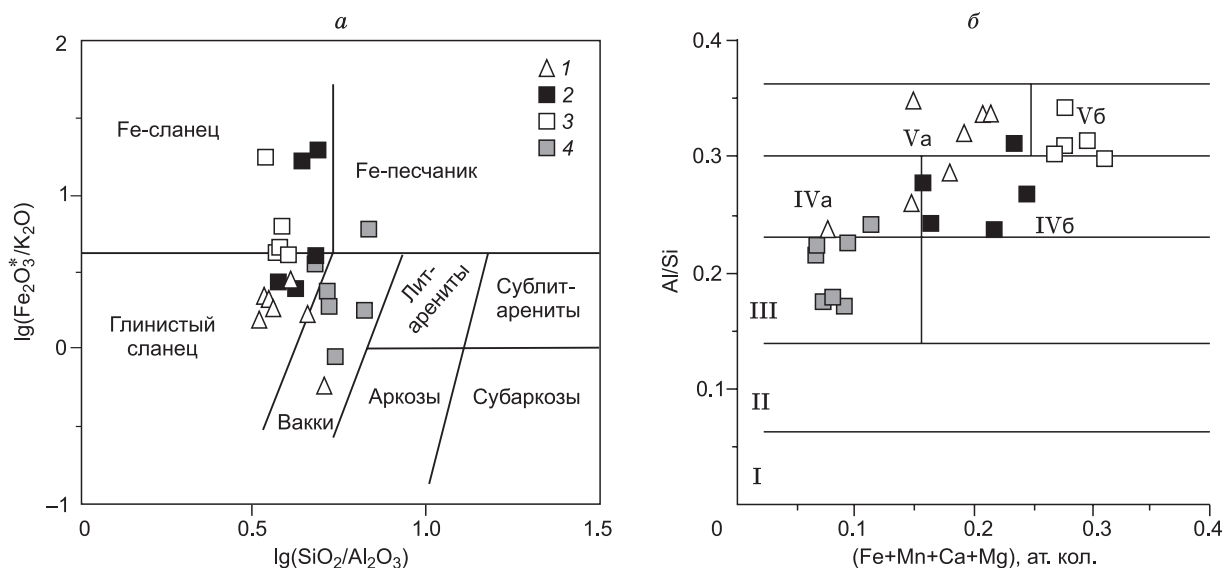
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Реконструкция протолитов метаморфизованных осадочных пород.** Первичная систематика метатерригенных пород проведена на основе классификационных диаграмм [Неелов, 1980; Herron, 1988]. Точки составов алевросланцев и метапесчаников юдинской толщи на первой диаграмме соответствуют области глинистых сланцев и вакк, а на второй — алевропелитов, полимиктовых и граувакковых алевролитов (рис. 7, а, б). Алевросланцы



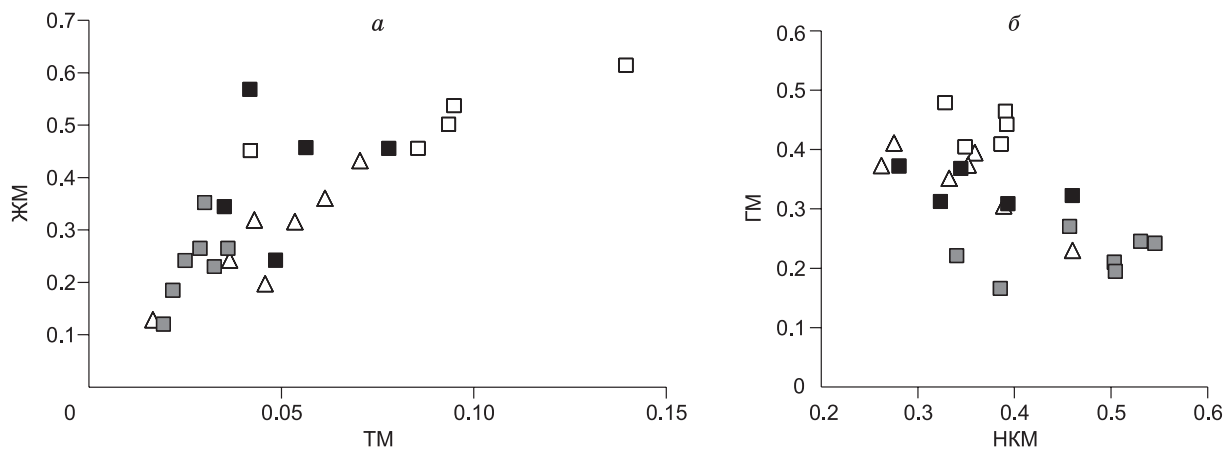
**Рис. 6.** Ar-Ar возрастной спектр для роговых обманок из амфиболитов юдинской (обр. 116-78) и предивинской (обр. 16) толщ.





**Рис. 7. Положение фигуративных точек составов метаосадочных пород:**

юдинской (1 — слюдисто-кварц-полевошпатовые алевросланцы и метапесчаники) и предвинской (2 — амфибол-плаггиоклаз-кварцевые ± Bt ± Chl алевросланцы; 3 — тонкослоистые зеленые алевросланцы; 4 — слюдистые и полевошпатовые кварциты и кварцитосланцы) толщ на диаграммах  $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$  (а) [Herron, 1988] и  $\text{Al}/\text{Si} - (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ca} + \text{Mg})$  [Неелов, 1980] (б). Поля на диаграмме А.Н. Неелова: I — мономиктовые псаммитолиты, II — олигомиктовые псаммитолиты, III — полимиктовые псаммитолиты, IV — алевролиты полимиктовые (а), граувакковые (б), V — алевропелиты (а), карбонатистые, железистые (б).



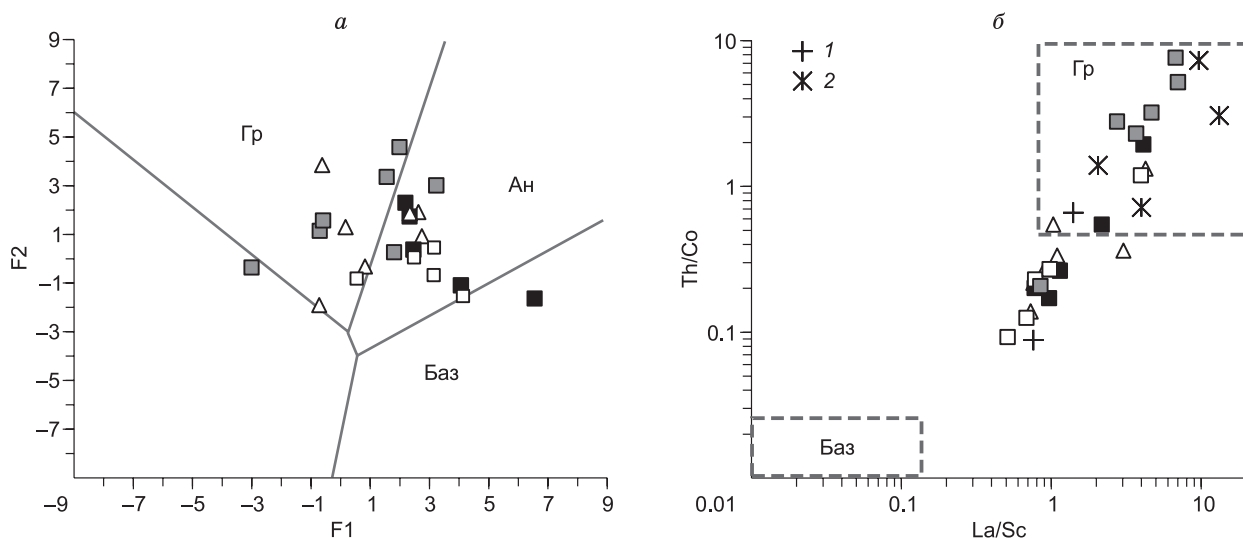
**Рис. 8. Корреляционная зависимость между модулями ТМ и ЖМ (а) и НКМ и ГМ (б).**

$\text{ТМ} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ ;  $\text{НКМ} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $\text{ГМ} = (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ . Усл. обозн. см. рис. 7.

предвинской толщи на этих диаграммах соответственно отвечают глинистым сланцам, в том числе железистым, и граувакковым алевролитам и алевропелитам. Составы кварцитосланцев и кварцитов на диаграмме М. Хиррона находятся преимущественно в поле вакк, а на диаграмме Неелова соответствуют полимиктовым псаммитолитам.

Терригенные образования Предвинского террейна характеризуются положительной корреляцией между модулями ТМ—ЖМ и отрицательной корреляцией между ГМ и НКМ (рис. 8). В соответствии с представлениями [Юдович, Кетрис, 2011], это указывает на их принадлежность к петрогенным породам.

**Оценка состава и степени зрелости размывавшихся пород.** Нормативный минеральный состав, рассчитанный с помощью программы MINLITH [Розен и др., 1999], позволяет судить о вероятном дометаморфическом составе метаосадочных пород. Литохимические пересчеты силикатных анализов на нормативные минералы показали (см. табл. 1), что в исходных отложениях преобладала обломочная



**Рис. 9.** Положение фигуративных точек составов метаосадочных пород Предивинского террейна на диаграмме F1—F2 [Roser, Korsh, 1988] (а) и La/Sc—Th/Co [Cullers, 2002] (б)

в сравнении с ассоциирующими вулканитами (1 — юдинской, 2 — предивинской толщ; остальные усл. обозн см. на рис. 7), составы которых приведены в табл. 2. Поля на диаграмме соответствуют составам изверженных пород: Баз — основного, Ан — среднего, Гр — кислого составов.  $F1 = -1.773 \cdot TiO_2 + 0.607 \cdot Al_2O_3 + 0.76 \cdot Fe_2O_3^* - 1.5 \cdot MgO + 0.616 \cdot CaO + 0.509 \cdot Na_2O - 1.224 \cdot K_2O - 9.09$ ,  $F2 = 0.445 \cdot TiO_2 + 0.07 \cdot Al_2O_3 - 0.25 \cdot Fe_2O_3^* - 1.142 \cdot MgO + 0.438 \cdot CaO + 1.475 \cdot Na_2O + 1.426 \cdot K_2O - 6.861$ .

компонента, а именно кварц (17—50 %) и полевые шпаты (14—56 %). Причем наряду с кислым плагиоклазом иногда присутствовал и калиевый полевой шпат (до 11 %). Что касается состава глинистого компонента, то для алевросланцев обеих толщ отмечено присутствие нормативного иллита (1—31 %) и хлорита (до 24 %). Для кварцитосланцев характерно присутствие только иллита (3—31 %). При интерпретации нормативного минерального состава необходимо учитывать, что нормативные составы соответствуют зрелым отложениям, в которых в результате выветривания произошел полный распад обломков вулканитов и темноцветных минералов. Если темноцветные минералы или обломки основных пород присутствовали в осадочной породе, то в нормативном составе увеличивается доля, прежде всего, хлорита. Кислые породы со слюдой или амфиболом обнаруживают полевошпат-кварцевый нормативный состав с примесью иллита за счет слюды и нормативного монтмориллонита за счет амфибола. На основании нормативного минерального состава можно полагать, что зеленые сланцы предивинской толщи с повышенной долей нормативного хлорита образовались за счет разрушения преимущественно изверженных пород среднего и основного составов, а кварцитосланцы предивинской и биотит-кварц-полевошпатовые алевросланцы и метапесчаники юдинской серии — кислых и средних пород. Литохимические пересчеты, по данным которых в исходных осадочных породах постоянно присутствовали значительные количества плагиоклаза, иллита, иногда смектитов (нормативный монтмориллонит) при отсутствии каолинита, говорят о развитии здесь слабодифференцированных отложений. Этот вывод также подтверждается небольшими значениями индекса химического изменения CIA, которые варьируют от 47 до 67.

Положение точек составов рассматриваемых метаосадков на диаграмме F1—F2 [Roser, Korsh, 1988], построенной по петрогенным элементам, свидетельствует о том, что источником сноса для терригенных пород юдинской и кварцитов предивинской толщ выступали породы среднего и кислого составов, а для амфибол-плагиоклаз-кварцевых и зеленых сланцев — породы среднего и в значительно меньшей степени основного состава (рис. 9, а). К тому же, как было показано выше, зеленые сланцы отличаются повышенными концентрациями Ti, Fe, Ca и Mg — элементов, характерных для пород среднего и основного состава, а кварцитосланцы и метапесчаники обогащены кремнеземом и щелочами — типоморфными компонентами кислых магматических пород.

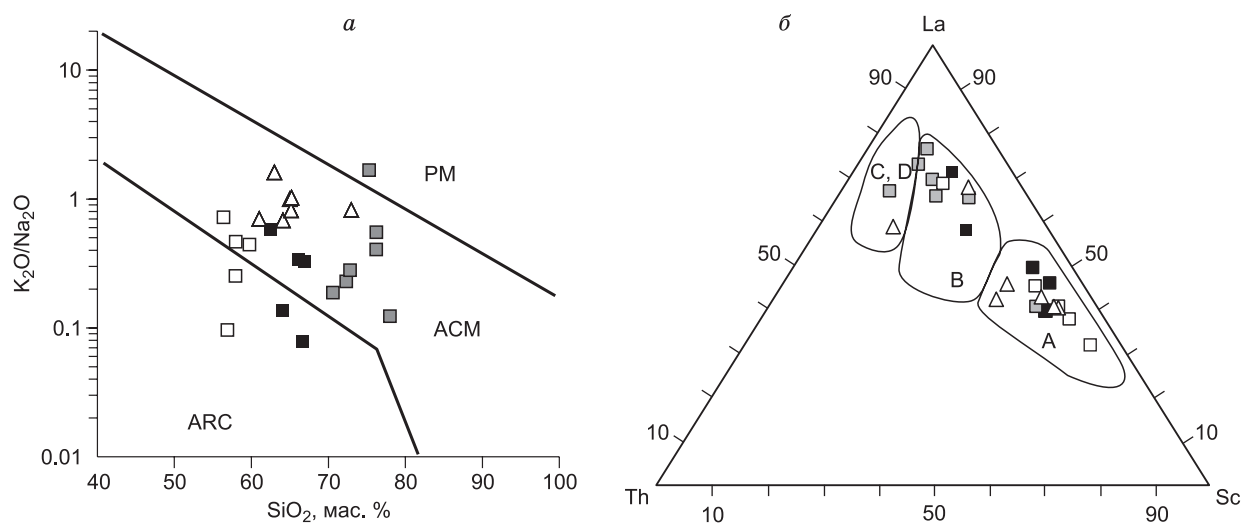
Распределение и уровни концентраций редких элементов (PЗЭ, Th, Sc, La, Co и др.) и величины их отношений (например, Th/Co, La/Sc) также дают важную информацию о составе пород в области сноса. Сравнение значений Th/Co, La/Sc изученных пород с составами осадков, сформированных за счет гранитоидов и базитов [Cullers, 2002] показывает, что терригенные отложения Предивинского террейна образованы преимущественно за счет пород кислого и среднего составов, при незначительном участии

пород основного состава. На диаграмме Th/Co—La/Sc видно, что составы рассматриваемых метатерригенных пород образуют единый тренд с реперными составами метавулканитов (см. табл. 2), ассоциирующихся с метаосадками (рис. 9, б).

По таким характерным признакам распределения РЗЭ в метатерригенных породах и ассоциирующихся метавулканитах как величины  $(La/Yb)_n$  и  $Eu/Eu^*$  можно судить, каков был состав источника и за счет каких магматических пород преимущественно формировались терригенные отложения. Так, слюдисто-полевошпат-кварцевые алевросланцы и метапесчаники  $((La/Yb)_n = 3—6; Eu/Eu^* = 0.8—1.0)$  вполне могли быть сформированы в основном за счет размыва ассоциирующихся вулканитов андезибазальт-андезит-дацитового состава, характеризующихся сходными с осадочными породами, содержаниями и спектрами РЗЭ  $((La/Yb)_n = 5—9; Eu/Eu^* = 0.8—0.95)$  (см. рис. 3, а). Распределение РЗЭ в кварцитосланцах и кварцитах предивинской толщи с явно выраженной отрицательной европиевой аномалией  $(Eu/Eu^* = 0.5—0.6)$  и невысоким  $(La/Yb)_n = 2.0—4.1$  соответствует спектру РЗЭ в вулканитах риодацит-риолитового состава базальт-андезит-риолитоидной ассоциации этой толщи, которые могли быть основными источниками сноса (см. табл. 2, рис. 3, з). Отдельные образцы кварцитов (например 225-78), характеризующиеся отсутствием европиевой аномалии  $(Eu/Eu^* = 0.87)$  и повышенным  $(La/Yb)_n$  (4.5), по спектрам РЗЭ весьма сходны с ассоциирующимися породами тоналитового состава  $((La/Yb)_n = 4.3; Eu/Eu^* = 0.9)$ . Спектры РЗЭ в амфибол-плагноклаз-кварцевых алевросланцах и зеленых сланцах предивинской толщи свидетельствуют о том, что наряду с породами риолитового состава, размывались базальты и андезиты базальт-андезит-риолитоидной ассоциации предивинской толщи, характеризующиеся слабодифференцированным спектром РЗЭ при отсутствии или наличии незначительной отрицательной европиевой аномалии. Таким образом, на основании распределения редких и РЗЭ можно сделать вывод, что осадочные отложения Предивинского террейна имели локальный источник сноса, представленный ассоциирующимися с ними субдукционными магматическими комплексами.

Субдукционная геодинамическая природа терригенных отложений Предивинского террейна подтверждается и положением фигуративных точек их составов на дискриминантных палеотектонических диаграммах. Практически все точки составов метаосадочных пород Предивинского террейна на диаграмме  $SiO_2—(K_2O/Na_2O)$  [Roser, Korsch, 1986] локализованы в области значений, характерных для субдукционных обстановок — активных континентальных окраин и океанических островных дуг (рис. 10, а). По соотношению редких элементов La-Sc-Th рассматриваемые осадочные породы также соответствуют грауваккам островных дуг [Bhatia, Crook, 1986] (см. рис. 10, б).

Формирование терригенных отложений Предивинского террейна за счет субсинхронных вулкано-генных комплексов подтверждается и сходством значений  $T_{Nd}(DM)$  и положительных величин  $\epsilon_{Nd}$  собственных терригенным и магматическим породам (см. табл. 3). Для метатерригенных пород Предивинского террейна установлен модельный возраст  $T_{Nd}(DM)$  преимущественно в диапазоне 753—845



**Рис. 10.** Положение фигуративных точек составов метаосадочных пород предивинской и юдинской толщ на диаграммах Б. Розера и К. Корша  $SiO_2—(K_2O/Na_2O)$  [Roser, Korsch, 1986] (а) и М. Бхатия и К. Крука [Bhatia, Crook, 1986] (б).

Поля: ARC — островные дуги, ACM — активная континентальная окраина, PM — пассивные окраины континентов, А — океанические островные дуги, В — континентальные островные дуги, С, D — активные и пассивные окраины континентов. Усл. обозн. см. рис. 7.

( $\epsilon_{Nd}(630)$  от +6.3 до +7.4). Метаандезиты и метадациты этих толщ характеризуется  $T_{Nd}(DM) = 819—872$  млн лет с  $\epsilon_{Nd}$ , равным +6.5 и +6.6 на возраст 630 млн лет. В то же время наличие пробы (А-146-82а) с более высокими значениями  $T_{Nd}(DM)$ , равным 1565 млн лет, и отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd} = -2.3$  и характеризующейся повышенным содержанием Th, Rb и K (см. табл. 1) может указывать на присутствие в подобных слюдясто-полевошпат-кварцевых метапесчаниках небольшой примеси более зрелого корового источника. В качестве такого источника могли быть продукты разрушения гранулитогнейсовых и амфиболитогнейсовых комплексов Ангаро-Канского блока, обогащенных этими элементами [Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 2012, 2016]. Результаты палеомагнитных исследований не противоречат высказанному предположению, поскольку они свидетельствуют об относительной близости Предивинской островной дуги к Сибирскому кратону ко времени ее аккреции [Метелкин и др., 2004].

**Время формирования и причленения островодужных комплексов Предивинского террейна к Сибирскому кратону.** Полученные геохронологические данные позволяют считать, что возраст источников кластогенного материала терригенных отложений юдинской толщи Предивинского террейна находится в интервале преимущественно 610—640 млн лет, поскольку цирконы такого возраста доминируют в изученной популяции. Эти результаты вполне согласуются с U-Pb возрастом островодужных риолитов  $619 \pm 4$  млн лет (настоящее сообщение) и  $637 \pm 5.7$  [Верниковский и др., 2009], принадлежащих двум разным ассоциациям юдинской и предивинской толщ. Они однозначно свидетельствуют о ранневендском времени формирования островодужных вулканогенно-осадочных комплексов Предивинского террейна.

Верхняя возрастная граница эволюции островодужных комплексов ограничена метаморфическим тектонотермальным событием. Согласно Ar-Ag датировкам роговых обманок из амфиболитов (метабазитов) ( $606 \pm 8$  и  $614 \pm 8$  млн лет), принадлежащих двум разным вулканическим ассоциациям соответственно юдинской и предивинской толщ, это событие проявилось на рубеже около 600—610 млн лет назад и явилось следствием ранних проявлений аккреционно-коллизийных процессов вендского времени на западной окраине Сибирского кратона [Ножкин и др., 2007]. Характерно, что этот возрастной рубеж совпадает с недавно нами полученными Ar-Ag датировками биотитов ( $603—605$  млн лет) из бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны и биотита ( $604 \pm 5$  млн лет), выделенного из дайки базанитов Исаковского террейна, залегающих в толще рассланцованных флишоидных пород аккреционного пояса [Лиханов и др., 2013]. Вендский рубеж ( $590—620$  млн лет) рассматривается как время аккреции островной дуги и обдукции офиолитов Исаковского террейна на окраину Сибирского кратона [Верниковский и др., 1994]. Результаты по Енисейскому звену аккреционного пояса хорошо согласуются с оценками возраста метаморфических пород Северо-Западного Присяянья (Канский блок, Арзыбейский террейн), входящих совместно с Енисейским кряжем в состав Саяно-Енисейского аккреционно-коллизийного пояса [Ножкин и др., 2003, 2007; Туркина и др., 2007]. В этих работах показано, что вендский орогенез выразился не только в амальгамации разновозрастных террейнов, но и в их коллизии с окраиной Сибирского континента, зафиксированных синхронным проявлением тектонотермальных преобразований и формированием коллизийных гранитоидов. Таким образом, приведенные данные подтверждают, что аккреционно-коллизийное событие в венде привело к формированию Саяно-Енисейского аккреционного пояса, латеральному наращиванию континентальной коры к окраине Сибирского кратона и ее последующей тектонотермальной переработке.

## ВЫВОДЫ

Изучение распределения петрогенных и редких элементов, показало, что среди протолитов метаосадочных пород Предивинского террейна присутствовали преимущественно терригенные отложения невысокой степени зрелости, имеющие локальный источник сноса, представленный ассоциирующими с ними островодужными магматическими комплексами. Палеогеодинамические реконструкции условий осадконакопления также подтверждают соответствие петрогеохимических составов терригенных пород субдукционным обстановкам.

Возраст источников кластогенного материала терригенных отложений юдинской толщи Предивинского террейна находится в интервале преимущественно 610-640 млн лет, что согласуется с U-Pb возрастом циркона риолитов ( $\sim 620—640$  млн лет), принадлежащих двум разным ассоциациям юдинской и предивинской толщ.

Изотопно-геохронологические данные указывают на то, что терригенные породы образованы в результате эрозии ювенильного корового вещества, в основном магматических ассоциаций, подобных развитым в Предивинском террейне. Это убедительно подтверждается близостью модельных возрастов и положительных величин  $\epsilon_{Nd}$  терригенных и магматических пород, а также U-Pb возрастов кластогенного циркона и возрастов циркона магматических пород.



Результаты расчета *P-T* параметров метаморфизма осадочно-вулканогенных отложений Предивинского террейна отвечают условиям эпидот-амфиболитовой фации и диапазону перехода от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации.

Наиболее вероятное время их метаморфизма обусловлено проявлением вендских аккреционно-коллизийных событий и на основе Ag-Ag исследований оценивается примерно в 600—610 млн лет.

Авторы благодарят Ю.Л. Ронкина, под руководством которого выполнены анализы редкоэлементного состава пород, Е.Н. Лепихину, проводившую датирование циркона риолитов, А.И. Прошенкина и Х. Дженг за помощь в выполнении анализов кластогенного циркона, А.В. Маслова и О.М. Туркину за обсуждение полученных результатов.

Исследования осуществлены по базовому проекту НИР ИГМ СО РАН «Геодинамика и взаимосвязи магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов в Центрально-Азиатском складчатом поясе и на Сибирской платформе» при поддержке грантов РФФИ (12-05-00591) и Президиума СО РАН (ОНЗ-68).

## ЛИТЕРАТУРА

**Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А.** Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1994, т. 3 (7-8), с. 169—180.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З.** Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (2), с. 255—259.

**Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К.** Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502—519.

**Докембрийские** кристаллические комплексы Енисейского кряжа: путеводитель геологической экскурсии VII Всесоюзного петрографического совещания // Под ред. В.В. Ревердатто, В.В. Хлестова. Новосибирск, ИГиГ СО РАН, 1986, 118 с.

**Заблоцкий К.А., Ножкин А.Д., Сопрончук В.Р.** Раннедокембрийские стратифицированные образования юкеевского комплекса // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Сибири. М., Наука, 1986, с. 5—14.

**Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В.** Тектонометаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (11), с. 1476—1496.

**Кузьмичев А.Б.** Тектоника Исаковского синклиория Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. М., ГИ АН СССР, 1987, 19 с.

**Легенда** Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200000 (2-е изд.) / Ред. Л.К. Качевский. Красноярск, Красноярскгеолсъемка, 2002, 200 с.

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Массоперенос при замещении андалузита кианитом в глиноземисто-железистых метапелитах Енисейского кряжа // Петрология, 2002, т. 10, № 5, с. 541—558.

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д.** Возраст бластомилонитов Енисейского кряжа как свидетельство вендских аккреционно-коллизийных событий на западной окраине Сибирского кратона // Докл. РАН, 2013, т. 450, № 2, с. 199—203.

**Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, № 5, с. 32—53.

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

**Магматические** горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли / Ред. В.И. Коваленко. М., Наука, 1987, 438 с.

**Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Белоносов И.В.** Палеомагнетизм вулканогенных комплексов Предивинского террейна Енисейского кряжа и геодинамические следствия // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 1, с. 90—94.

- Миронов А.Г., Ножкин А.Д.** Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский кряж). Новосибирск, Наука, 1978, 254 с.
- Неелов А.Н.** Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л., Наука, 1980, 100 с.
- Ножкин А.Д.** Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. в виде научного докл. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1997, 98 с.
- Ножкин А.Д.** Раннедокембрийские троговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, Наука, 1985а, с. 34—46.
- Ножкин А.Д.** Геохимические особенности раннедокембрийских троговых комплексов Енисейского кряжа // Геология и радиогеохимия Средней Сибири. Новосибирск, Наука, 1985б, с. 118—140.
- Ножкин А.Д.** Состав и палеотектонические условия формирования докембрийских вулканических комплексов Предивинской структурно-формационной зоны (Енисейский кряж) // Магматизм и геодинамика Сибири. Томск, ТГУ, 1996, с. 33—35.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М.** Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск, Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993, 223 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Пономарчук В.А., Травин А.В., Дмитриева Н.В.** Этапы метаморфизма и гранитообразования в неопротерозойском аккреционно-коллизиионном поясе северо-западной части Восточного Саяна // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 339—342.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В.** Вендское аккреционно-коллизиионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. РАН, 2007, т. 415, № 6, с. 782—787.
- Ножкин А.Д., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ронкин Ю.Л.** Дорифейские метapelиты Енисейского кряжа: химический состав, источники сноса, палеогеодинамика // Геохимия, 2012, № 7, с. 644—682.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В.** Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (2), с. 312—332.
- Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В., Морозова И.П., Киселева В.Ю., Титов А.Т.** Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в К-Ar, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (1), с. 55—64.
- Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В.** Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Изв. вузов. Геология и разведка, 1999, № 1, с. 21—35.
- Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д., Грачева Т.В., Шевченко Д.О.** Новые данные о возрасте шумихинского палеоостроводужного комплекса (Восточный Саян): позднерифейско-вендское корообразование на юго-западной окраине Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1790—1797.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Журавлев Д.З., Травин А.В.** Арзыбейский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Докл. РАН, 2004, т. 394, № 6, с. 812—817.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В.** Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизиионных событий // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 80—92.
- Хаин В.Е., Волобуев М.И., Хаин Е.В.** Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона // Вестник Московского университета. Геология, 1993, № 4, с. 22—28.
- Черных А.И.** Докембрийские офиолитовые и островодужные комплексы Енисейского кряжа // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири // Новосибирск, 2001, с. 183—188.
- Юдович Я.Ю., Кегрис М.П.** Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия) // Сыктывкар, Геопринт, 2011, 742 с.
- Anderson J.L., Smith D.R.** The effects of temperature and  $f_{O_2}$  on the Al-in-hornblende barometer // Am. Mineral., 1995, v. 80, p. 549—559.
- Bhadra S., Bhattacharya A.** The barometer tremolite + tschermakite + 2 albite = 2 pargasite + 8 quartz: constraints from experimental data at unit silica activity, with application to garnet-free natural assemblages // Am. Mineral., 2007, v. 92, p. 491—502.

- Bhatia M.R., Crook A.W.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1986, v. 92, p. 181—193.
- Boynton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Ed. P. Henderson // *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 1984, p. 63—114.
- Blundy J.D., Holland T.J.B.** Calcic amphibole equilibria and new amphibole-plagioclase geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1990, v. 104, p. 208—224.
- Burg J.-P., Gerya T.V.** The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps // *J. Metamorph. Geol.*, 2005, v. 23, p. 75—95.
- Burg J.-P., Schmalholz S.M.** Viscous heating allows thrusting to overcome crustal-scale buckling: Numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 274, p. 189—203.
- Cullers R.L.** Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chem. Geol.*, 2002, v. 191, p. 305—327.
- Ferry J.M., Spear F.S.** Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1978, v. 66, p. 113—117.
- Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.** Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, p. 15—32.
- Ghent E.D., Stout M.Z.** Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1981, v. 76, p. 92—97.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Plan. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.
- Hammarstrom J.M., Zen E.-A.** Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer // *Am. Mineral.*, 1986, v. 71, p. 1297—1313.
- Herron M.M.** Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sed. Petrol.*, 1988, v. 58, p. 820—829.
- Holdaway M.J.** Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // *Am. Mineral.*, 2000, v. 85, p. 881—892.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B.** Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *Am. Mineral.*, 1987, v. 72, p. 231—239.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.
- Kohn M.J., Spear F.S.** Error propagation for barometers // *Am. Mineral.*, 1991, v. 76, p. 138—147.
- Liu Y., Gao S., Hu Z., Gao C., Zong K., Wang D.** Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths // *J. Petrol.*, 2010, v. 51, 537—571.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, № 1, 46 p.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.00. A users manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, № 2, 19 p.
- Ludwig K.R.** ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, California, 2003.
- Nesbitt H.W., Young G.M.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*, 1982, v. 299, p. 715—717.
- Nesbitt H.W., Young G.M.** Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984, v. 48, p. 1523—1534.
- Roser B.D., Korsch R.J.** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using  $\text{SiO}_2$  content and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio // *J. Geol.*, 1986, v. 94, p. 635—650.
- Roser B.D., Korsch R.J.** Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chem. Geol.*, 1988, v. 67, p. 119—139.
- Schmalholz S.V., Podladchikov Y.Y.** Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for the exhumation of high pressure rocks // *Geophys. Res. Lett.*, 2013, v. 40, p. 1984—1988.
- Schmidt M.W.** Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1992, v. 110, p. 304—310.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.*, 2010, v. 95, p. 185—187.

**Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

**Wolfram S.** *The Mathematica Book*, 5th edn. Champaign IL: Wolfram Media Inc., 2003, 544 p.

**Wu C.M., Zhao G.C.** Recalibration of the garnet — muscovite (GM) geothermometer and the garnet — muscovite — plagioclase — quartz (GMPQ) geobarometer for metapelitic assemblages // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 2357—2368.

**Wu C.M., Zhang J., Ren L.D.** Empirical garnet — biotite — plagioclase — quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 1907—1921.

**Xia X.P., Sun M., Geng H.Y., Sun Y.L., Wang Y.J., Zhao G.C.** Quasisimultaneous determination of U-Pb and Hf isotope compositions of zircon by excimer laser-ablation multiple-collector ICPMS // *J. Anal. Atom. Spectrom.*, 2011, v. 26, p. 1868—1871.

*Рекомендована к печати 16 марта 2016 г.  
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию  
26 ноября 2015 г.*