

УДК 550.42:552.4:551.248.1

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЮЖНОЙ ЧАСТИ САНГИЛЕНСКОГО БЛОКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Л.Г. Кузнецова¹, С.И. Дриль¹, С.И. Школьник^{2,3}

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

²Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Впервые получены петрогохимические, изотопные (Sm-Nd) и геохронологические U-Th-Pb (LA-ICP-MS по дегритовым цирконам) характеристики терригенных пород из мощной толщи в южной части Сангиленского блока, входящего в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Установлено, что они фациально неоднородны: в субширотном направлении с запада на восток наблюдается переход от граувакковых песчаников с примесью пирокластики к существенно более кремнекислым литоидным аренитам. Геохронологические данные по дегритовым цирконам из преобладающих граувакковых песчаников позволяют выделить следующие интервалы конкордантных оценок их возраста (млн лет): 787—907, 1873—2236, 2613—2725 и 2902—2977. С учетом максимального из установленного на сегодняшний день раннекембрийского (520 млн лет) возраста прорывающихся их магматических пород возможный период накопления терригенных толщ южной части Сангиленского блока оценивается значительным интервалом 520—790 млн лет. На основании анализа полученных геохимических, изотопных (Sm-Nd) и геохронологических (U-Th-Pb) данных вероятными источниками сноса для терригенных отложений южной полосы (ЮП) являются неопротерозойские и раннедокембрийские островодужные и окраинно-континентальные комплексы. Их относительные пропорции в составе осадков, по-видимому, изменились с удалением от бассейна седиментации (в современных координатах с запада на восток): снижалась доля ранненеопротерозойских ювенильных пород и возрастала доля раннедокембрийских метаморфических комплексов. Обнаружение в терригенных породах Сангиленского блока дегритовых цирконов палеопротерозойского и мезоархейского возраста, поставщиками которых не могли быть известные комплексы композитного докембрийского фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента, позволяет рассматривать в качестве их источников другие кратонные блоки ЦАСП.

Терригенные породы, дегритовые цирконы, LA-ICP-MS U-Pb возраст, Сангиленский блок

THE AGE, COMPOSITION, AND PROVENANCES OF TERRIGENOUS ROCKS IN THE SOUTH OF THE SANGILEN BLOCK OF THE CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT

L.G. Kuznetsova, S.I. Dril', S.I. Shkol'nik

We have first determined the petrogeochemical, Sm–Nd isotope, and U–Th–Pb geochronological (detrital-zircon LA-ICP-MS) characteristics of terrigenous rocks from a thick sequence in the south of the Sangilen block, which is part of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB). The rocks are heterogeneous in facies composition: From west to east, there is a transition from graywacke sandstones with an admixture of pyroclastics to much more silicic lithoid arenites. Geochronological data on detrital zircons from the predominant graywacke sandstones mark the following intervals of concordant ages (Ma): 787–907, 1870–2236, 2613–2725, and 2900–2980. With regard to the oldest determined age (early Cambrian, 520 Ma) of the igneous rocks intruding these sandstones, the possible period of accumulation of terrigenous sequences in the south of the Sangilen block is estimated at 790–520 Ma. The obtained geochemical, Sm–Nd isotope, and U–Th–Pb geochronological data point to Neoproterozoic and early Precambrian island arc and continent-marginal complexes as probable provenances for the terrigenous deposits of the “southern band”. The relative proportions of rocks of these complexes in the deposits changed with distance from the sedimentary basin (from west to east, in modern coordinates): The portion of early Neoproterozoic juvenile rocks decreased, and the portion of early Precambrian metamorphic complexes increased. The Paleoproterozoic and Mezoarchean detrital zircons found in the terrigenous rocks of the Sangilen block could not originate from any known Precambrian complexes of the Tuva–Mongolian microcontinent. This gives grounds to regard other craton blocks of the CAOB as their sources.

Terrigenous rocks, detrital zircons, LA-ICP-MS U–Pb age, Sangilen block

ВВЕДЕНИЕ

Сангиленский блок, конфигурация которого приблизительно соответствует крупной современной морфоструктуре — Сангиленскому нагорью, издавна рассматривается как юго-западная часть докембрийского Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ), расположенного в области каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), но и в настоящее время его строение и условия формирования являются предметом острых дискуссий. Фундамент ТММ сложен гетерогенными докембрийскими комплексами, перекрытыми карбонатными и терригенно-карбонатными шельфовыми венд-кембрийскими отложениями чехла [Кузьмичев, 2004]. Комплексы фундамента ТММ в его северной и северо-восточной частях выделены в виде крупных блоков или зон: раннедокембрийского Гарганского, ранне-неопротерозойской Дунжугурской и поздненеопротерозойских Окинской, Сархойской и Шишидской [Кузьмичев, 2004; Кузьмичев, Ларионов, 2011, 2013; Ярмолюк, Дегтярев, 2019; и др.]. В строении Сангиленского блока также выделяются два структурных этажа, различающиеся по составу, степени дислокированности и уровню метаморфизма пород [Ильин, 1958, 1982; Лепезин, 1978; Александров, 1981; Гибшер, Терлеев, 1992; Гоникберг, 1997; и др.]. Однако попытки их корреляции с комплексами, выделенными в других частях ТММ, пока не дали однозначного результата. Взаимоотношения большинства комплексов Сангиленского блока тектонические, они в различной степени метаморфизованы, что согласуется с представлением о его строении как коллаже тектонических пластин [Беляев, Терлеев, 1989; Гоникберг, 1997; Козаков и др., 1999, 2005, 2021].

Первоначально к выходам раннедокембрийского фундамента Сангиленского блока относили толщу глубокометаморфизованных осадочных и вулканогенных пород тесхемской и мугурской свит, выведенную на поверхность в его западной и юго-западной частях [Геологическая карта..., 1957, 1959; Ильин, 1958, 1982]. Однако в дальнейшем были получены конкордантные оценки возрастов детритовых цирконов из этих пород в интервале 690—900 млн лет [Salnikova et al., 2001; Козаков и др., 2005, 2021], а также установлено время двух этапов их метаморфизма (млн лет): 1-й этап — (536 ± 5 — 521 ± 12); 2-й этап — (497 ± 4 — 489 ± 3) [Козаков и др., 1999, 2005], ранний из которых совпадал с периодом формирования венд-кембрийского шельфового чехла ТММ в его северной и северо-восточной частях [Кузьмичев, 2004]. На этом основаны современные предположения, что породы моренского полиметаморфического комплекса, слагающие западную окраину Сангиленского блока и Ханхухайский блок, расположенный на территории СЗ Монголии, формировались обособленно от ТММ и были присоединены к нему в ходе раннепалеозойского тектогенеза (495—505 млн лет) [Козаков и др., 1999, 2005, 2019, 2021; Беличенко и др., 2003], а следовательно, они не могут быть фундаментом для карбонатных и терригенно-карбонатных отложений верхнего структурного этажа, перекрывающих остальную (большую) часть Сангиленского блока [Козаков и др., 2019].

В настоящее время считается, что отложения, выявленные на современный эрозионный уровень на остальной части Сангиленского блока (восточнее 96° в.д.), в основном представляют поздненеопротерозойско-раннекембрийский шельфовый чехол [Государственная..., 1985б; Гибшер, Терлеев, 1992; Гоникберг, 1997; Козаков и др., 2005, 2019, 2021]. Однако и здесь существуют давние противоречия в интерпретации возрастных взаимоотношений терригенных и карбонатных толщ, разграниченных на юге Сангиленского нагорья Качикско-Церигийнгольской зоной разломов (КЦЗ) (рис. 1, *a, б*). Здесь, южнее КЦЗ, выходит на поверхность мощная толща терригенных пород, которая прослеживается в широтном направлении на многие десятки километров вдоль государственной границы РФ и МНР в виде широкой (до 10—12 км на территории РФ) южной полосы (ЮП) (см. рис. 1, *a, б*), известной под разными названиями (см. далее в тексте). Ее северный контакт с карбонатной толщей в основном тектонический — в виде крутого надвига, осложненного взбросами [Геологическая карта..., 1959; Государственная..., 1985а, 1985б; Беляев, Терлеев, 1989]. При создании среднемасштабных геологических карт Сангиленского нагорья разных лет трактовка возраста и стратиграфического положения терригенной толщи ЮП относительно карбонатной была диаметрально противоположной: одни исследователи относили ее к наиболее древним среднепротерозойским породам нижнего структурного яруса, перекрытых карбонатными отложениями чехла [Геологическая карта..., 1957, 1959; Ильин, 1958], другие — к наиболее поздним нижнекембрийским отложениям чехла с небольшими тектоническими блоками древнего фундамента [Государственная..., 1985а, 1985б; Беляев, Терлеев, 1989; и др.].

Южная часть Сангиленского нагорья давно привлекает внимание геологов, так как к Качикско-Церигийнгольской тектонической зоне приурочены интрузии гранитоидов раннепалеозойского возраста и связанные с ними проявления богатых литием редкометалльных пегматитов протяженного (более 150 км) Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСП), включающего крупное месторождение лития Тастыг [Кузнецова и др., 2018а, 2018б]. В ходе исследований гранитно-пегматитовых магматических систем данного региона в 2015—2017 гг. [Кузнецова, 2018; Кузнецова и др., 2018а, 2018б, 2021] нами также был собран и изучен обширный материал по вмещающим их осадочным толщам с целью выявить возможные проявления редкометалльных метасоматитов, обычно сопровождающие интрузии

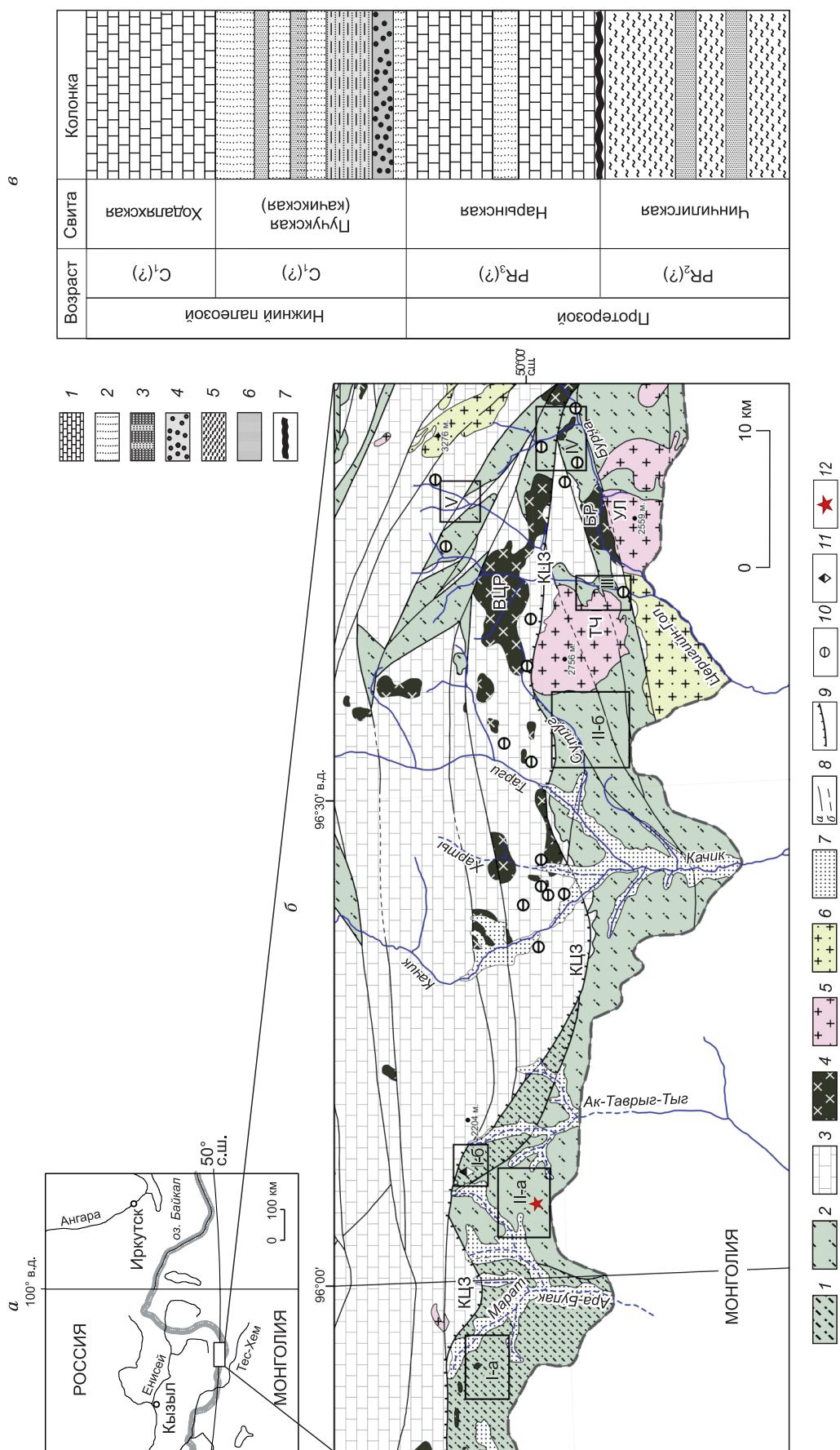


Рис. 1. Схематическая карта южной окраины Сангиленского нагорья м-ба 1:200 000, по материалам [Государственная..., 1985а, 1985б] с авторскими уточнениями и дополнениями.

редкометалльных гранитоидов. Для уточнения исходного состава терригенных пород были изучены их фациальные разновидности на значительном удалении от контактов с интрузивами, проведены их минералого-петрографические и geoхимические исследования. Обобщение и анализ этих данных, дополненных результатами изотопного (Sm-Nd) и изотопно-геохронологического (U-Th-Pb LA-ICP-MS по детритовым цирконам) исследований наиболее представительных проб, позволили впервые провести оценку состава и возможных источников терригенного материала ЮП, возраста пород питающей провинции и геодинамической обстановки их отложений, результаты которой представлены в настоящей публикации. Вместе с ранее полученными нами изотопно-geoхимическими (Sm-Nd) и изотопно-геохронологическими (U-Pb изотопное датирование пород по цирконам методом SIMS на инструменте SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) характеристиками гранитоидов раннепалеозойского возраста, прорывающих эти толщи, которые несут информацию о породах фундамента [Кузнецова, 2018; Кузнецова и др., 2018а, 2018б, 2021], новые данные о терригенных породах позволят более корректно реконструировать строение и историю формирования Сангиленского блока ЦАСП — источника крупных месторождений редких металлов.

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ИЗУЧАЕМОГО РАЙОНА

Составители первых государственных геологических карт СССР Западно-Саянской серии м-ба 1: 200 000, листы М-46-XVIII/XXIV и М-47-XIII/XIX А.В. Ильин и В.М. Моралев относили все осадочные отложения Сангиленского нагорья к докембрийским и различали в них два комплекса: нижний — терригенный (тесхемская, мугурская и чинчилигская свиты или чинчилигская серия) и верхний — карбонатный (балыктыгхемская, чартысская и нарынская свиты или сангиленская серия) [Геологическая карта..., 1957, 1959]. Они предполагали, что основная тектоническая линия южной части нагорья — Ка-чикско-Церигийнгольская зона разломов — разграничивает толщи верхнего (карбонатного) и нижнего (терригенного) комплексов, представленных здесь чинчилигской свитой, отложения которой они считали аналогами нерасчлененных тесхемской и мугурской свит Западного Сангилена [Геологическая карта..., 1957, 1959]. Достоверный «нормальный» контакт терригенных пород с перекрывающими карбонатными отложениями, по их информации, наблюдался лишь на востоке ЮП их выходов — в правобережье р. Бурча. В большинстве же случаев контакт тектонический, в виде крутого надвига, либо взброса. Общая видимая мощность толщи терригенных пород ЮП, по их оценке, не менее 2500—3000 м. Обращалось внимание, что уровень метаморфизма терригенных пород на протяжении ЮП значительно различается вне связи с контактным воздействием интрузий магматических пород [Геологическая карта..., 1957, 1959]: в наиболее протяженном центральном отрезке ЮП (от р. Ак-Таврыг-Тыг на западе до верховья руч. Сутлуг — левого притока р. Качик — на востоке) он соответствует зеленосланцевой фации, а в западном (бассейн р. Ара-Булак и руч. Марат) и восточном (бассейн р. Бурча — левого притока р. Церигийн-Гол) отрезках ЮП достигает уровня эпидот-амфиболитовой фации.

В 1977—1978 гг. при создании для этих территорий новых геологических карт м-ба 1: 200 000 за основу была принята альтернативная стратиграфическая схема, разработанная Г.П. Александровым [Государственная..., 1985а, 1985б] с широким привлечением биостратиграфических методов. Основываясь на своих находках ископаемых водорослей, характерных для позднего эдиакария и раннего кембрия, авторы пришли к выводу о значительно более широком распространении в регионе толщ верхнего структурного яруса [Александров, 1981]. К отложениям нижнего структурного яруса (фундамента) предположительно мезопротерозойского возраста они относили только высокометаморфизованные породы западной окраины Сангиленского блока, изменив при этом прежние названия свит чинчилигской серии на названия свит сангиленской серии, которые ранее [Геологическая карта..., 1957] применялись к отложениям верхнего структурного яруса. Породы фундамента, по их данным, со структурным несогласием перекрыты карбонатной толщиной нарынской свиты, содержащей в верхних горизонтах остатки водорослей вендского (поздний эдиакарий) возраста [Александров, 1981]. На ней согласно залегают карбонатно-терригенные либо вулканогенно-терригенные отложения пучукской свиты (их состав различен в разных частях нагорья), также согласно перекрыты карбонатными породами ходаяхской свиты (см. рис. 1, в). Породы пучукской и ходаяхской свит, по данным [Александров, 1981], содержат комплекс микрофитолитов, характерных для раннего кембрия. Толщу метатерригенных пород ЮП авторы новой карты отнесли к нижнекембрийским осадочным образованиям пучукской свиты, выделив, однако, высокометаморфизованные отложения западного отрезка ЮП в бассейне руч. Марат и р. Ара-Булак как тектонические блоки более древних, мезопротерозойских пород чартысской свиты в новой ее интерпретации (см. рис. 1, участки I, а; I, б). Контакт карбонатных пород нарынской свиты с метатерригennыми породами ЮП, по их данным, тектонический: первые надвинуты с севера как на более молодые породы пучукской свиты, так и на блоки более древних пород фундамента (см. рис. 1, б).

С конца 70-х годов XX в. на Сангиленском нагорье и в сопредельных районах Северной Монголии проводились также крупномасштабные геолого-съемочные и комплексные тематические исследо-

вания представителями целого ряда геологических организаций [Лепезин, 1978; Блюман, 1979; Гибшер, Терлеев, 1992; Гоникберг, 1997; Козаков и др., 1999, 2005; и др.]. На основе их результатов А.С. Гибшер и А.А. Терлеев [1992] разработали новую унифицированную стратиграфическую схему, в которой провели корреляцию разрезов осадочных толщ позднего докембрия и раннего кембрия в разных структурно-формационных зонах и подзонах Сангиленского нагорья и сопредельных районов Северной Монголии. В отличие от Г.П. Александрова и его соавторов, в их схеме вновь разделены высокометаморфизованные осадочные отложения нижнего структурного этажа (тесхем-мугурский комплекс фундамента) и перекрывающие их со структурным несогласием преимущественно карбонатные отложения сангиленского горизонта верхнего структурного этажа (балыктыгхемская, чартысская и нарынская свиты, часто нерасчлененные), для которых использованы старые названия свит, предложенные еще А.В. Ильиным и В.М. Моралевым [Геологическая карта..., 1957]. Выше сангиленского горизонта, по их данным, залегают отложения еще двух горизонтов (чолдинского = хугеинского и восточно-тувинского) довольно «пестрого» фациального состава: терригенные, вулканогенно-терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные породы, в которых найдены микрофитолиты, относящиеся к позднему эдиакарию—раннему кембрию [Александров, 1981; Терлеев, Журавлева, 1989]. Поскольку состав отложений этого возраста в разных структурно-формационных зонах и подзонах Сангиленского нагорья, выделенных авторами [Гибшер, Терлеев, 1992], значительно варьирует, то для свит верхних горизонтов они ввели много новых названий, отражающих их географическое расположение. Так, терригенные породы ЮП отнесены ими, как и Г.П. Александровым, к наиболее молодым нижнекембрийским осадочным образованиям верхнего структурного этажа, но под другим названием — качикская свита.

Для представления материала наших исследований, которые проводились на всех вышеперечисленных отрезках ЮП общей протяженностью около 100 км, мы использовали геологические карты Западно-Саянской серии м-ба 1:200 000, листы М-46-XVIII/XXIV и М-47-XIII/XIX, составленные Г.П. Александровым [Государственная..., 1985а, 1985б], внеся в них ряд уточнений и дополнений в отношении состава и возраста магматических комплексов на основе результатов наших петрохимических и изотопно-геохронологических исследований ($U-Pb$ по цирконам методом SIMS на инструменте SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) [Кузнецова, 2018; Кузнецова и др., 2018а, 2018б, 2021] (см. рис. 1). На предлагаемой геологической карте-схеме южной окраины Сангиленского нагорья (см. рис. 1) мы не корректировали взаимоотношения выделенных Г.П. Александровым свит метаморфизованных осадочных пород, но для отложений нижнего структурного этажа, выходы которых закартированы в виде тектонических блоков на западном отрезке ЮП, мы использовали старое название — чинчилигская свита (вместо чартысская свита, по [Государственная..., 1985а, 1985б]), как более широко применимое в современных публикациях.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Чинчилигская свита. На Западном отрезке ЮП общей протяженностью около 20 км изучены слюдяные сланцы и гнейсы чинчилигской свиты, представляющие предположительно отложения нижнего структурного этажа (см. рис. 1, б, в). Они распространены в коренных обнажениях правого борта и верховья руч. Марат (участок I-а), а также в верховье р. Ара-Булак, где расположено Арабулакское месторождение мусковитовых пегматитов (участок I-б). Породы правого борта руч. Марат представлены среднезернистыми биотитовыми сланцами с порфиробластами граната, ставролита и силлиманита размером до 0.8 мм (рис. 2, д—е). Основная масса пород состоит из мелких (0.1—0.2 мм) зерен кварца, полевого шпата и одинаково ориентированных чешуй коричневого биотита, в ней заключены более крупные (0.4—0.6 мм) выделения кварца. Структура пород варьирует от лепидогранобластовой до порфиробластовой, текстура сланцеватая. Северо-восточнее, в верховье р. Ара-Булак, распространены мелкозернистые биотит-мусковитовые и мусковитовые сланцы с порфиробластами граната. В районе Арабулакского месторождения мусковитовых пегматитов (участок I-б) они постепенно сменяются относительно более крупнокристаллическими слюдяными гнейсами с гранатом и со спноповидными агрегатами силлиманита (фибролита) (см. рис. 2, ж—з). Структура гнейсов порфиробластовая, текстура свилеватая. Степень метаморфизма пород западного отрезка ЮП, по нашим наблюдениям, достигает уровня эпидот-амфиболитовой фации, что согласуется с данными предыдущих исследователей [Лепезин, 1978].

Пучукская свита. В центральном и восточном отрезках ЮП общей протяженностью в субширотном направлении около 80 км (от водораздела между реками Ара-Булак и Ак-Таврыг-Тыг на западе до верховий р. Бурча — левого притока р. Церигийн-Гол — на востоке) изучены породы, отнесенные составителями карт 1985 г. [Государственная..., 1985а, 1985б] к пучукской свите (см. рис. 1, б; участки отбора проб II-а, II-б, III и IV). Поскольку, по нашим данным, на этих отрезках ЮП и состав, и степень метаморфизма пород значительно различаются, мы описываем их пока условно как три фациальные разновидности пород пучукской свиты.

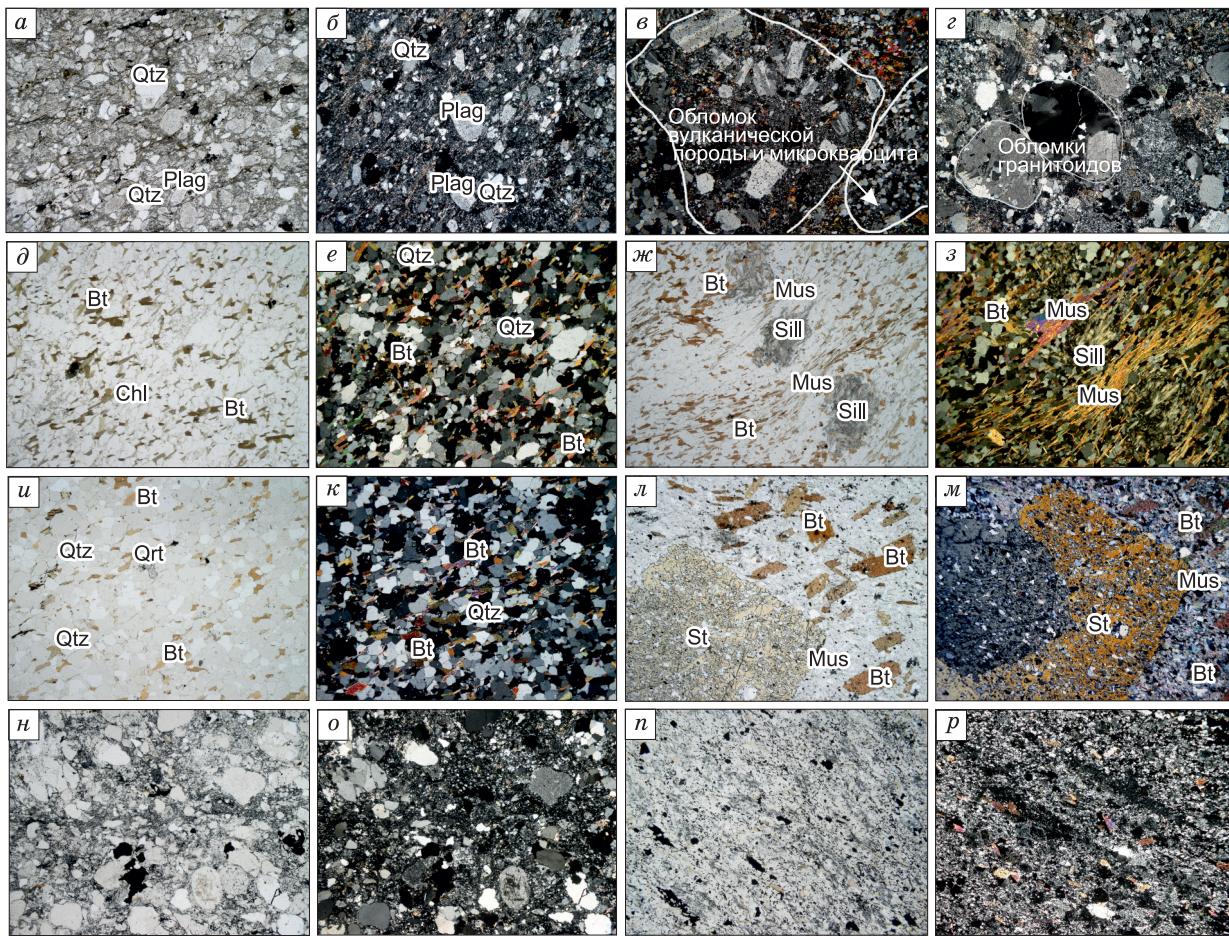


Рис. 2. Микрофотографии шлифов метатерригенных пород:

а—г — пучукская свита — Центральный отрезок ЮП (участки II а, II б); д—з — чинчилигская свита — Западный отрезок ЮП (участки I а, I б). и—м — пучукская свита — Восточный отрезок ЮП (участок IV); н—р — нарынская свита — исток р. Б. Цаган-Гол (участок V). Bt — биотит, Chl — хлорит, Grt — гранат, Mus — мусковит, Plag — плагиоклаз, Qtz — кварц, Sill — сильиманит, St — ставролит. Увел. 4 (поле зрения 3.5×2.5 мм), анализатор на а, д, ж, и, л, н, п выключен, на б, в, г, з, е, к, м, о, р включен.

Породы 1-й фациальной разновидности пучукской свиты распространены в Центральном отрезке ЮП общей протяженностью около 55 км: от водораздела между реками Ара-Булак и Ак-Таврыг-Тыг на западе до верховья руч. Сутлуг на востоке. Наиболее детально их состав изучен нами в разрезах на участках II-а и II-б (см. рис. 1, б), где распространены в основном метапесчаники, переслаивающиеся с метаалевролитами и метапелитами, но встречаются также редкие прослои метагравелитов и мелкогалечных метаконгломератов. Все эти породы характеризуются реликтовыми структурами осадочных пород, слабоизмененными бластезом (см. рис. 2, а—г) [Половинкина, 1966]. Степень их метаморфических преобразований не превышала уровня зеленосланцевой фации.

Так, в мелкозернистых метапесчаниках видны кластические зерна кварца, плагиоклаза (см. рис. 2, а—б), в более крупнозернистых разностях, кроме них, часто встречаются слабоокатанные обломки вулканических пород среднего состава и микрокварцитов размером до 3—4 мм (см. рис. 2, в), редко хорошо окатанные обломки плутонических пород среднего и кислого состава (см. рис. 2, г). Первичное различие кластических зерен, в том числе их размерности, и алевропелитового цемента сохранилось в метапесчаниках вполне отчетливо, поэтому можно оценить, что содержание последнего варьирует, достигая 10—20 %. Цемент полностью перекристаллизован в агрегат изометричных зерен кварца и субпараллельно ориентированных чешуй серицита, мусковита, биотита и хлорита размером 0.05—0.20 мм. В нем иногда неравномерно и в незначительном количестве встречаются мелкие зерна вторичного кальцита. Структура пород бластопсаммитовая, текстура сланцеватая. Метапелиты, переслаивающиеся с метапесчаниками, часто имеют тонкополосчатую текстуру за счет чередования прослоев, в различной степени обогащенных слюдами и хлоритом. Включений углистого вещества в метатерригенных породах Центрального отрезка ЮП не наблюдается. В гальке из маломощного (3—4 м) прослоя метаконгломера-

ратов, встреченного в основании разреза терригенных пород в правом борту руч. Сутлуг (участок II-б), наблюдались только кремнистые породы и кварц.

Породы 2-й фациальной разновидности пучукской свиты распространены в среднем течении р. Церигийн-Гол в ее правом борту (см. рис. 1, участок III небольшой протяженности 2—3 км) и представлены в основном хлорит-биотитовыми сланцами с гранатом. В них так же, как и в метапесчаниках центрального отрезка ЮП, наблюдаются сохранившиеся кластические зерна кварца и обломки пород размером до 3—4 мм, но среди последних кварциты резко преобладают над вулканитами, а доля тонкозернистого цемента ≤ 5 %. Структура пород переходная от реликтовой бластопсаммитовой к лепидогранобластовой, текстура сланцеватая. Судя по появлению граната, степень их метаморфического преобразования переходная — от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации.

Породы 3-й фациальной разновидности пучукской свиты распространены на Восточном отрезке ЮП, где они прослежены от нижнего течения р. Церигийн-Гол, по которой здесь проходит государственная граница между РФ и МНР, и далее в северо-восточном направлении по правому борту ее притока р. Бурча до его истоков (см. рис. 1, участок отбора проб IV общей протяженностью 20—25 км). Породы представлены слюдистыми кварцитосланцами, среди которых чередуются более крупнозернистые (0.1—0.2 мм) биотитовые, хлорит-биотитовые сланцы с порфиробластами граната размером 0.3—0.5 мм (см. рис. 2, *и*, *к*) и двуслюдянные сланцы с очень тонкозернистой (0.05—0.07 мм) основной массой, на фоне которой, кроме граната, выделяются крупные (до 1 см в длину), идиоморфные порфиробласти ставролита (см. рис. 2, *л*, *м*) и/или андалузита с пойкилобластовой структурой. Микрозернистая (0.05—0.07 мм) основная масса состоит из зернышек кварца и бесцветных чешуек мусковита и содержит более крупные (0.5—0.8 мм) пластинки коричневого биотита, также представляющие порфиробласти. Структура пород пойкилопорфиробластовая, структура основной ткани лепидогранобластовая, текстура сланцеватая, иногда плойчатая. Минеральные парагенезисы кристаллических сланцев восточного отрезка ЮП свидетельствуют о метаморфизме уровня эпидот-амфиболитовой фации, что согласуется с данными предыдущих исследователей [Лепезин, 1978].

Нарынская свита (НРС). Для сравнения с метатерригенными породами ЮП, образующими довольно монотонную толщу мощностью не менее 2500—3000 м, нами были изучены метапесчаники и углистые метапелиты из серии пластов мощностью 10—30 м, чередующихся с преобладающими известняками НРС, отобранные в северо-восточной части исследованной территории в верховьях р. Большой Цаган-Гол — левого истока р. Церигийн-Гол (см. рис. 1, участок V).

Составителями карты 1985 г. [Государственная..., 1985а, 1985б] они показаны как тектонические блоки отложений пучукской свиты среди известняков НРС. Однако поскольку этот участок находится в 6—7 км севернее зоны регионального разлома КЦЗ, ограничивающей с севера терригенную толщу ЮП, и в этом промежутке, по нашим наблюдениям, выходят только карбонатные породы, то можно предполагать, что и данные относительно маломощные пластины терригенных пород также относятся к отложениям нарынской свиты (НРС).

Метапесчаники из пластов в известняках НРС — мелкосреднозернистые, слаборассланцованные полевошпат-кварцевые породы темно-серого цвета (см. рис. 2, *и*, *о*). В них зерна и сростки зерен кварца размером от 0.1 до 0.7 мм неправильной угловатой формы скементированы микрозернистым (0.05—0.10 мм) агрегатом кварца, серицита, биотита и хлорита с большим количеством пылеватых частиц углистого вещества. На этом фоне наблюдаются выделения мелких зерен пирита и магнетита. В пластах метапесчаников и рядом с ними в мраморизованных известняках имеются маломощные (0.5—2.0 м) пропластики черных углистых метаалевропелитов, в которых, по нашей оценке, наблюдаются многочисленные реликты микропроблематики, возможно, водорослей (см. рис. 2, *и*, *р*). Данные о микрофитолитах, распространенных в отложениях нарынской свиты, приводятся в публикациях предыдущих исследователей и используются ими для обоснования возраста (поздний эдиакарий) этой преимущественно карбонатной толщи [Александров, 1981; Терлеев, Журавлева, 1989; Терлеев, 1990; Гибшер, Терлеев, 1992; и др.]. Обилие углистых частиц и присутствие микропроблематики в изученных нами породах нарынской свиты участка V являются, на наш взгляд, важным отличием от терригенных пород ЮП, в которых мы их не наблюдали. Судя по минеральным парагенезисам, терригенные породы НРС участка V метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, что, согласно [Лепезин, 1978], характерно для отложений нарынской свиты.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Вещественный состав метатерригенных пород южной окраины Сангиленского нагорья изучен нами на основе анализа содержаний петрогенных и редких элементов в более 50 пробах. Данные анализа и рассчитанные индикаторные соотношения элементов, а также результаты изотопного и изотопно-геохронологического исследований наиболее представительных проб приведены в табл. 1—3 и в дополнительных материалах, см. таблицу, https://sibran.ru/journals/Suppl_Kuznetsova%20LG.pdf.

Таблица 1. Химический состав представительных образцов и средний состав выборок метатерригенных пород южной окраины Сангиленского нагорья

Компонент	Метапесчанники ЮП												Метапесчанники НРС															
	II (центральный отрезок)				I (западный отрезок)				III (восточный отрезок)				IV (восточный отрезок)				V (HPC)				II		I		IV		V	
	16-117	14-5	17-11	Cр. 8/7	14-135	12-100	12-108	16-27	17-37	16-28	14-53	16-33	746	17-20	17-23	17-32	Cр.8/4	Cр.4/1	Cр.3/0	17-29								
SiO ₂ , мас. %	63.17	67.30	72.27	66.46	68.94	69.02	72.05	74.51	77.18	79.38	81.16	82.94	85.73	70.20	76.04	75.43	65.47	68.55	73.15	58.91								
TiO ₂	0.85	0.59	0.52	0.59	0.52	0.46	0.44	0.45	0.39	0.37	0.29	0.26	0.47	0.40	0.40	0.39	0.68	0.58	0.49	0.82								
Al ₂ O ₃	15.88	13.16	13.58	14.57	13.90	14.31	13.38	12.35	10.41	9.75	9.50	8.26	8.01	13.06	12.04	9.31	16.71	15.07	13.46	17.94								
Fe ₂ O ₃ *	6.41	5.64	4.49	5.31	5.19	4.37	3.89	4.27	3.88	3.83	2.55	2.95	2.06	3.56	2.17	2.29	5.86	5.29	4.28	2.25								
MnO	0.07	0.08	0.07	0.07	0.09	0.06	0.06	0.07	0.08	0.04	0.11	0.01	0.05	0.02	0.02	0.09	0.10	0.06	0.03									
MgO	2.21	1.85	1.53	1.99	1.95	1.79	1.61	1.31	1.15	1.00	0.61	0.94	0.54	1.60	0.51	0.94	2.12	1.92	1.52	1.54								
CaO	1.87	2.98	1.39	2.25	3.00	2.26	1.53	1.27	0.84	1.09	1.01	0.92	0.16	3.29	1.41	3.83	0.84	0.95	0.80	2.37								
Na ₂ O	4.73	3.00	4.20	3.87	3.65	4.68	4.53	3.89	3.35	3.03	2.70	1.58	1.02	2.93	3.52	1.99	2.32	2.10	1.57	3.36								
K ₂ O	1.13	1.46	1.59	1.54	1.59	1.88	1.45	1.44	1.11	1.00	1.07	1.39	1.01	1.16	2.20	1.32	3.13	2.95	2.53	6.16								
P ₂ O ₅	0.14	0.09	0.09	0.10	0.09	0.14	0.09	0.07	0.10	0.09	0.06	0.08	0.02	0.07	0.09	0.08	0.15	0.11	0.07	0.13								
П.п.п.	3.95	0.68	3.40	0.99	0.99	0.83	0.79	0.81	0.62	0.81	0.97	0.99	1.10	3.97	1.96	3.05	2.89	2.34	2.03	5.16								
Сумма	100.4	100.1	100.4	100.1	99.91	99.80	99.81	100.51	99.11	100.4	99.96	100.4	99.93	100.4	100.4	98.65	100.3	99.95	99.94	98.67								
Sc, мкг/г	20	13	12	16	13	13	11.Д.	10	12	11.Д.	10	6	11.Д.	5	13	4	7	18	12	19								
V	13.4	11.4	9.1	11.6	10.9	»	87	78	»	61	29	»	27	73	33	47	111	59	»	148								
Cr	70	71	59	71	72	»	51	60	»	40	22	»	28	52	35	36	72	39	»	80								
Co	15	14	10	13	14	»	11	12	»	13	9	»	5	13	9	7	17	6	»	19								
Ni	26	37	32	34	31	»	23	23	»	24	13	»	14	13	14	13	35	9	»	47								
Rb	35.4	43.3	49.5	45.4	43.7	»	33.4	67.3	»	33.4	52.7	»	35.2	47.1	37.8	30.8	106	93.3	»	147								
Sr	32.8	43.1	32.9	39.4	42.9	»	36.1	24.3	»	191	226	»	44	337	392	523	162	101	»	923								
Y	15.6	14.5	10.0	12.7	13.0	»	4.7	5.2	»	8.7	6.5	»	2.8	9.3	4.3	2.9	10.1	6.4	»	9.2								
Zr	159	132	151	140	113	»	92	128	»	126	174	»	154	121	100	102	197	184	»	154								
Nb	6.0	5.5	6.5	5.5	5.0	»	4.6	5.4	»	5.6	7.1	»	4.4	1.4	1.4	1.4	1.8	11.7	15.4	»	2.1							
Ba	499	423	458	507	560	»	1130	398	»	290	187	»	269	789	766	551	741	800	»	2645								
La	24.3	24.3	18.7	23.0	23.4	»	16.3	18.1	»	18.2	20.1	»	16.4	7.4	13.0	8.8	34.1	33.1	»	20.5								
Ce	48.4	46.6	33.7	44.6	42.1	»	32.2	35.4	»	34.5	39.2	»	33.2	14.4	26.1	16.5	70.7	65.6	»	40.3								
Pr	5.5	5.5	4.1	5.2	5.0	»	3.6	4.2	»	4.2	4.6	»	3.5	1.8	3.3	2.1	8.0	7.3	»	4.8								
Nd	21.4	20.5	14.9	19.8	19.1	»	13.8	15.8	»	15.9	16.7	»	13.0	6.9	13.0	7.4	29.9	26.8	»	18.2								
Sm	4.2	3.7	3.7	3.3	»	2.3	2.9	»	3.0	2.9	»	2.2	2.2	1.5	2.4	1.2	5.8	4.8	»	3.6								
Eu	1.12	0.95	0.72	0.98	0.91	»	0.56	0.75	»	0.72	0.71	»	0.40	0.47	0.54	0.26	1.14	0.93	»	0.59								
Gd	4.2	3.6	2.2	3.4	3.1	»	1.6	2.5	»	2.8	2.5	»	1.5	1.6	1.8	0.9	4.2	3.9	»	2.9								
Tb	0.51	0.45	0.30	0.42	0.39	»	0.20	0.25	»	0.34	0.27	»	0.16	0.24	0.20	0.10	0.45	0.46	»	0.37								

Dy	3.0	2.5	2.1	2.4	2.5	1.2	1.8	1.4	1.0	0.6	2.4	1.9	2.2
Ho	0.55	0.53	0.34	0.46	0.48	»	0.19	0.20	0.33	0.25	0.17	0.12	0.38
Er	1.61	1.57	0.94	1.32	1.43	»	0.43	0.59	0.92	0.69	0.30	1.07	1.04
Tm	0.22	0.21	0.13	0.19	0.19	»	0.06	0.08	0.13	0.11	0.04	0.15	0.15
Yb	1.5	1.5	1.0	1.3	1.4	»	0.5	0.6	0.9	0.86	0.30	1.07	1.0
Lu	0.22	0.21	0.15	0.20	0.20	»	0.06	0.09	0.15	0.13	0.05	0.07	0.11
Hf	4.60	3.97	3.55	3.95	3.49	»	2.63	3.83	3.54	4.9	4.3	3.16	3.08
Ta	0.38	0.35	0.41	0.36	0.34	»	0.27	0.35	0.38	0.5	0.3	0.16	0.10
Pb	8.6	8.3	10.9	8.5	7.4	»	9.2	7.2	8.3	17.3	5.4	3.8	3.1
Th	4.5	4.2	3.8	4.2	3.6	»	2.9	3.5	3.7	5.5	4.2	3.2	1.8
U	0.71	0.79	0.58	0.70	0.30	»	0.43	0.61	0.59	1.0	0.6	1.04	0.34
$\Sigma \text{PZ}\mathcal{E}$	11.7	11.2	82	107	104	»	73	83	84	90	72	39	63
$(\text{La/Yb})_N$	11.6	11.9	13.4	13.2	12.3	»	25.5	22.2	14.2	16.8	39.1	4.9	19.3
Eu/Eu^*	0.8	0.8	0.9	0.8	0.9	»	0.9	0.8	0.8	0.8	0.7	0.9	0.7

Примечание. $\text{Fe}_2\text{O}_3^{*}$ — общее железо в форме Fe_2O_3 , н.д. — нет данных; ΣREE — сумма редкоземельных элементов, $(\text{La/Yb})_N$ — отношение элементов, $(\text{La/Yb})_N$ — отношение элементов, нормированных к составу хондрита, по [Sun, McDonough, 1989]. Анализ 4 отражает средний состав метапелитов Центрального отрезка ЮП; анализы 17—19 — средние составы метапелитов участков II, I, IV; количество анализов, использованных для их расчета, показано дробью: числитель — для главных петротипных элементов, знаменатель — для редких элементов.

Определение содержаний главных и редких элементов выполнены в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН по аттестованным стандартам [Geostandards..., 1994]. Силикатные анализы выполнены методом РФА (аналитик В.М. Чубаров) по методикам, описанным в [Афонин и др., 1984; Амосова и др., 2015]. Относительная погрешность определения содержаний главных элементов составляла от 0.5 (SiO_2) до 5 (Na_2O), что ниже уровней, регламентируемых НСАМ (ВИМС) для горных пород. Редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) проанализированы методом ICP-MS аналитиками Т.Н. Галкиной, Е.В. Смирновой и О.В. Зарубиной по методике МВИ № 002-XMC-2009 (редакция 2015 г.) с использованием стандартов JA-1, AGV-2 и BHVO-1. Погрешности определения не превышали 5—10 %.

Sm-Nd изотопные исследования проводились в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Для определения изотопного состава неодима и концентраций неодима и самария из одной навески применялся метод двойного изотопного разбавления с помощью смешанного трассера $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$. Трассер добавлялся в навеску до разложения пробы. Выделение чистых фракций Nd и Sm проводилось с использованием ионообменных смол BioRad AG-50Wx12 200—400 меш для выделения суммы редких земель и LN-Eicrome для выделения чистых фракций неодима и самария по принятым методикам [Yang et al., 2010].

Изотопный состав Nd и Sm измеряли на 9-коллекторном MC-ICP-MS «NEPTUNE Plus» в статическом режиме. Изobarная интерференция ^{144}Sm на ^{144}Nd была всегда менее 10 г/т, поэтому поправка на присутствие ^{144}Sm в ^{144}Nd не вводилась. Измерения изотопного состава и концентраций в стандартных образцах дали следующие результаты: JNd-1 ($n = 40$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512107 \pm 4$ (рекомендованное значение 0.512115 ± 7 [Tanaka et al., 2000]); BCR-2 ($n = 48$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512631 \pm 4$; Nd = 28.77 ± 0.11 г/т; Sm = 6.51 ± 0.02 г/т; AGV-2 ($n = 22$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512780 \pm 8$; Nd = 30.4 ± 0.02 г/т; Sm = 5.44 ± 0.03 г/т. Погрешности определения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составили не более 0.003 и 0.4 % соответственно. Уровень холостого опыта — 0.05—0.20 нг Sm; 0.2—0.5 нг Nd. При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR), по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и деплетированной мантии (DM), по [Goldstein, Jacobsen, 1988], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$). Для учета возможного фракционирования Nd и Sm во внутрикоровых процессах для осадочных пород рассчитаны двухстадийные Nd-модельные возраста $T_{\text{Nd}}(\text{C})$ [Keto, Jacobsen, 1987] с использованием среднекоровых отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ [Taylor, McLennan, 1985].

Внутреннее строение зерен дегритовых цирконов исследовалось в ЦКП МИИ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM 6510LV и LEO 1430VP, оснащенного детектором Centaurus в режиме BSE (back-scattered electron). U-Th-Pb LA-ICP-MS анализы дегритовых цирконов выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Измерения проводились на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанный плазмой Thermo Scientific Element XR, соединенном с системой лазерной абляции Analyte Excite фирмы Teledyne Cetac Technologies на основе ультрафиолетового эксимерного Ar-F лазера с длиной волны 193 нм. Параметры масс-спектрометра оптимизированы для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^{+}/^{232}\text{Th}^{+}$ (менее 2 %), используя стандарт NIST SRM612. Диаметр лазерного луча составлял 25 и 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц, плотность энергии лазерного излучения 2.3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы «Glitter» [Griffin et al., 2008].

Циркон стандарта 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] использовался в качестве основного эталонного материала для полученных калибровок возраста. Цирконы Plešovice [Sláma et al., 2008] и GJ-1 [Jackson et al., 2004] использовались в качестве вторичных стандартов для контроля качества данных. Для стандартного циркона Plešovice взвешенное среднее возрастов по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 338 ± 2 млн лет (1σ , СКВО = 0.28, вероятность = 0.60), а для циркона GJ-1 отвечает 587 ± 3 млн лет (1σ , СКВО = 0.39, вероятность = 0.53). Поправки на обычный Pb вводились по ^{204}Pb , скорректированному на ^{204}Hg в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Изотопные соотношения $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ рассчитывались исходя из природного соотношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$. Погрешности единичных анализов изотопных отношений и возрастов приведены на уровне 1σ . Конкордантные возрасты (Concordia Ages), средние возрасты и диаграммы с конкордией рассчитаны и построены с помощью программы Isoplot v. 4.15 [Ludwig, 2008]. При построении гистограмм, кривых относительной вероятности возрастов дегритовых цирконов и вычисления их пиков [Gehrels, 2001] использовались только те оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10 %.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Метапесчаники, отобранные из разных отрезков ЮП, характеризуются значительными вариациями содержаний SiO_2 (60—86 мас. %), с ростом которых закономерно коррелирует снижение содержаний (мас. %): Al_2O_3 (от 16 до 8), Fe_2O_3 (от 6.4 до 2.1), MgO (от 2.6 до 0.5), CaO (от 3.0 до 0.2), TiO_2 (от 0.9 до 0.3), п.п.п. (от 4 до 0.8) (см. табл. 1). Их сравнение показывает, что метапесчаники восточного отрезка ЮП (бассейн р. Церигийн-Гол, участки отбора проб III, IV) значительно более кремнекислые, чем метапесчаники ее западного и центрального отрезков (участки I и II, от истока руч. Марат до истока руч. Сутлуг). Минимальные содержания (мас. %) SiO_2 (60—64) и относительно повышенные MgO (2.2—2.6), CaO (1.9—3.0), Na_2O (3.4—4.7), $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (2.0—4.2) и п.п.п. (3.3—4.0) характерны для мелкозернистых метапесчаников центрального отрезка ЮП (см. например табл. 1, пр. 16-117). Эти особенности обусловлены в основном обилием в них кластических зерен плагиоклаза и обломков вулканических пород среднего состава, а также отчасти повышенным содержанием в них алевропелитового цемента (до 10—20 %), по которому развиты биотит и хлорит. Из карбонатов в цементе этих пород наблюдался только вторичный кальцит в незначительных количествах. Содержания CO_2 (до 1.0—1.7 мас. %) в этих породах невелики и коррелируют только с общей величиной п.п.п., но не с CaO , MgO , Fe_2O_3 , поэтому мы считаем, что углекислота могла привноситься в осадки в процессе их диагенеза и не делаем поправки на первичное присутствие в них карбонатов.

Доломит не характерен не только для терригенных, но и в целом для карбонатных пород южной окраины Сангиленского блока, представленных почти исключительно кальцитовыми мраморизованными известняками с линзами кварцитов [Ильин, 1982], поэтому его присутствие не могло влиять на содержания MgO в метатерригенных породах ЮП. Для сравнения метапесчаники, отобранные из мало мощных пластов непосредственно в толще известняков НРС (район V), в отличие от метапесчаников из «чисто терригенной» толщи ЮП, характеризуются более высокими содержаниями (мас. %): CaO (3.3—3.8), п.п.п. (2.0—4.0), включая CO_2 (до 2.4) и $\text{S}_{\text{сульфид}}$ (до 1.8), но более низкими содержаниями MgO (0.5—1.6) (см. табл. 1, пр. 17-20, 17-23, 17-32).

Суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в метапесчаниках из разных отрезков ЮП близки и составляют 72—116 мкг/г, им свойственно довольно значительное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми: отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ колеблется от 12 до 26, достигая 39 в отдельных пробах метапесчаников из Восточного отрезка (участок IV) (см. табл. 1; рис. 3, a). Отрицательная Eu-аномалия в целом в породах ЮП проявлена очень слабо и составляет $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8—0.9$ в метапесчаниках из ее Западного и Центрального отрезков, снижаясь до $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7—0.8$ в породах Восточного отрезка (участок IV). Метапесчаники из НРС (участок V) отличаются от пород ЮП резко пониженными сум-

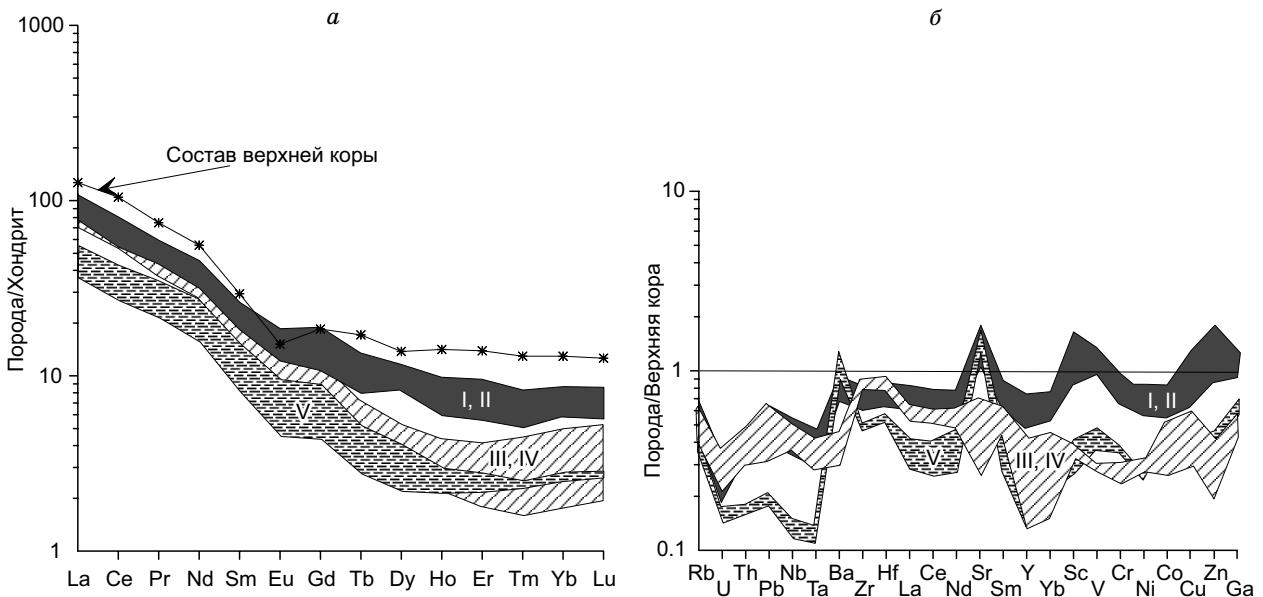


Рис. 3. Графики распределения редкоземельных (*α*) и редких (*β*) элементов в метатерригенных породах южной окраины Сангиленского нагорья.

α — содержания элементов нормированы к составу хондрита, по [Sun, McDonough, 1989], и сопоставлены с PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]; *β* — содержания элементов нормированы к составу верхней континентальной коры (PAAS) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. I—V — районы распространения разновидностей пород (см. рис. 1).

марными содержаниями РЗЭ (39—63 мкг/г); но для них также типичны довольно высокие отношения $(La/Yb)_n = 13—19$ и слабая отрицательная европиевая аномалия $Eu/Eu^* = 0.6—0.7$ (см. табл. 1; рис. 3, *α*).

Содержания большинства микроэлементов в изученных метапесчаниках ЮП и НРС ниже среднего уровня в верхней земной коре (PAAS), за исключением Ba, Sr, Cu, Zn, Ga, которые близки к нему или несколько его превышают (см. рис. 3, *β*). Графики их распределения, нормированные к составу верхней континентальной коры, в основном различаются по уровням содержаний двух групп микроэлементов: 1) Ba, Sr, HREE, Sc, V, Cr, Ni, Co и 2) Rb, U, Th, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, LREE. Концентрации микроэлементов 1-й группы находятся в обратной корреляции с кремнекислотностью изученных метатерригенных пород. Тогда как концентрации микроэлементов 2-й группы (U, Th, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, LREE) не зависят от кремнекислотности пород: в метапесчаниках из всех районов ЮП они довольно близки (см. табл. 1; рис. 3, *β*), а в метапесчаниках из пластов в известняках НРС (район V) резко понижены.

Химический состав метапелитов, ассоциированных с метапесчаниками изученных районов ЮП, варьирует гораздо меньше и отличается от них в первую очередь более низкими содержаниями SiO_2 , CaO , Na_2O при более высоких Al_2O_3 и K_2O . В метапелитах по сравнению с метапесчаниками заметно понижены содержания Sr и Y при более высоких содержаниях Rb, U, Th, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, LREE, близких к уровню PAAS (см. табл. 1, ан. 17—20).

Таким образом, сопоставление метатерригенных пород южной окраины Сангиленского нагорья позволяет выделить среди них три группы (см. рис. 3), различающиеся по химическому составу. К одной группе относятся метапесчаники из пропластков в известняках НРС, а две другие группы пород выделяются в пределах ЮП, но границы их распространения не совпадают с установленными ранее границами свит. Так, независимо от различной степени метаморфизма, химический состав пород пучукской свиты центрального отрезка ЮП и чинчилигской свиты ее западного отрезка идентичен, а породы восточного отрезка ЮП, также относящиеся к пучукской свите, согласно [Государственная..., 1985], значительно отличаются от них по составу. Эти особенности метатерригенных пород трех выделенных групп, очевидно, обусловлены различиями источников сноса либо условий осадконакопления.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Изучение представительных выборок из слабометаморфизованных песчаников и пелитов, переслаивающихся в толще терригенных отложений центрального отрезка ЮП, показало, что их состав варьирует по двум субпараллельным трендам: с ростом SiO_2 (60—86 мас. %) в них незначительно снижаются Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO . Однако при этом состав метапелитов всегда заметно отличается от

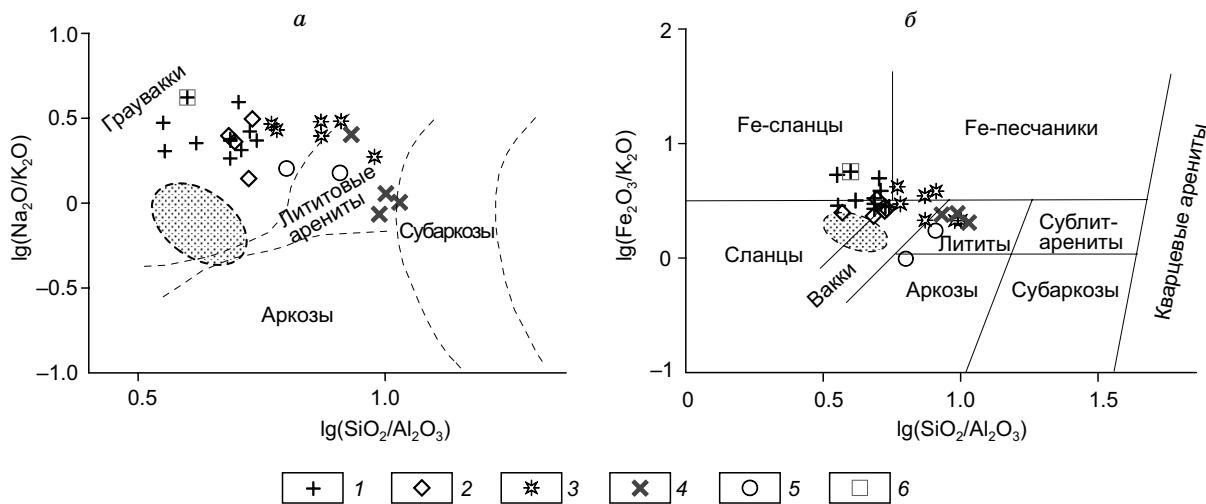


Рис. 4. Диаграммы $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ — $\lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [Петтиджон и др., 1976] (а), $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ — $\lg(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [Herron, 1988] (б) для терригенных пород южной окраины Сангиленского нагорья.

Разновидности метапесчаников: 1—4 — из разных отрезков ЮП (1 — центральный (участки II-а, II-б), 2 — западный (участки I-а, I-б), 3 и 4 — восточный (участки III и IV)); 5 — метапесчаники из пластов в известняках НПС (V); 6 — проба метапесчаника центрального отрезка ЮП, для которой определен возраст датированных цирконов, выделена серым квадратом. Серое поле — составы метапелитов, ассоциированных с метапесчаниками ЮП.

ассоциированных с ними метапесчаников более низкими содержаниями SiO_2 , CaO , Na_2O , Sr , Y и более высокими Al_2O_3 , K_2O , Rb (см. табл. 1; рис. 3, 4). Еще эффективнее для их разделения можно использовать отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ и отчасти $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (см. рис. 4). Таким образом, различия химического состава ассоциированных песчаников и пелитов позволяют их идентифицировать

Таблица 2. Значения основных петрохимических модулей и индексов химического выветривания в метатерригенных породах южной окраины Сангиленского нагорья

Участок	№ образца	ГМ	ТМ	ФМ	НКМ	CIW	CIA	WIP
I	16-117	0.37	0.05	0.14	0.37	59	56	66
	14-5	0.29	0.04	0.11	0.34	59	55	65
	17-11	0.26	0.04	0.08	0.43	59	55	60
	Cp. (8)	0.31	0.04	0.11	0.37	58	55	60
II	14-135	0.29	0.04	0.10	0.38	55	51	61
	12-108	0.25	0.03	0.08	0.45	57	53	63
	Cp. (4)	0.27	0.04	0.10	0.42	56	52	63
III	16-27	0.23	0.04	0.08	0.43	59	55	55
	16-28	0.18	0.04	0.06	0.41	58	55	42
	Cp. (6)	0.19	0.03	0.06	0.42	59	55	46
IV	14-53	0.15	0.03	0.04	0.40	66	56	39
	746	0.12	0.03	0.03	0.25	80	72	20
	Cp. (5)	0.14	0.03	0.04	0.24	70	66	26
V	17-23	0.19	0.03	0.04	0.48	59	53	56
	17-32	0.16	0.04	0.04	0.36	48	44	42
	Cp. (3)	0.20	0.04	0.05	0.38	54	50	49

Примечание. ТМ = $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Мигдисов, 1960]; ГМ = $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ [Юдович и др., 1977]; ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ [Юдович, 1981]; НКМ = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; ЩМ = $\lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [Юдович, 1981]; CIW = $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ [Harnois, 1988]; CIA = $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [Nesbitt, Young, 1982; Visser, Young, 1990]; WIP = $100 \times ((2 \times \text{Na}_2\text{O}/0.35) + (\text{MgO}/0.90) + (2 \times \text{K}_2\text{O}/0.25) + (\text{CaO}/0.70))$ [Parker, 1970]. При расчете химических индексов выветривания использовались молекулярные количества оксидов. В скобках показано количество анализов, использованных для расчета средних значений.

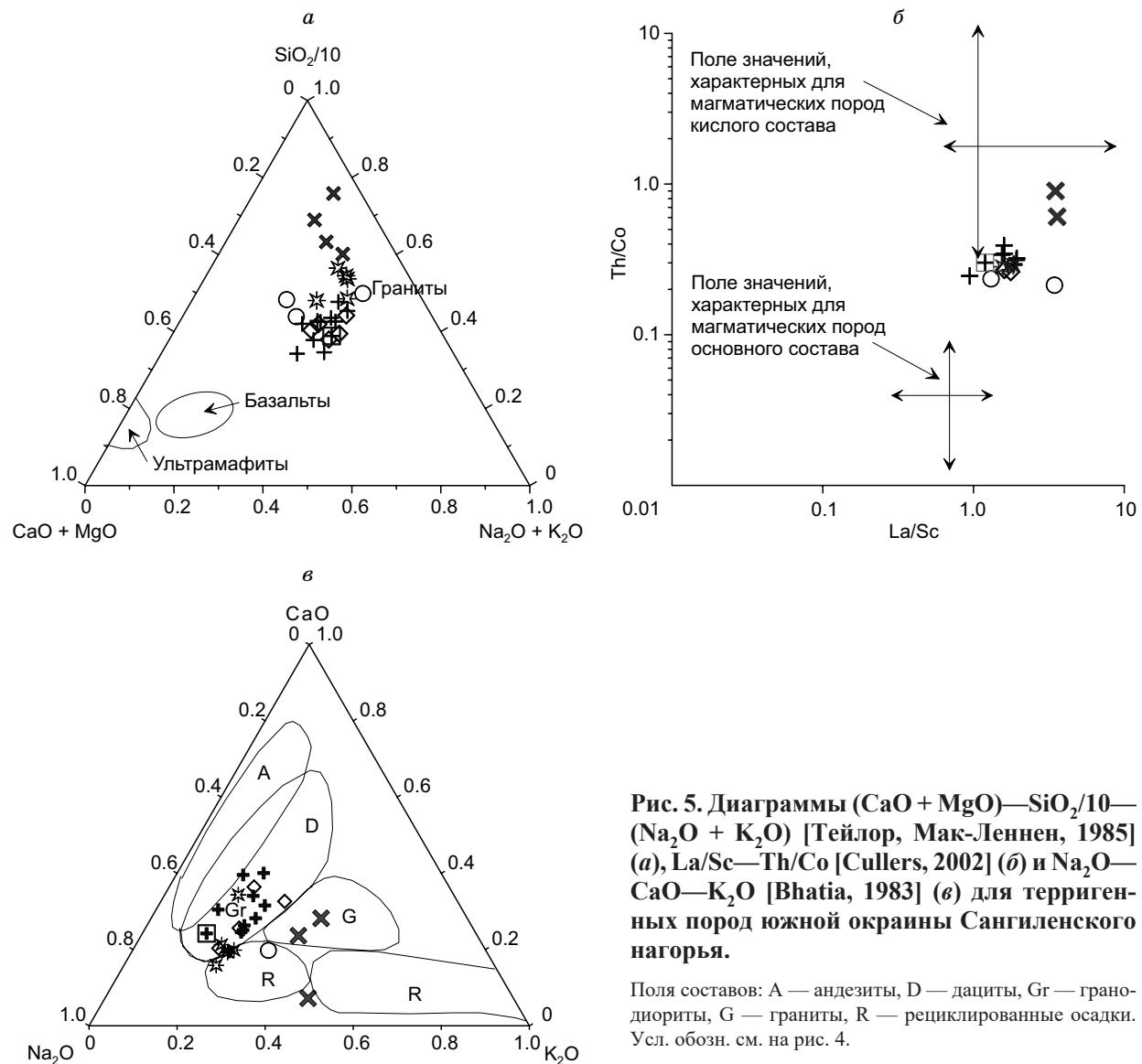


Рис. 5. Диаграммы $(\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2/10 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [Тейлор, Мак-Леннен, 1985] (а), $\text{La/Sc} - \text{Th/Co}$ [Cullers, 2002] (б) и $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ [Bhatia, 1983] (в) для терригенных пород южной окраины Сангиленского нагорья.

Поля составов: А — андезиты, D — дациты, Gr — гранодиориты, G — граниты, R — рециклированные осадки. Усл. обозн. см. на рис. 4.

независимо от степени метаморфизма, что важно для их раздельного использования на классификационных петрохимических диаграммах для терригенных отложений, большинство из которых разработано для песчаников.

Сравнение состава метапесчаников ЮП и НПС с помощью классификационных петрохимических диаграмм $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [Петтиджон и др., 1976] и $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [Herndon, 1988] показало, что породы наиболее протяженных западного и центрального отрезков ЮП (участки I и II) соответствуют Fe-сланцам и грауваккам; породы участка III образуют переходный ряд из поля железистых граувакковых песчаников в поле литоидных аренитов, а породы восточной части ЮП и НПС (участки IV и V) находятся в поле литоидных аренитов (см. рис. 4).

Определение состава источника сноса обломочного материала с помощью диаграмм $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{SiO}_2/10) - (\text{CaO} + \text{MgO})$ [Taylor, McLennan, 1985], $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ [Bhatia, 1983] и $(\text{Th}/\text{Co}) - (\text{La/Sc})$ [Cullers, 2002] показывает (рис. 5), что песчаники западного и центрального отрезков ЮП (I, II), а также НПС (V) образовались в результате разрушения преимущественно магматических пород среднего состава, тогда как для песчаников более восточных отрезков ЮП (III, IV) материнскими породами в области размыва были граниты и какие-то еще более кремнекислые породы, возможно кварциты, что подтверждает их обедненность в отношении Sc, V, Cr, Ni, Co (см. рис. 3).

Для определения степени химического выветривания материнских пород в областях сноса, петро-генной или литогенной природы осадков были использованы петрохимические модули и модульные диаграммы [Юдович, Кэтрис, 2000] (табл. 2, рис. 6, а—г) (формулы расчета модулей и индексов выветривания приведены в Примечании к табл. 2). Их анализ показал, что метапесчаники западного и цент-

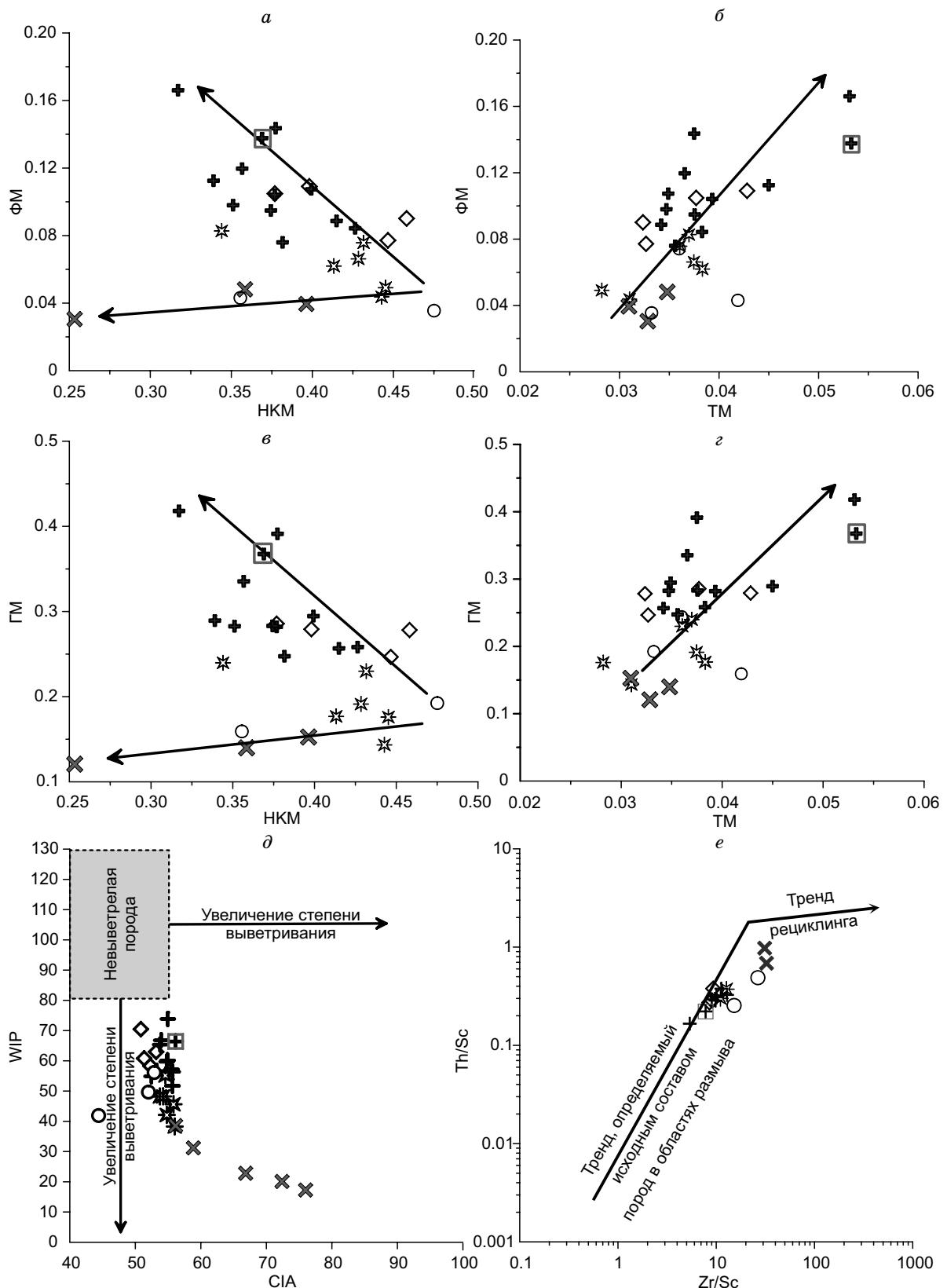


Рис. 6. Модульные диаграммы для метатерригенных пород южной окраины Сангиленского нагорья: Φ_M —HKM, Φ_M —TM, Γ_M —HKM, Γ_M —TM [Юдович, Кэтрис, 2000] (а— ε); WIP—CIA [Bahlburg, Dobrzinski, 2011] (δ); Zr/Sc—Th/Sc [McLennan et al., 1993] (ε).

Значения модулей — в пояснении к табл. 2. Усл. обозн. см. на рис. 4.

рального отрезков ЮП (I и II), независимо от степени их метаморфизма, имеют близкие значения гидролизатного модуля ГМ (0.25—0.37), фемического модуля ФМ (0.08—0.17), титанового модуля ТМ (0.03—0.05), модуля нормированной щелочности НКМ (0.34—0.45) и повышенную натровость ЩМ (0.4—0.6), коррелирующие между собой и в целом соответствующие грауваккам с примесью синседиментационной пирокластики [Юдович, Кэтрис, 2000]. Наиболее существенная примесь пирокластики, видимо, характерна для мелкозернистых метапесчаников центрального отрезка ЮП, судя по максимальным значениям ФМ, ТМ, НКМ, ЩМ в этих породах (см. рис. 2, а, б; 6, а—г; табл. 1, пр. 16-117 табл. 2). Уровень содержания MgO в этих породах (2.2—2.6 мас. %), не превышающий рубеж в 3.0 мас. % — показатель присутствия пирокластики основного состава, обусловлен средним составом

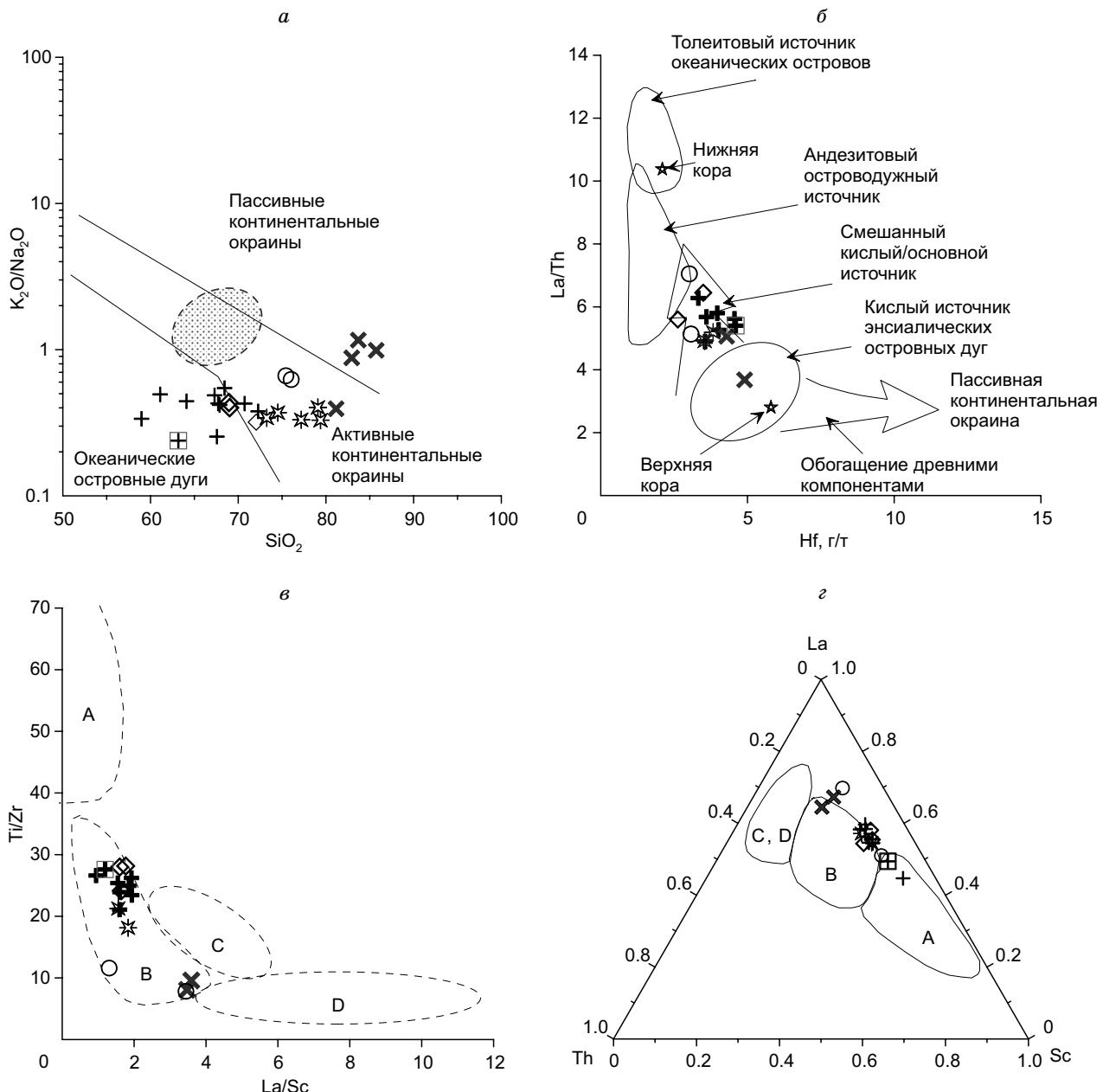


Рис. 7. Диаграммы K_2O/Na_2O — SiO_2 [Roser, Korsch, 1986] (а), La/Th — Hf [Floyd, Loveridge, 1987] (б), La/Sc — Ti/Zr [Bhatia, 1983] (в), Th — La — Sc [Bhatia, Crook, 1986] (г) для метатерригенных пород южной окраины Сангиленского нагорья.

Поля различных тектонических обстановок: А — океанические островные дуги, В — островные дуги на континентальном основании, С — активные континентальные окраины, Д — пассивные континентальные окраины. На диаграмме (а) серое поле — составы метапелитов, ассоциированных с метапесчаниками ЮП.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

вулканитов (см. рис. 5). Для метатерригенных пород из восточного отрезка ЮП в бассейне р. Бурча (район IV) значения вышеперечисленных модулей заметно ниже: ГМ = 0.12—0.15, ФМ = 0.03—0.04, ТМ = 0.03, НКМ = 0.25—0.37, ЩМ ≤ 0.1 (см. табл. 2). Их снижение коррелирует с более кремнекислым составом материнских пород в областях сноса и указывает на повышенную степень выветривания этих пород. На диаграммах [Юдович, Кэтрис, 2000] (см. рис. 6, а—г) метапесчаники западного и центрально-го отрезков (I и II) демонстрируют положительную корреляцию между модулями ГМ—ТМ и ФМ—ТМ, но отрицательную между ГМ—НКМ и ФМ—НКМ, что свидетельствует об их петрогенной природе. Точки состава пород из более восточных районов ЮП (III и особенно IV) демонстрируют положительную корреляцию на диаграммах ГМ—НКМ и ФМ—НКМ, свидетельствующую о рециклиинге осадков [Юдович, Кэтрис, 2000] (см. рис. 6, а—г).

Выводы о различном генетическом типе изученных пород подтверждаются расчетами их химических индексов выветривания CIW, CIA [Nesbitt, Young, 1982; Harnois, 1988; Visser, Young, 1990] и индекса выветривания Паркера WIP [Parker, 1970] (см. табл. 2). Составы пород западного и центрального отрезков ЮП характеризуются низкими значениями CIA = 51—56 и высокими значениями WIP = 56—74. Положение точек их состава на диаграмме CIA—WIP [Bahlburg, Dobrzinski, 2011] (см. рис. 6, д) вблизи границы поля невыветрелых пород свидетельствует о незначительном преобразовании кластического материала. По сравнению с ними для метапесчаников из восточного отрезка ЮП характерны минимальные значения индекса WIP = 17—39 и наиболее высокие значения индекса CIA = 56—76 (см. табл. 2). На диаграмме CIA — WIP точки их состава образуют тренд в направлении увеличения преобразования осадочного материала (см. рис. 6, д). Отмеченные закономерности подтверждают и диаграмма Th/Sc—Zr/Sc [McLennan et al., 1993] (см. рис. 6, е), на которой точки состава метапесчаников западного и центрального отрезков ЮП располагаются на тренде, отвечающем размыву первичных пород, а составы метапесчаников восточного отрезка ЮП и из пластов в известняках НРС смешены в направлении поля рециклированных осадков.

Для реконструкции палеотектонической обстановки накопления терригенных отложений использовались дискриминационные диаграммы K_2O/Na_2O-SiO_2 , по [Roser, Korsch, 1986], La/Th-Hf, по [Floyd, Loveridge, 1987], Ti/Zr—La/Sc и La—Th—Sc, по [Bhatia 1983; Bhatia, Crook 1986] (рис. 7, а—г). На этих диаграммах точки состава метапесчаников западного и центрального отрезков ЮП находятся в полях островных вулканических дуг (А и В). При этом (см. рис. 7, а, г) точки состава мелкозернистых метапесчаников (например, обр. 16-117, см. табл. 1, для которого получены оценки возрастов детритовых цирконов) смешены в поле океанических островных дуг (А), а составы более грубозернистых метапесчаников (например, обр. 17/11, см. табл. 1) попадают в поле островных дуг на континентальном основании (В). Точки состава метапесчаников из восточного отрезка ЮП (обр. 746, 14/53, см. табл. 1) и из пластов в известняках НРС (обр. 17-23, см. табл. 1) находятся в основном в области перекрытия полей осадков активных (С) и пассивных (Д) континентальных окраин.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Отбор пр. 16-117 для выделения детритовых цирконов произведен в хорошо обнаженном естественном разрезе на водоразделе рек Ара-Булак и Ак-Таврыг-Тыг (см. рис. 1, участок II-а). Порода представляет слабометаморфизованный до уровня зеленосланцевой фации мелкозернистый песчаник (см. рис. 2, а, б). По химическому составу он относится к грауваккам с вероятной примесью синседиментационной пирокластики (см. табл. 1, обр. 16-117; рис. 4) и по всем показателям имеет петрогенную природу с незначительным преобразованием кластического материала (см. рис. 6).

Анализировались две шашки, включавшие соответственно 10 и 50 зерен детритовых цирконов различного облика и характера зональности (рис. 8) из одной фракции размером > 75 мкм. Изотопные U-Th-Pb (LA-ICP-MS) исследования проведены для 42 зерен, и получены в общей сложности 36 (9 и 27) конкордантных оценок их возраста (см. доп. материалы, таблицу). Их анализ позволяет выделить следующие интервалы возрастов (млн лет): 787—907 (ранний неопротерозой), 1873—2236 (палеопротерозой), 2613—2725 (neoархей) и 2902—2977 (мезоархей). На рисунке 9 наибольшее количество ($n = 25$) конкордантных оценок соответствуют интервалу 787—907 млн лет с двумя максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 836 ($n = 16$) и 880 ($n = 9$) млн лет. Цирконы ранненеопротерозойского возраста представлены неокатанными субдиоморфными и идиоморфными кристаллами длинно- и короткопризматического габитуса с тонкой осцилляторной зональностью (см. рис. 8, а—3), свидетельствующей об их магматическом происхождении.

Интервалу 1873—2236 млн лет отвечают конкордантные оценки возраста шести цирконов, представленных субдиоморфными и идиоморфными короткопризматическими зернами с тонкой осцилляторной зональностью (см. рис. 8, и), а также зернами округлого габитуса с секториальной зональностью (см. рис. 8, к) — признаками цирконов высокометаморфизованных пород. Интервалам 2613—2725 и

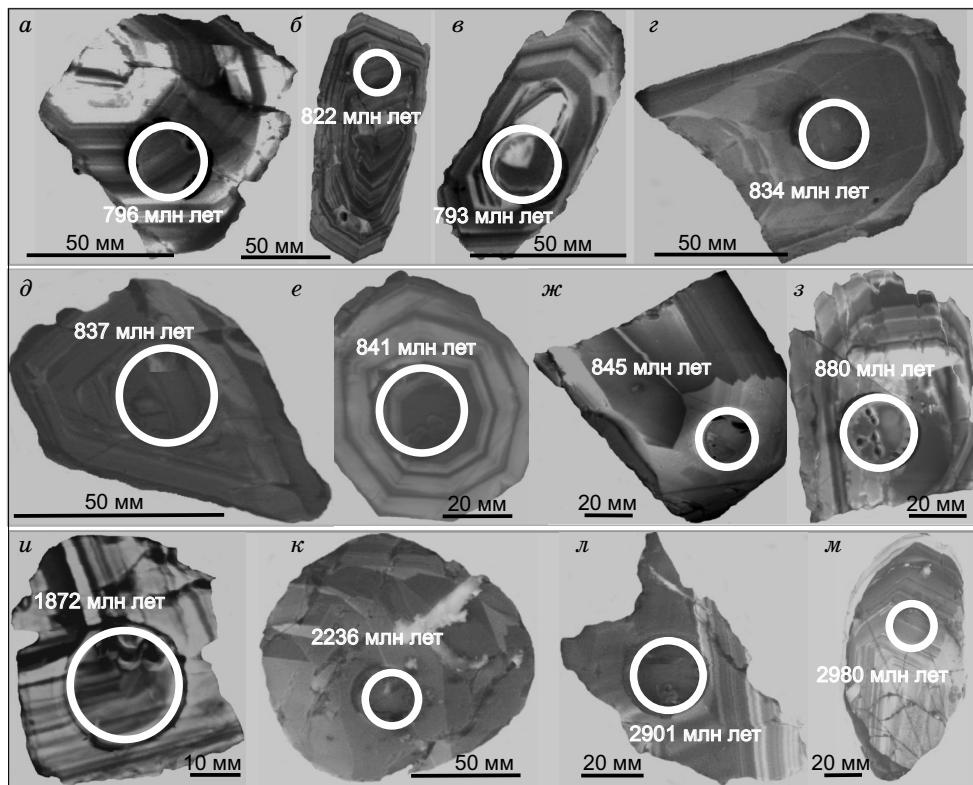


Рис. 8. Микрофотографии кристаллов детритовых цирконов из пробы грауваккового метапесчаника 16-117, выполненные на сканирующих электронных микроскопах JEOL JSM 6510LV и LEO 1430VP с приставкой Detector Centaurus (ЦКП МИИ СО РАН, Новосибирск) в режиме катодолюминесценции.

Приведены конкордантные значения возраста. *a—m* — описание в тексте.

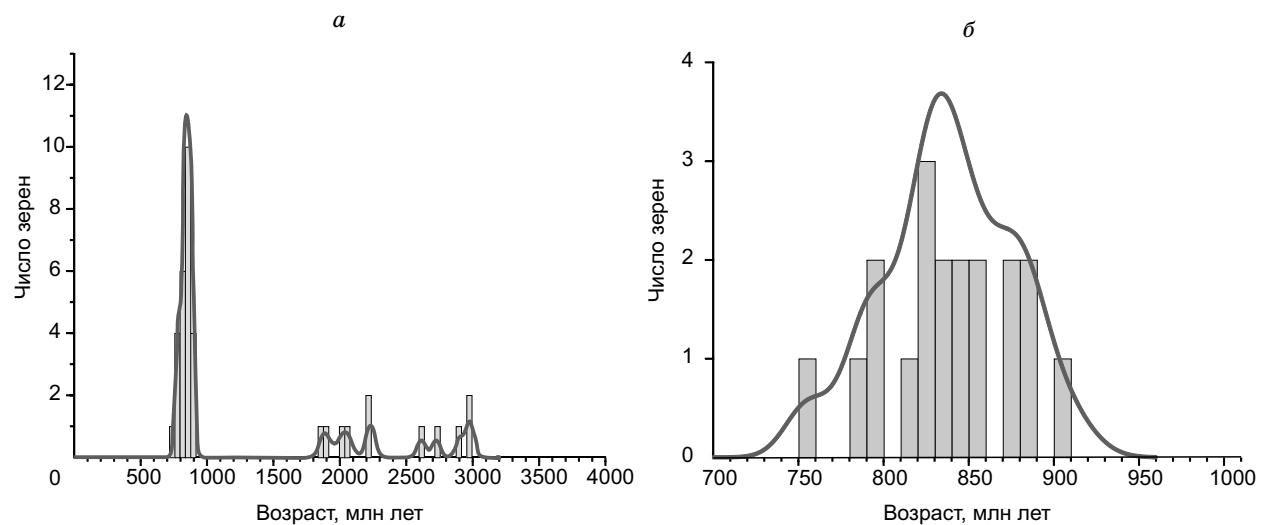


Рис. 9. Гистограммы относительной вероятности возрастов для детритовых цирконов пробы грауваккового метапесчаника 16-117 из толщи терригенных отложений центрального отрезка ЮП (см. доп. материалы, таблицу):

для всей выборки цирконов $n = 36$ (а) и для преобладающих в ней цирконов ранненеопротерозойского возраста по выборке $n = 19$ (б).

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для метатерригенных пород южной окраины Сангиленского нагорья в сравнении с породами смежных зон ТММ

Участок	№ образца	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{C})$
		мкг/т							
I	12-108	2.7	15.2	0.1083	0.511883 ± 7	-14.7	-5.8	1831	1960
	12-105	5.7	28.8	0.1195	0.511914 ± 5	-14.1	-6.3	1997	2003
II	16-117	3.9	19.9	0.1181	0.511991 ± 8	-12.6	-4.7	1847	1867
	17-10	4.9	25.0	0.1186	0.512004 ± 8	-12.4	-4.5	1836	1851
	17-11	2.7	14.3	0.1147	0.511942 ± 8	-13.6	-5.3	1858	1918
	14-8	3.2	17.7	0.1073	0.511832 ± 7	-15.7	-6.7	1886	2034
IV	14-53	2.7	15.2	0.1066	0.511792 ± 7	-16.5	-7.4	1930	2092
	746	2.5	14.4	0.1051	0.511778 ± 6	-16.8	-7.5	1923	2102
V	17-23	2.2	12.4	0.1057	0.511991 ± 12	-12.6	-3.4	1635	1764
	17-29	3.4	17.4	0.1156	0.512012 ± 10	-12.2	-4.0	1768	1813
Сархойский	1079/1-87	4.9	21.4	0.1220	0.512173 ± 4	н.д.	-1.4	1623	н.д.
	167/1-01	6.8	32.6	0.1261	0.511988 ± 5	»	-5.5	2018	»
Окинский	11/97	2.9	14.9	0.1180	0.512202 ± 13	»	-0.5	1510	»
	P-20/97	3.1	17.7	0.1041	0.511735 ± 3	»	-8.2	1964	»
	C-45/05	5.1	23.5	0.1310	0.512238 ± 17	»	-1.1	1680	»
Западный Сангилен	5740	1.73	8.94	0.1174	0.511987 ± 11	-12.7	-7.6	1839	1876
	5553	4.59	29.5	0.0940	0.512199 ± 9	-8.6	-2.0	1212	1410

Примечание. I, II, IV, V — номера участков распространения пород ЮП и НРС, различающихся по составу и степени метаморфизма (см. в тексте). Данные пород сархойской и окинской серий, по [Вещева и др., 2008; Летникова и др., 2011], пород Чинчилигской серии Западного Сангилена, по [Козаков и др., 2021]. $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ и $T_{\text{Nd}}(\text{C})$ рассчитаны для минимального возраста преобладающей группы детритовых цирконов пр. 16-117 — 790 млн лет; для пород Сархойский и Окинский серий рассчитаны на 800 млн лет [Вещева и др., 2008; Летникова и др., 2011]; для пород чинчилигской серии Западного Сангилена — на 500 млн лет [Козаков и др., 2021].

2902—2977 млн лет отвечают конкордантные оценки возрастов двух и трех зерен соответственно. Цирконы этих возрастных групп представлены окатанными зернами с тонкой осцилляторной зональностью и их обломками (см. рис. 8, л, м).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ

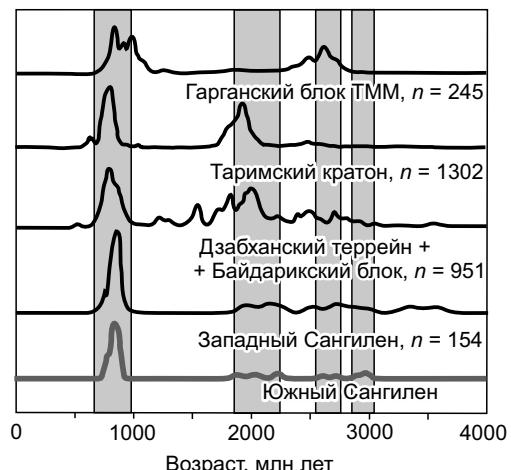
Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метатерригенных пород южного Сангилена представлены в табл. 3. В выборку включены десять наиболее представительных проб пород из всех изученных свит и их фациальных разновидностей. Необходимо отметить, что возраст детритовых цирконов определен нами только для одной, но наиболее распространенной разновидности терригенных пород ЮП — грауваккового метапесчаника из ее наиболее протяженного центрального отрезка. Для расчета изотопных характеристик их возраст оценен как 790 млн лет, что соответствует верхней возрастной границе, установленной для детритовых цирконов грауваккового песчаника ЮП (пр. 16-117). Согласно полученным данным, изотопные показатели метапесчаников из западного и центрального отрезков ЮП варьируют в одинаковом диапазоне: $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (790 млн лет) = -4.5...-6.7 при $T_{\text{Nd}}(\text{C})$ = 1.9—2.0 млрд лет. По сравнению с ними метапесчаники из восточного отрезка ЮП характеризуются несколько более низкими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ = -7.4...-7.5 и более древним модельным возрастом $T_{\text{Nd}}(\text{C})$ = 2.1 млрд лет. Тогда как богатые углистым веществом метапесчаники из пластов в известняках нарынской свиты, наоборот, характеризуются более высокими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ = -3.4...-4.0 при относительно более молодом модельном возрасте $T_{\text{Nd}}(\text{C})$ = 1.8 млрд лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрохимические исследования терригенных пород, представленных на разных отрезках ЮП, показали, что они относятся к двум литотипам, различающимся по составу и условиям образования. В субширотном направлении с запада на восток петрогенные граувакковые песчаники с примесью синседиментационной пирокластики сменяются существенно более кремнекислыми и рециклированными

Рис. 10. Графики сравнения нормированной вероятности U-Pb возрастов дегритовых цирконов из метаосадочных пород Южного Сангилен и докембрийских осадочных пород близлежащих континентальных блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса (Гарганский, Таримский и Дзабханский + Байдарикский блоки, по [Bold et al., 2019], Западный Сангилен, по [Козаков и др., 2021].

Под названием «Гарганский блок ТММ», по [Bold et al., 2019], приведены данные о возрасте гетерогенных докембрийских комплексов фундамента ТММ. Серыми столбиками показаны значимые диапазоны дегритовых цирконов из метаосадочных пород Южного Сангилен.



литоидными аренитами (см. рис. 4, 5, 6). В последнем определении нет противоречия, так как к лититовым аренитам, согласно классификации [Систематика..., 1998], относятся литокластические породы с низким (< 5 %) содержанием глинистого цемента, в которых обломков осадочных и метаморфических пород, а также кварцитов > 50 %. Материнскими породами в области размыва для граувакковых песчаников западного и центрального отрезков ЮП являлись породы среднего состава, тогда как для песчаников восточного отрезка — III, V и особенно IV — породы значительно более кислого состава (см. рис. 5). Дополнительное обогащение последних кварцем могло осуществляться путем рециклинга продуктов разрушения гранитов.

Реконструкция палеотектонической обстановки накопления терригенных отложений с помощью классификационных диаграмм, по [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986; Floyd, Loveridge, 1987; Roser, Korsch, 1988], (см. рис. 7) показала, что песчаники наиболее протяженных западного и центрального отрезков ЮП находятся в полях островных вулканических дуг (A и B), со смещением точек состава мелкозернистых песчаников с предполагаемой примесью туфового материала в поле океанических островных дуг (A), а более грубозернистых — в поле островных дуг на континентальном основании (B). Точки состава песчаников из восточного отрезка ЮП и из пропластков в известняках НРС располагаются в области перекрытия полей активных (C) и пассивных (D) континентальных окраин.

Результаты U-Pb LA-ICP-MS геохронологического исследования дегритовых цирконов из наиболее распространенного в ЮП грауваккового метапесчаника позволяют выделить следующие интервалы их возрастов (млн лет): 787—907 ($n = 25$), 1873—2236 ($n = 6$), 2613—2725 ($n = 2$) и 2902—2977 ($n = 3$). Наибольшее количество возрастных оценок ($n = 25$) соответствует интервалу 787—907 млн лет с двумя пиками на кривой вероятности возрастов около 836 ($n = 16$) и 880 ($n = 9$) млн лет (см. рис. 9).

Терригенные породы на всем протяжении ЮП, согласно новым данным [Кузнецова и др., 2018а, 2018б, 2021], прорваны интрузиями габбро-гранитовой и гранит-лейкогранитовой магматических ассоциаций раннепалеозойского возраста (517 ± 7 , 508 ± 7 и 488 ± 6 млн лет; U-Pb по цирконам методом SIMS на инструменте SHRIMP-II). С учетом определения верхней границы возраста дегритовых цирконов из изученного грауваккового песчаника (790 млн лет), возможный период накопления терригенных толщ ЮП оценивается значительным интервалом 520—790 млн лет. Реконструкция палеотектонической обстановки их накопления по петрохимическим данным показала, что она отвечала условиям активной континентальной окраины. Это служит основанием для их сравнения с осадочными отложениями краевых зон ТММ, непосредственно граничащими с Сангиленским блоком на востоке. В этих зонах в период 600—800 млн л. н. одновременно с надсубдукционным магматизмом в континентальном краевом вулканическом пояссе — Сархойской вулканической дуге — перед фронтом Сархойской активной окраины осуществлялось накопление терригенно-осадочных пород Окинской аккреционной призмы (ОАП) [Кузьмичев, 2004; Кузьмичев, Ларионов, 2013].

Датирование цирконов из островодужной вулканокластики северного сегмента ОАП выявило два этапа магматической активности: 814 ± 7 и 775 ± 8 млн лет, возраст прорывающих их базитовых силлов 753 ± 16 млн лет [Кузьмичев, Ларионов, 2013]. Литолого-геохимические исследования терригенных отложений окинской серии и хайсуинской свиты ОАП показали, что они представлены граувакками, Na-аркозами, K-аркозами, глинистыми сланцами и туффитами [Вещева и др., 2008; Летникова и др., 2011, 2017, 2020]. Широкое варьирование их химического состава и Sm-Nd-изотопных характеристик — $\varepsilon_{\text{Nd}} (800) = -0.5 \dots -9.1$ при $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.5 \dots 2.3$ млрд лет — обусловлено разнообразием их источников сноса, к которым в первую очередь относились неопротерозойские вулканиты сархойской серии (дациты, риолиты), а также раннедокембрийские породы Гарганского блока и Дунжугурского офиолитового комплекса (около 1020 млн лет), вклад которых на разных отрезках ОАП варьирует [Вещева и др., 2008;

Летникова и др., 2011, 2017, 2020]. По сравнению с терригенными отложениями ОАП химический состав осадочных пород южной окраины Сангиленского блока, представленных петрогенными граувакковыми песчаниками и более кремнекислыми литоидными аренитами, менее разнообразен: среди них отсутствуют туффиты основного состава и аркозы. Однако в целом они близки к главным типам пород окинской серии и хайсуинской свиты по геохимическим и изотопным (Sm-Nd) характеристикам (см. табл. 3). Это позволяет рассматривать вулканоплатонические и метаморфические комплексы ранненеопротерозойской активной окраины ТММ в качестве возможных источников протолитов метатерригенных пород Южного Сангилена.

Проведенный нами анализ распределения возрастов детритовых цирконов из близлежащих кратонных блоков (рис. 10) показал, что во всех террейнах цирконы неопротерозойского возраста пользуются широким распространением, а цирконы палеопротерозойского и архейского возраста единичны и, как правило, подверглись неоднократному переносу и окатаны. Обращает на себя внимание, что в метаосадках Южного Сангилена обнаружено всего два зерна циркона возрастного диапазона 2.6—2.7 млрд лет (см. доп. материалы, таблицу) — реперного для пород Гарганского блока ТММ, но также типичного и для Дзабханского [Ярмолюк, Дегтярев, 2019]. Тем не менее в более заметном количестве в них присутствуют цирконы возрастных диапазонов 1.9—2.2 и 2.9—3.0 млрд лет, не характерных для ТММ. Наибольшее сходство спектров распределения возраста детритовых цирконов из терригенно-осадочных отложений Южного Сангилена наблюдается с породами Хангайской группы террейнов, включающей помимо Дзабханского еще Тарбагатайский и Сонгинский блоки [Ярмолюк, Дегтярев, 2019]. Близкие значения Nd-модельных возрастов и параметров $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ во всех исследованных породах Южного Сангилена указывают на преобладающий древнекоровый источник сноса при подчиненной роли ювенильного материала.

ВЫВОДЫ

Исследование геохимических, изотопно-геохимических особенностей состава и определение возраста детритовых цирконов метаосадочных пород Южной окраины Сангиленского блока позволили впервые провести оценку возможных источников терригенного материала ЮП, возраста пород питающей провинции и геодинамической обстановки их отложения.

На основании анализа полученных геохимических и изотопно-геохимических (Sm-Nd и U-Th-Pb) данных вероятными источниками сноса для терригенных отложений ЮП являлись неопротерозойские и раннедокембрийские островодужные и окраинно-континентальные комплексы, представленные преимущественно породами среднего и кислого состава. Их относительные пропорции в составе осадков, по-видимому, изменялись с удалением от океанического бассейна (в современных координатах с запада на восток): снижалась доля ранненеопротерозойских ювенильных пород и возрастала доля раннедокембрийских метаморфических комплексов.

Геохронологические (U-Th-Pb LA-ICP-MS) данные по детритовым цирконам из преобладающих граувакковых песчаников позволяют выделить следующие интервалы конкордантных оценок их возраста (млн лет): 787—907, 1873—2236, 2613—2725 и 2902—2977. Наибольшее количество возрастных оценок ($n = 25$) соответствуют интервалу 787—907 млн лет с двумя пиками на кривой вероятности возрастов около 836 ($n = 16$) и 880 ($n = 9$) млн лет. Поскольку широкое распространение новообразованной ранненеопротерозойской континентальной коры как источника терригенных комплексов ЦАСП подтверждается многочисленными данными о возрасте детритовых цирконов окружающих Сангиленский блок террейнов, включая и ТММ, цирконы этого возраста не могут быть репером их связи. Однако присутствие в терригенных отложениях ЮП цирконов палеопротерозойского и мезоархейского возрастов заставляет предполагать, что их источником выступали комплексы пород иных блоков, поскольку в составе композитного Тувино-Монгольского микроконтинента такие образования отсутствуют.

Авторы выражают благодарность рецензентам за критический анализ рукописи и конструктивные замечания, способствовавшие улучшению качества работы.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту ИГХ СО РАН № 0284-2021-0007, при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 15-05-06709) и Российского научного фонда (грант 19-17-00099).

Дополнительные материалы: https://sibran.ru/journals/Suppl_Kuznetsova%20LG.pdf

ЛИТЕРАТУРА

Александров Г.П. Стратиграфия протерозойских и раннекембрийских отложений Сангилена // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1981, вып. V, с. 39—56.

Амосова А.А., Пантеева С.В., Татаринов В.В., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л. Рентгено-флуоресцентное определение основных пордообразующих элементов из образцов массой 50 и 110 мг // Аналитика и контроль, 2015, т. 19, № 2, с. 130—138.

Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск, Наука, 1984, 228 с.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 554—565.

Беляев С.Ю., Терлеев А.А. Тектонические покровы нагорья Сангилен // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы: сборник научных трудов. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1989, с. 113—129.

Блюман Б.А. Новые данные по стратиграфии и фосфоритоносности северо-западной части нагорья Сангилен // Геология и геофизика, 1979 (7), с. 122—125.

Вещева С.В., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л. Геохимические и Sm-Nd-изотопные характеристики неопротерозойских терригенных отложений Тувино-Монгольского массива // ДАН, 2008, т. 418, № 4, с. 506—511.

Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Западно-Саянская, листы М-46-XVIII (Самагалтай) и М-46-XVIII/XIV (Цаган-Толой). Объяснительная записка / Ред. Ю.М. Шейнманн. М., Госгеолтехиздат, 1957, 107 с.

Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Западно-Саянская, листы М-47-XIII/XIX. Объяснительная записка / Ред. Ю.М. Шейнманн. М., Госгеолтехиздат, 1959, 111 с.

Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембра Юго-Восточной Тувы и Северной Монголии // Геология и геофизика, 1992 (11), с. 26—34.

Гоникберг В.Е. Палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы в позднем докембрии // Геотектоника, 1997, № 5, с. 72—84.

Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Западно-Саянская, листы М-46-XVIII/XIV (Самагалтай). Объяснительная записка / Ред. Г.Н. Шапошников. М., Союзгеолфонд, 1985а, 136 с.

Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Западно-Саянская, листы М-47-XIII/XIX. Объяснительная записка / Ред. Г.Н. Шапошников. М., Союзгеолфонд, 1985б, 120с.

Ильин А.В. Стратиграфия докембрйских отложений западной части нагорья Сангилен (Тыва) // Советская геология, 1958, № 4, с. 33—42.

Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии—кембрии. М., Наука, 1982, 114 с.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.Б., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7, № 2, с. 174—190.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 1, с. 3—25.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Азимов П.Я., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Стифеева М.В., Федосеенко А.М. Тектоническая позиция метаморфических поясов позднего неопротерозоя—раннего палеозоя в структуре Тувино-Монгольского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2019, т. 27, № 1, с. 47—64.

Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Кренер А., Адамская Е.В., Азимов П.Я., Горюховский Б.М., Иванова А.А., Ойдуп Ч.К., Плоткина Ю.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования метаморфических комплексов юго-западной части Тувино-Монгольского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2021, т. 29, № 4, с. 3—26.

Кузнецова Л.Г. Взаимодействие корового и мантийного вещества — источников редких элементов при формировании и эволюции раннепалеозойских богатых Li гранитно-пегматитовых систем Юго-Восточной Тувы // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (12), с. 2079—2100, doi: 10.15372/GiG20181210.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А. Возраст, состав и геодинамические условия формирования гранитов и богатых литием редкометалльных пегматитов Хусуингольского поля (Сангиленское нагорье) // ДАН, 2018а, т. 482, № 4, с. 439—443, doi: 10.31857/S086956520003089-0.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А., Дриль С.И. Возрастные рубежи формирования и особенности состава редкометалльных гранитно-пегматитовых систем нагорья Сангилен // Геология, магматизм и металлогения центра Азии. Рудно-магматические системы Сангиlena (щелочные интрузивы, карбонатиты). Материалы I Всероссийской полевой конференции с международным участием. (14-30.07.2018, Сангилен, Россия). Кызыл, ТУИКОПР СО РАН, 2018б, с. 57—66.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А., Дриль С.И. Возрастные рубежи проявления и особенности состава раннепалеозойского магматизма и связанных с ним редкометальных пегматитов в юго-восточной части Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика, 2021, т. 12, с. 261—286, <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0524>.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.

Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770—800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (7), с. 875—895.

Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 45—57.

Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1978, 231 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 398).

Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2110—2121.

Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Б.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Основные этапы тектономагматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U-Pb-датирования цирконов // ДАН, 2017, т. 474, № 5, с. 599—604.

Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Иванов А.В., Вишневская И.А., Маслов А.В., Прошенкин А.И., Черкашина Т.Ю. Позднедокембрйские осадочные бассейны Тувино-Монгольского микроконтинента. Новосибирск, 2020, 272 с.

Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия, 1960, № 2, с. 149—163.

Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., Мир, 1976, 535 с.

Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч II, т. II. Метаморфические породы, М., Недра, 1966, 272 с.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Ред. В.Н. Шванов. СПб, Недра, 1998, 352 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.

Терлеев А.А. Известковые водоросли чахыртойской серии нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Поздний докембрый и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск, ИГиГ АН СССР, 1990, с. 123—134.

Терлеев А.А., Журавлева И.Т. Спикулы губок в древних отложениях Юго-Восточной Тувы (поздний докембрый?—ранний кембрий) // Поздний докембрый и ранний палеозой Сибири. Актуальные вопросы стратиграфии. Новосибирск, ИГиГ АН СССР, 1989, с. 106—118.

Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л., Наука, 1981, 276 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб, Наука, 2000, 479 с.

Юдович Я.Э., Дембовский Б.Я., Кэтрис М.П. Геохимические признаки переотложения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала // Ежегодник-1976 Института геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, Институт геологии Коми филиала АН СССР, 1977, с. 133—142.

Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрйские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника, 2019, № 1, с. 3—43.

Bahlburg H., Dobrzinski N.A. Review of the chemical index of alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions // Geol. Soc. London Mem., 2011, v. 36, p. 81—92.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol., 1983, v. 91 (6), p. 611—627.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol., 1986, v. 92, p. 181—193.

Bold U., Isozaki Y., Aoki S., Sakata S., Ishikawa A., Sawaki Y., Sawada H. Precambrian basement, provenance implication, and tectonic evolution of the Gargan block of the Tuva-Mongolia terranes, Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res., 2019, v. 75, p. 172—183.

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.

- Floyd P.A., Leveridge B.E.** Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *J. Geol. Soc.*, 1987, v. 144, p. 531—542.
- Gehrels G.E.** Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities // *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* / Eds. C. Busby, A. Azor. Chichester, United Kingdom, Wiley—Blackwell, 2012, p. 47—62.
- Geostandards** Newsletter. Spec. Issue, July 1994, V/XVIII.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.** GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Laser Ablation—ICP—MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues* / Ed. P. Sylvester. Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser., 2008, v. 40, p. 307—311.
- Harnois L.** The CIW index: A new chemical index of weathering // *Sediment. Geol.*, 1988, v. 55 (3—4), p. 319—322.
- Herron M.M.** Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Petrol.*, 1988, v. 58, p. 820—829.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.** 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.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.
- 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.
- Ludwig K.R., Isoplot V.** 4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special Publication, Berkeley Geochronology Center. 2008, № 4, 76 p.
- McLennan S.M., Hemming S., McDanniel D.K., Hanson G.N.** Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments* / Eds. M.J. Johnson, A. Basu. GSA Spec. Pap., 1993, v. 285, p. 21—40.
- 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.
- Parker A.** An index of weathering of silicate rocks // *Geol. Mag.*, 1970, v. 107, p. 501—504.
- Roser B.P., Korsch R.J.** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *J. Geol.*, 1986, v. 94 (5), p. 635—650.
- Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kröner A., Todt W., Bibikova E.V., Nutman A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P.** Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent // *Precambrian Res.*, 2001, v. 110, p. 143—164.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.** Plešovice zircon — A new natural reference material for U—Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.*, 2008, v. 249 (1—2), p. 1—35.
- Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26 (2), p. 207—221.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C.** JNd-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.*, 2000, v. 168, p. 279—281.
- Visser J.N.J., Young G.M.** Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glacigenic Dwyka Formation and postglacial mudrocks in southern Africa // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1990, v. 81, p. 49—57.
- 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 // *Geostand. Newslet.*, 1995, v. 19, p. 1—23.
- Yang Y.-H., Chu Z.Y., Wu F.-Y., Xie L.-W., Yang J.-H.** Precise and accurate determination of Sm, Nd concentrations and Nd isotopic compositions in geological samples by MC-ICP-MS // *J. Anal. At. Spectrom.*, 2011, v. 26, p. 1237—1244.