

На правах рукописи

Каныгина

Каныгина Надежда Андреевна

**Позднедокембрийские осадочные толщи Актау-Моинтинского
массива (Центральный Казахстан): структурное положение,
источники сноса, палеотектонические обстановки формирования**

Специальность: 25.00.01 – общая и региональная геология

Автореферат
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Москва – 2021

Работа выполнена в Лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя
Федерального государственного бюджетного учреждения науки Геологического института
Российской академии наук (ГИН РАН)

Научный руководитель: **Дегтярёв Кирилл Евгеньевич**,
доктор геолого-минералогических наук,
академик РАН, директор ГИН РАН

Официальные оппоненты: **Мотова Зинаида Леонидовна**,
кандидат геолого-минералогических наук,
научный сотрудник ФГБУН Института
земной коры СО РАН

Худолей Андрей Константинович,
доктор геолого-минералогических наук,
профессор кафедры региональной геологии
ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский
государственный университет»
ФГБУН Института геологии и минералогии
им. Соболева СО РАН (г. Новосибирск)

Ведущая организация:

Защита состоится 18 ноября 2021 года в 14.30 на заседании диссертационного совета
Д.002.215.01 при ФГБУН Геологическом институте РАН по адресу: 119017, г. Москва,
Пыжевский пер., 7, стр.1, конференц-зал ГИН РАН (4 этаж).

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке геологической литературы Секции
Наук о Земле РАН по адресу: Москва, Старомонетный пер., д. 35, ИГЕМ РАН, и на сайте
ГИН РАН: http://www.ginras.ru/struct/21/20/files/KanyginaNA_diss.pdf

Автореферат разослан «__» сентября 2021 г.

Отзывы на автореферат, заверенные печатью, в 2-х экземплярах просьба направлять по
адресу: 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Геологический институт РАН,
ученому секретарю диссертационного совета Лучицкой Марине Валентиновне (e-mail:
luchit@mail.ru).

Требования к оформлению отзывов приведены на предпоследней странице автореферата.

Ученый секретарь диссертационного совета,
доктор геолого-минералогических наук

Лучицкая М.В.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность исследования

В строении палеозойской западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса участвуют крупные массивы с докембрийской континентальной корой. Их фундамент сложен мезо- и неопротерозойскими метаморфизованными вулканогенно-осадочными и осадочными толщами, а также гранитоидами, которые перекрыты неметаморфизованными терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными образованиями эдиакарско-нижнепалеозойского чехла.

Присутствие докембрийских образований на современном эрозионном срезе в пределах большинства массивов не установлено, однако результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований гранитоидов показывают, что их источниками являлись палеопротерозойские, а иногда и неархейские комплексы. Эти данные позволяют предполагать, что раннедокембрийские образования участвуют в строении глубоких горизонтов коры сиалических массивов.

Другим свидетельством существования докембрийской континентальной коры являются мощные кварцито-сланцевые толщи, которые широко распространены в пределах сиалических массивов Северного (Кокчетавский, Ишкеольмесский и Еремантау-Ниязский), Центрального (Актау-Моинтинский) и Южного (Чуйско-Кендыктаский) Казахстана и традиционно рассматриваются в качестве позднедокембрийского субплатформенного чехла.

Одним из наиболее крупных докембрийских массивов Казахстана, в пределах которого широко развиты кварцито-сланцевые толщи, является Актау-Моинтинский массив. Ранее здесь были изучены разрезы этих толщ, произведено их расчленение на свиты и установлены характерные литологические особенности и различные соотношения с раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами. В то же время неясными оставались временной интервал накопления кварцито-сланцевых толщ, корреляция их разрезов в разных частях массива с близкими по составу и строению толщами, развитыми в пределах других докембрийских массивов Казахстана.

Актуальность исследования позднедокембрийских осадочных толщ Актау-Моинтинского массива с привлечением современных прецизионных методик обусловлена необходимостью получения новых данных о составе и возрасте этих толщ, что также позволит реконструировать эволюцию формирования докембрийской континентальной коры Актау-Моинтинского массива.

Цели и задачи исследований

Основная цель научной работы заключается в реконструкции источников сноса докембрийских осадочных толщ и установлении основных этапов формирования континентальной коры Актау-Моинтинского массива в докембрии.

Для достижения этой цели необходимо решение следующих задач:

1. установление временного интервала накопления кварцито-сланцевых и грубообломочных толщ;
2. установление состава и возраста основных источников сноса кварцито-сланцевых и грубообломочных толщ;
3. выявление этапов и механизмов формирования докембрийской коры Актау-Моинтинского массива;

4. определение положения Актау-Моинтинского массива относительно континентальных блоков, входивших в состав суперконтинента Родиния.

Научная новизна

1. Впервые обосновано существование одной кварцито-сланцевой толщи в структуре докембрийских комплексов Актау-Моинтинского массива.

2. U–Pb геохронологическое и Lu–Hf изотопно-геохимическое изучение обломочных цирконов из кварцито-сланцевых и грубообломочных толщ позволило оценить нижний возрастной предел их накопления и получить информацию о возрастах комплексов в пределах областей сноса.

3. Установлен состав и формационная принадлежность комплексов питающей провинции.

4. Выявлены основные этапы формирования континентальной коры Актау-Моинтинского массива в докембрии.

5. Выполнено сравнение кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива с аналогичными комплексами других массивов в западной части ЦАСП.

6. Сделано предположение о положении Актау-Моинтинского массива в структуре суперконтинента Родиния.

Фактический материал и методика исследований.

В основу работы был положен материал, собранный автором в течение 2015-2017 гг., а также использованы материалы, полученные в ходе полевых работ сотрудниками лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя ГИН РАН.

Минералого-петрографические исследования осадочных пород выполнены с использованием поляризационного микроскопа Carl Zeiss Axioskop 40 в лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя ГИН РАН.

Измерение содержаний главных петрогенных элементов в породах проводилось рентгенофлуоресцентным методом (XRF) с применением последовательного спектрометра S4 Pioneer «Bruker» (Германия) и программного обеспечения «Spectra-Plus» в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН под руководством С.М. Ляпунова. Содержания рассеянных элементов в породах были определены методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой (ICP) на масс-спектрометре Perkin Elmer ELAN 6100 DRC в стандартном режиме измерений и атомно-эмиссионном спектрометре ICAP-61 (Thermo Jarrell Ash) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН) в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа под руководством В.К. Карандашева.

Выделение цирконов проводилось по стандартной методике с применением тяжелых жидкостей в лаборатории геологии складчатых поясов ГИН РАН. Морфологические особенности и внутреннее строение цирконов изучались в режимах вторичных электронов и катодolumинесценции на сканирующем электронном микроскопе Vega-3 в Лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, Россия).

U–Pb датирование цирконов было выполнено методом лазерной абляции с индукционно-связанной плазмой и масс-спектрометрическим окончанием (LA-ICP-MS) в Департаменте геологических наук Национального университета Тайваня (г. Тайбэй, Тайвань) с использованием 193 нм ArF-эксимерной системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 с ICP масс-спектрометром Agilent 7500 и Институте наук о Земле Академии Синика (г. Тайбэй, Тайвань) с использованием 193 нм ArF эксимерной системы

лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 с ICP-масс-спектрометром Agilent 7900. Измеренные величины обрабатывались с помощью программ “GLITTER” (Van Achterbergh et al., 2001) и “Isoplot v. 4.15 (Ludwig, 2008).

Lu-Hf in-situ изотопные исследования цирконов выполнены на масс-спектрометре Nu Plasma MC-ICPMS с использованием 213 nm Nd YAG лазера в Институте наук о Земле г. Тайбэй, Тайвань.

Sm-Nd изотопный анализ проводился в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург и в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск (Центр изотопно-геохимических исследований).

Химические составы репрезентативных минералов пород были получены на электронно-зондовых микроанализаторах (EPMA) JEOL-8200 в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г. Москва) и JEOL JXA- 8230 в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), оснащенных пятью волновыми и одним энергодисперсионным спектрометром при ускоряющем напряжении 20 kV, токе зонда в среднем 20 nA.

Защищаемые положения.

1. Кварцито-сланцевые толщи в западной и восточной частях Актау-Моинтинского массива являются фрагментами единой осадочной последовательности, накопление которой началось не раньше 1150 и закончилось не позже 920 млн лет и происходило за счет эрозии комплексов мезо-, палеопротерозойского, неоархейского и в меньшей степени мезоархейского возраста с разной коровой предысторией.

2. Накопление грубообломочных пород кенелинской свиты происходило синхронно с формированием кислых вулканитов раннего неопротерозоя (около 920 млн лет) преимущественно за счет размыва более древних кварцито-сланцевых толщ. Накопление аркозовых песчаников и конгломератов бейэпшинской свиты происходило после формирования кислых вулканитов раннего неопротерозоя и в основном при их разрушении.

3. Особенности строения разрезов, обстановки седиментации, возрастной диапазон пород источников сноса кварцито-сланцевых толщ позднего мезопротерозоя-раннего неопротерозоя свидетельствуют о близости Актау-Моинтинского, Кокчетавского, Ишкеольмесского, Ерементау-Ниязского, Иссыккульского, Илийского массивов и массивов Китайского Центрального Тянь-Шаня, которые в течение этого времени входили в состав единого крупного континентального блока.

4. В строении фундамента неопротерозойского континента, фрагментом которого является Актау-Моинтинский массив, принимали участие неоархейские, палеопротерозойские и мезопротерозойские комплексы. В течение неоархея и палеопротерозоя формирование ювенильной континентальной коры происходило одновременно с тектоно-магматической переработкой более древних коровых комплексов. Мезопротерозойские магматические и метаморфические породы с высокими положительными значениями ϵ_{Hf} предположительно слагали краевой ороген, сложенный комплексами с относительно короткой коровой предысторией.

Теоретическая и практическая значимость работы

В ходе выполнения работы получены новые геологические и геохронологические данные, которые могут быть применены при составлении геологических карт и для межрегиональных стратиграфических корреляций позднедокембрийских осадочных

комплексов ЦАСП и Мира, а также использованы при палеогеографических реконструкциях.

Личный вклад соискателя

Автор диссертационной работы принимал участие в полевых исследованиях позднедокембрийских осадочных толщ Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан). Автор описывал шлифы под микроскопом, осуществлял интерпретацию полученных петро-геохимических данных для изученных пород, выполнял пересчет результатов химического анализа тяжелых обломочных минералов на формулы (около 150 анализов).

Соискатель в качестве оператора выполнял U–Pb и Lu–Hf изучение обломочных цирконов (более 1500 анализов), а также осуществлял обработку всех полученных геохронологических и изотопных данных, осваивая различные программы.

Апробация работы и публикации

Основные результаты исследований систематически докладывались автором в рамках крупных российских совещаний: «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса» (Иркутск, 2016, 2017, 2019), «Корреляция Алтаид и Уралид» (Новосибирск, 2018); международном совещании «Asian Orogeny and Continental Evolution: New Advances from Geologic, Geophysical and Geochemical Perspectives» (Тайвань, 2017). По теме диссертационной работы было опубликовано ряд тезисов и 3 статьи в журналах: «Precambrian Research», «Геотектоника», «Доклады Академии наук».

Структура и объем работы

Диссертационная работа состоит из 8 глав, введения и заключения. Работа объемом 259 страниц содержит 53 иллюстраций, 16 таблиц и приложения. Список литературы включает 133 источника.

Благодарности

Диссертационная работа выполнена в лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя Геологического института РАН. Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю академику РАН Кириллу Евгеньевичу Дегтяреву за поддержку и помощь на всех этапах работы.

Искреннюю благодарность автор выражает Андрею Алексеевичу Третьякову за многочисленные консультации и помощь во всем.

Автор выражает признательность Д.В. Алексееву, И.А. Вишневской, А.А. Колесниковой, Е.Ф. Летниковой, М.В. Лучицкой, Н.Б. Кузнецову, А.В. Рязанцеву, А.В. Скобленко за всестороннюю помощь и поддержку на различных стадиях подготовки диссертационной работы. Отдельно хочется поблагодарить А.Б. Кузьмичева за ценные советы, рекомендации и замечания. Автор благодарит В.К. Карандашева, Е.В. Ковальчук, С.М. Ляпунова, Н.С. Карманова, Б.В. Ермолаева, П. А. Сомова за выполненные аналитические исследования. Автор искренне благодарит В.П. Ковача и Ю.В. Плоткину, а также К.-Л. Вана, К.-Н. Пана и Х.-Ян. Ли за проведение изотопно-геохронологических исследований и помощь в интерпретации полученных данных.

Особую благодарность автор выражает любимой семье за понимание и неизменную поддержку на всех этапах.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАССИВЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Западная часть ЦАСП располагается к северу от Таримского кратона и включает палеозойские покровно-складчатые сооружения Казахстана, Тянь-Шаня и северо-западного Китая. Большое значение в строении этого региона играют докембрийские

массивы, представляющие собой узкие (не более 150-200 км) тектонические блоки протяженностью до 2600 км (Degtyarev et al., 2017; Ярмолук, Дегтярев, 2019). Они отделены друг от друга сложнопостроенными тектоническими зонами, сложенными комплексами палеозойских островных дуг и аккреционных призм, в состав которых входят фрагменты разновозрастных офиолитов.

Исследования последних лет показали, что основную роль в строении докембрийских массивов играют мезо- и неопротерозойские метамагматические и метаосадочные комплексы (Degtyarev et al., 2017; Glorie et al., 2015; Kröner et al., 2012, 2013; Huang et al., 2015, 2016, 2019; Wang et al., 2014a, b; Liu et al., 2014; He et al., 2015). Палеопротерозойские (2200-2300 и 1850 млн лет) образования развиты локально на небольших участках Жельтавского и на востоке Улутау-Сарыджазского (Ишим-Срединнотяньшаньский согласно Alexeiev et al. (2011) и Kröner et al. (2013)) массивов (Kröner et al., 2007, 2017; Tretyakov et al., 2016).

В соответствии с особенностями состава и строения слагающих комплексов массивы были объединены в две группы: Улутау-Моюнкумскую (юго-западную) и Исседонскую (северо-восточную) (Degtyarev et al., 2017; Ярмолук, Дегтярев, 2019), различающиеся особенностями позднедокембрийской тектоно-магматической эволюции.

Улутау-Моюнкумская (юго-западная) группа включает Улутау-Сарыджазский, Каратау-Таласский, Чуйско-Кендыктасский и Жельтавский массивы. В их строении участвуют небольшие раннедокембрийские блоки, преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи кислого или базальт-риолитового состава и гранитоиды конца раннего и начала позднего неопротерозоя. Мезопротерозойские комплексы в этой группе представлены в основном осадочными толщами (Degtyarev et al., 2017; Ярмолук, Дегтярев, 2019).

Исседонская (северо-восточная) группа включает массивы Северного Казахстана (Кокчетавский, Ишкеольмесский и Ерементау-Ниязский), Актау-Моинтинский, Исыккульский, Илийский и массив Китайского Центрального-Тянь-Шаня.

Характерной особенностью массивов этой группы является широкое распространение мезопротерозойских окраинно-континентальных и внутриплитных гранитоидов, риолитовых и риолит-базальтовых серий. Другой отличительной чертой рассматриваемых массивов является присутствие мощных мезо-раннепротерозойских кварцито-сланцевых толщ и неопротерозойских риолит-гранитных ассоциаций и гранитоидов. В дальнейшем до начала палеозоя для массивов этой группы характерно формирование терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных толщ (Degtyarev et al., 2017; Ярмолук, Дегтярев, 2019).

Изучение кварцито-сланцевых толщ в пределах докембрийских массивов проводилось многими исследователями, которые расчленили их на ряд свит, отличающихся строением разреза, особенностями состава пород и текстурно-структурными особенностями кварцитов и сланцев (Гвоздик, 1980; Геология Северного... 1987; Лыдка, Филатова, 1982; Спиридонов, 1987; Филатова, 1983; Филатова и др., 1988; Чу-Илийский рудный... 1980). Несмотря на большие успехи в изучении кварцито-сланцевых толщ различных докембрийских массивов Казахстана информация о возрастах и природе комплексов, подвергавшихся эрозии при накоплении кварцитов и сланцев, отсутствовала, а возрастной интервал их формирования определялся косвенно по возрастам перекрывающих и подстилающих вулканогенно-осадочных толщ или возрасту прорывающих интрузий.

Подход к изучению докембрийских кварцито-сланцевых толщ изменился в связи с широким распространением U–Pb и Lu–Hf методов изучения обломочных цирконов, который в Казахстане впервые был применен для таких толщ, развитых в пределах Кокчетавского, Ишкеольмесского и Ерементау-Ниязского массивов.

Было установлено, что накопление этих толщ началось не ранее 1020–1080 млн лет назад, а их источниками являлись мезопротерозойские, палеопротерозойские и неоархейские коровые комплексы (Дегтярев и др., 2015; Ковач и др., 2014). Lu–Hf изотопно-геохимическое изучение обломочных цирконов из кварцитов массивов Северного Казахстана показало, что почти для всех цирконов характерны высокие положительные значения ϵ_{Hf} , типичные для материнских пород с относительно короткой коровой историей (Kovach et al., 2017).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АКТАУ-МОИНТИНСКОГО МАССИВА

Одним из наиболее крупных докембрийских массивов Казахстана, в пределах которого широко развиты кварцито-сланцевые толщи, является Актау-Моинтинский массив. Ранее здесь было детально изучено строение разрезов этих толщ и их соотношения с докембрийскими вулканогенно-осадочными комплексами и гранитоидами. Было установлено, что кварцито-сланцевые толщи в структуре докембрийских образований массива занимают различное положение, располагаясь как выше, так и ниже кислых вулканитов (Авдеев, 1965; Гвоздик, 1980; Зайцев и др., 1980; Филатова, 1983; Филатова и др., 1988; Дегтярев и др., 2008; Третьяков и др., 2015). Однако U–Pb и Lu–Hf изучения обломочных цирконов из кварцитов и сланцев Актау-Моинтинского массива, а также Sm–Nd исследований этих пород до настоящего времени не проводилось.

Актау-Моинтинский массив, расположенный в западной части Центрального Казахстана, вытянут в северо-западном направлении на 800 км при ширине 150–200 км (Рис. 1). С запада, юго-запада и северо-востока массив обрамляется нижнепалеозойскими и силурийскими комплексами, в строении которых преобладают кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи, на востоке массива они перекрываются континентальными вулканитами девона и верхнего палеозоя (Дегтярев и др., 2003).

В восточной и западной частях Актау-Моинтинского массива среди доэдиакарских стратифицированных комплексов наиболее широко распространены кварцито-сланцевые толщи и кислые вулканиты, имеющие различные соотношения между собой. В восточной части массива кварцито-сланцевые толщи объединены в киикскую серию. Ее нижняя часть представлена слабометаморфизованными аргиллитами, алевролитами, кварцевыми песчаниками и углеродисто-глинистыми сланцами с линзами мраморов (айкарлинская свита мощностью более 2000 м). Верхние серии сложены белыми и светло-серыми кварцитами, кварцито-песчаниками и кварцевыми гравелитами, в которых иногда встречаются горизонты, обогащенные минералами тяжелой фракции (актауская свита мощность до 400 м). Различные свиты киикской серии с несогласием и базальными конгломератами в основании перекрываются слабометаморфизованными кислыми вулканитами (алтынсынганская свита мощностью более 2500 м) (Авдеев, 1965, Авдеев и др., 1974, Зайцев и др., 1980).

На западе и севере массива кварцито-сланцевые толщи присутствуют на нескольких уровнях в составе *верхнеатауской серии*, породы которой отличаются более высокими степенями метаморфизма и деформаций (Зайцев и др., 1980, Филатова, 1983). В ее видимом основании залегают метаморфизованные кислые вулканиты с прослоями кварцитов и сланцев (*уркендеуская свита* мощностью более 1000 м). Выше залегают кварциты, кварцито-сланцы с редкими простоями сланцев общей мощностью до 300 м,

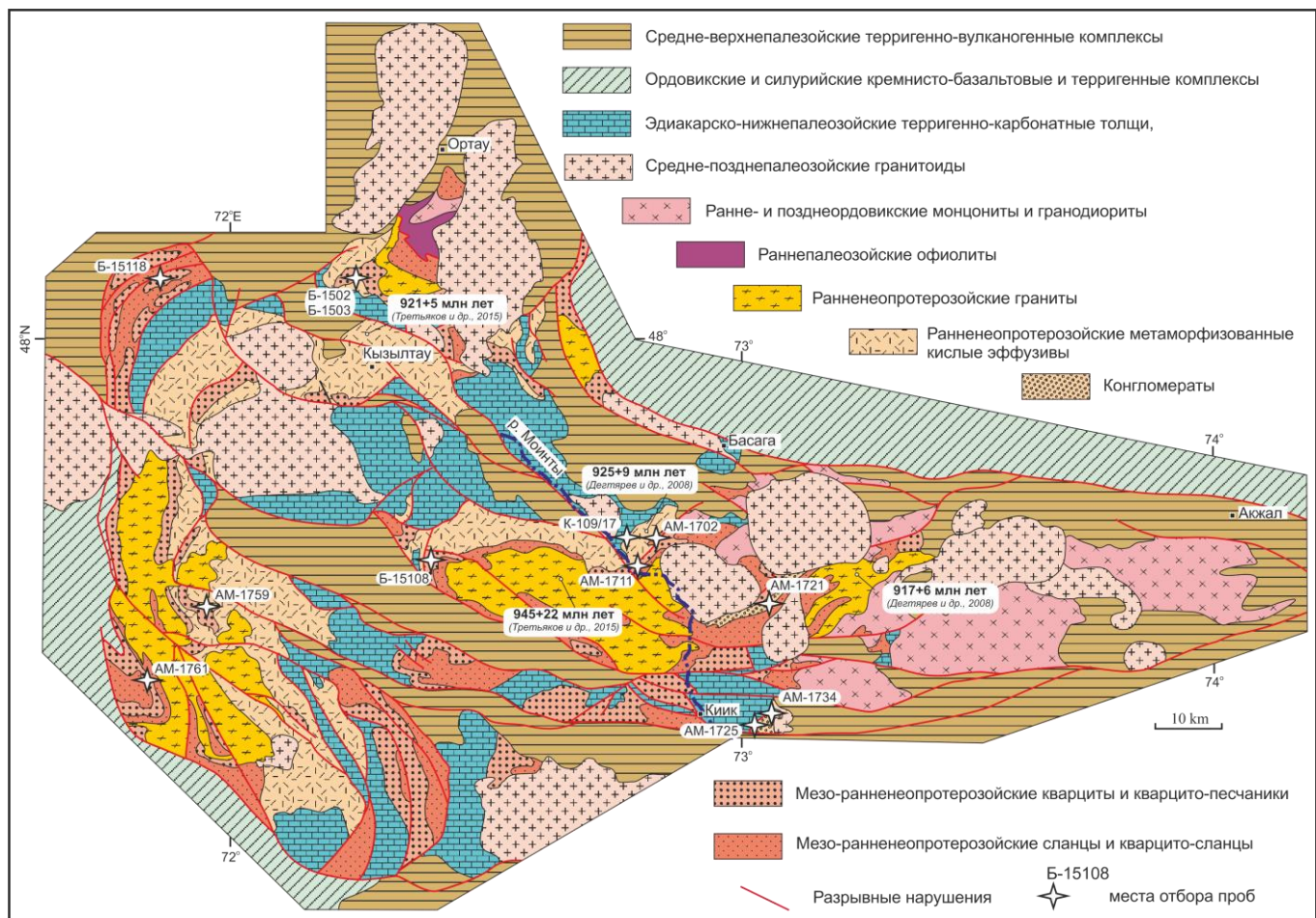


Рис. 1. Схема геологического строения Актау-Моинтинского массива.

а также сильно рассланцованные кислые вулканиты с пачками кварцитов и сланцев мощностью 400 м (*кабантауская свита*). Завершается разрез серии белыми кварцитами и серицит-хлоритовыми сланцами, выше которых залегают метаморфизованные кислые вулканиты с прослоями кварцитов и сланцев (*айдархарлинская свита* мощностью 300 м). Однако существует и другая точка зрения на положение кварцито-сланцевых толщ в западной части массива. Их неоднократное чередование с кислыми вулканитами в разрезе верхнеатауской серии рассматривается как отражение сложной структуры докембрийских комплексов, для которой характерны опрокинутые и лежащие складки, а также чешуйчатые надвиги с повторением по ним одних и тех же элементов разреза (Авдеев и др., 1974). Кварцито-сланцевые толщи и кислые вулканиты как в восточной, так и в западной частях массива прорваны гранитами узунжальского комплекса.

Позднее были получены U–Pb данные о раннепротерозойском возрасте кислых вулканитов алтынсынганской и уркендеуской свит в восточной и северной частях массива, составляющем 925 ± 9 млн лет и 921 ± 5 млн лет, соответственно. Был установлен раннепротерозойский возраст кристаллизации гранитов узунжальского комплекса – 917 ± 6 и 945 ± 22 млн лет (Дегтярев и др., 2008; Третьяков и др., 2015).

В пределах Актау-Моинтинского массива широко распространены комплексы эдиакарско–нижнепалеозойского чехла, которые с несогласием залегают на более древних кислых вулканитах и кварцитах. В основании разреза чехла залегают валунные и крупногалечные конгломераты с кварцитовой галькой (*кенелинская свита* мощностью до 200 м), аркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты (*бейэпшинская свита* мощностью

до 700 м). Далее разрез наращивается доломитами и кварцевыми песчаниками с горизонтом тиллитов (*капельская свита* мощностью до 1000 м). Его нижнекембрийская часть завершается известняками и доломитами с акритархами и водорослями нижнего кембрия (*басагинская серия* мощностью до 1500 м) (Зайцев, Хераскова, 1979, Филатова, 1990, Филатова и др., 1992).

КИЙСКАЯ СЕРИЯ: СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СТРОЕНИЕ, ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД, ВОЗРАСТЫ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ

Кииская серия традиционно выделяется в восточной части Актау-Моинтинского массива и располагается в основании видимого разреза. Наиболее полно она представлена в районе гор Актав, где впервые были установлены ее соотношения с кислыми вулканитами алтынсынганской свиты (Авдеев, 1965). На этом участке кииская серия залегает в ядре крупной антиклинали (Рис. 2). В его юго-восточной части низы разреза сложены глинистыми сланцами и метаморфизованными алевролитами с прослоями (мощностью до 1–2 м) серых и зеленоватых кварцитов и кварцито-песчаников, относящихся к верхам айкарлинской свиты мощностью до 150–200 м. Сланцы и кварциты прорваны раннепротерозойскими и позднедевонскими гранитами, вблизи которых ороговикованы. Выше залегают чередующиеся серые, белые, зеленоватые слоистые и массивные кварциты и кварцито-песчаники актауской свиты мощностью 300–400 м. Разрез нарушен серией продольных и поперечных разломов, по которым повторены одни и те же элементы разреза.

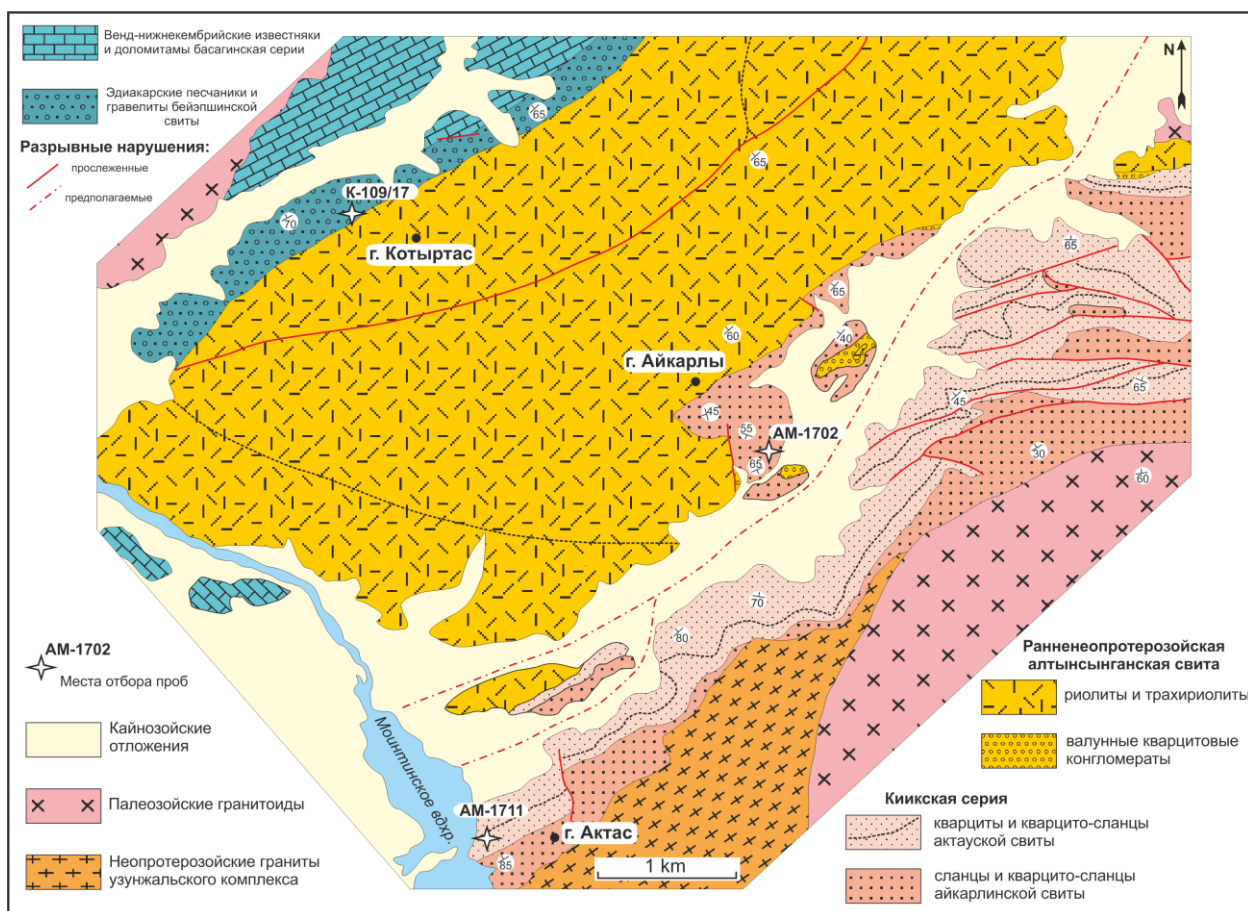


Рис. 2. Схема геологического строения участка отбора проб из кварцито-сланцевых разрезов в районе горы Айкарлы, Актав и Котырмас.

В северо-западной части участка за крупным взбросом северо-восточного простирания в ядре небольшой антиклинали вновь обнажены глинистые сланцы с прослоями кварцитов и кварцито-песчаников, которые с несогласием перекрыты метаморфизованными кислыми вулканитами алтынсынганской свиты. В основании ее разреза локально встречаются крупногалечные и валунные кварцитовые конгломераты мощностью до нескольких десятков метров.

Изучение особенностей состава пород киикской серии показало, что фигуративные точки составов кварцитов и сланцев на классификационной диаграмме М.М. Хиррона тяготеют к полям лититов, сублититов, аркозов, субаркозов, вакк, глинистых сланцев и единичные анализы попадают в поля кварцевых аренитов (Рис. 3А). Индекс химического выветривания (CIA) для пород киикской серии, как правило, колеблется от 58 до 86 и составляет около 78, на диаграмме Al-Ca+Na-K все точки в основном расположены около точки *иллита* (Рис. 3В). Это указывает на относительно высокую степень выветрелости терригенного материала в области сноса. Породы киикской серии имеют дифференцированные спектры распределения редкоземельных элементов (REE), что выражается в обогащении легкими лантаноидами относительно тяжелых ($La_n/Yb_n = 2.70-22.76$), имеют незначительную отрицательную европиевую аномалию ($Eu/Eu^* = 0.23-0.75$) и относительно PAAS большая часть пород обеднена как легкими, так и тяжелыми REE, проявлена деплетированность Sr, Nb, Co, Ba и V и небольшая обогащенность Hf (Рис. 3Д,Е). На диаграмме соотношений Th-La-Sc фигуративные точки попадают в поля пород кислого, основного и смешанного составов (Рис. 3Г). На диаграмме отношений Th/Sc – Zr/Sc образцы разбиваются на две группы (Рис. 3Б). Первая располагается на границе

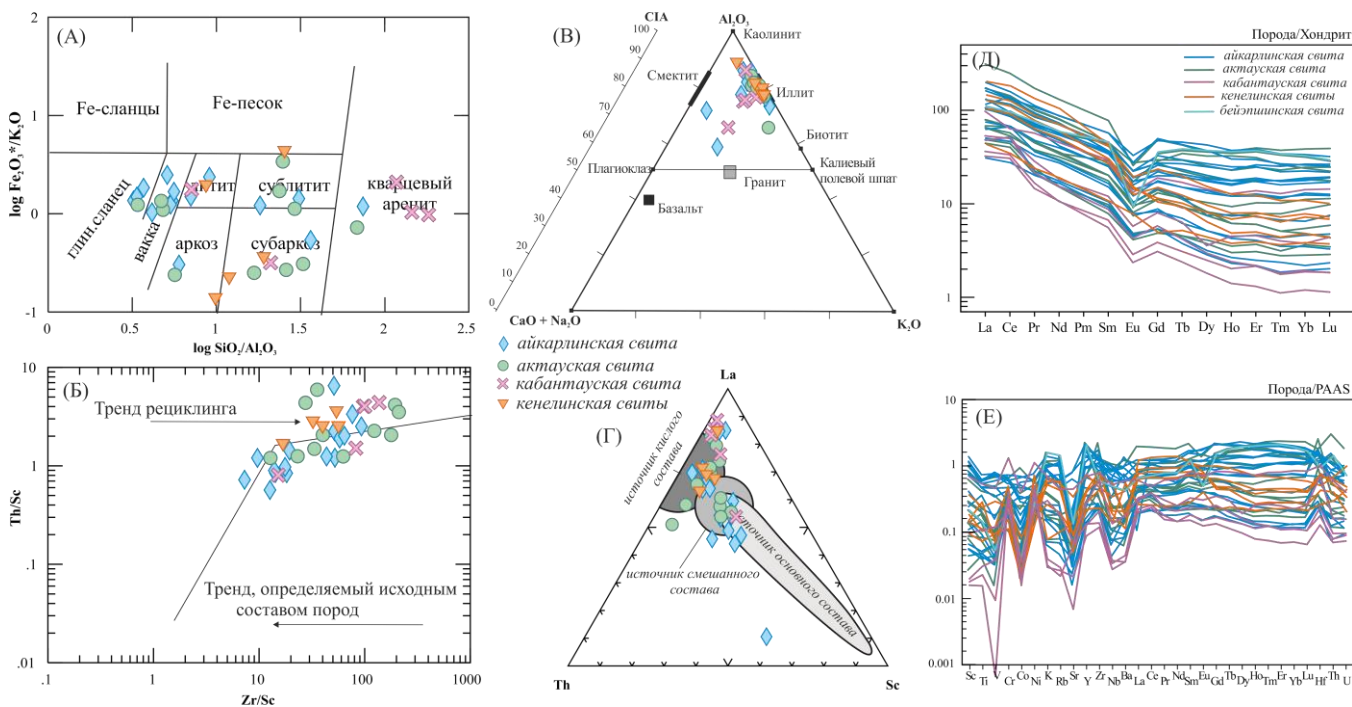
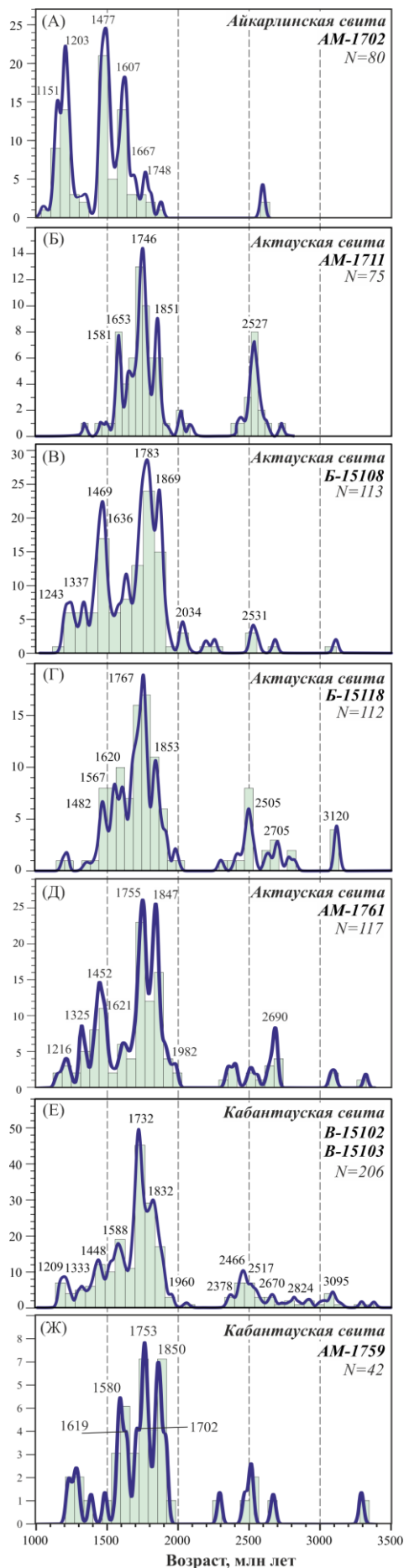


Рис. 3. Положение фигуративных точек составов пород айкарлинской, актауской, кабантауской, кенелинской и бейпшинской свит на диаграммах: (А) $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Fe_2O_3^*/K_2O)$ (Herron, 1988), (Б) Th/Sc – Zr/Sc (McLennan et al., 1993), (В) $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O) - K_2O$ (Nessbit, Young, 1989), (Г) La–Th–Sc (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) и спектры распределения редких и редкоземельных элементов, нормированных к составу: (Д) хондрита (Sun & McDonough, 1989), (Е) постархейскому австралийскому глинистому сланцу (PAAS) (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).



трендов рециклинга осадочного материала и влияния источника сноса. Другая группа лежит ближе к тренду перебива осадков.

Для кварцитов актауской свиты характерны отрицательные значения $\epsilon Nd(t)$ от -4.5 до -8.5 , рассчитанные для возраста 1000 млн лет, и модельные возрасты $tNd (DM) = 2.03-2.36$ млрд лет, что свидетельствует о преобладании в строении области сноса палеопротерозойских комплексов.

Для U–Pb геохронологического и Lu–Hf изотопно-геохимического изучения обломочных цирконов были отобраны пробы из прослая кварцитов среди сланцев в верхней части айкарлинской свиты (AM-1702) и из кварцитов актауской свиты (AM-1711, Б-15108, Б-15108, AM-1761).

U–Pb исследования обломочных цирконов из пород айкарлинской свиты позволили выделить две популяции возрастов обломочных цирконов в интервалах 1109 – 1329 и 1407 – 1780 млн лет, с основными максимумами 1.15, 1.20, 1.48 и 1.61 млрд лет и менее проявленными – 1.67 и 1.75 млрд лет (Рис. 4А). Отдельные зерна имеют возрасты около 2.55 и 2.54 млрд лет.

В породах актауской свиты преобладающими являются две популяции цирконов с возрастными интервалами от 1159 до 2072 млн лет с максимумами 1.22, 1.33, 1.47, 1.58, 1.64, 1.76, 1.85, 2.01 млрд лет и от 2339 до 2740 млн лет с максимумами 2.42, 2.52 и 2.69 млрд лет (Рис. 5Б,В,Г,Д). Реже встречаются цирконы с возрастными интервалами от 3079 до 3150 млн лет и максимумом 3.12 млрд лет. Lu–Hf изотопно-геохимическое изучение обломочных цирконов показало, что для них характерен широкий диапазон значений $\epsilon Hf (t)$ от -14.9 до $+12.6$ при модельных возрастах $tHf (C) = 1.34-3.69$ млрд лет (Рис. 5А,Б,В, Г).

Кроме цирконов среди минералов тяжелой фракции в кварцито-песчаниках актауской свиты (проба Б-15118, AM-1761, AM-1711) преобладают рутилы, пироксены, амфиболы и гранаты. Исходя из содержаний Cr, Nb и Zr, большинство изученных рутилов относится к метаосадочным минералам (Cr = 21-7272 г/т, Nb = 475-11673 г/т и Zr = 52-1155 г/т).

Рис. 4. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов обломочных цирконов из пород айкарлинской свиты. Возрасты пиков (числа), рассчитанные в программе Age Pick (Gehrels, 2012). N – количество анализов.

Доказанная экспериментальная зависимость концентрации Zr в рутиле от температуры положена в основу нескольких геотермометров, что позволяет примерно оценить параметры температуры метаморфизма пород, являвшихся источником рутила (например, Zack et al., 2004a, Watson et al., 2006, Tomkins et al., 2007).

Используя предложенную Tomkins и др. (2007) формулу, для рутилов актауской свиты получены значения температуры от 527 до 773°C, что указывает на формирования метаморфических источников в условиях умеренных-высоких ступеней метаморфизма.

Изученные моноклинные пироксены по составу соответствуют авгиту и диопсиду, а ромбические пироксены отвечают энстатиту (по классификации Morimoto et al. 1988).

По химическому составу изученные амфиболы относятся к кальциевой группе и попадают в поля составов магнезиальной роговой обманки, единичные зерна соответствуют железистой роговой обманке и феррочермакиту (по классификации Leake et al., 1997).

Зерна граната по химическому составу отвечают альмандину ($Alm_{52-69}Gr_{S22-24}Prp_{8-23}$). На дискриминационной диаграмме 'Fe+Mn-Mg-Ca' для составов гранатов из различных метаморфических пород и гранитоидов (Mange & Morton; 2007) изученные гранаты актауской свиты попадают в поля метаосадочных пород амфиболитовой и гранулитовой фаций и магматических пород среднего-кислого состава.

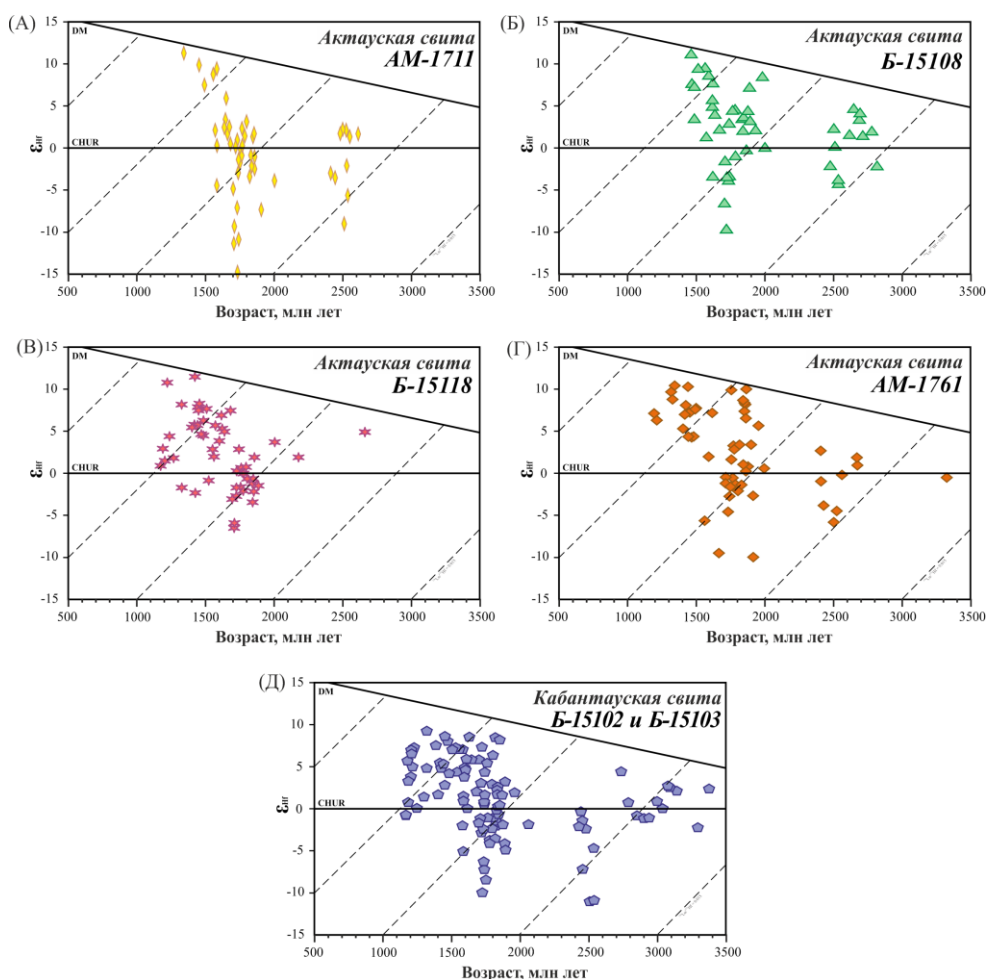


Рис. 5. Изотопная диаграмма ϵ_{Hf} – Возраст (млн лет) для изученных обломочных цирконов.

ВЕРХНЕАТАСУЙСКАЯ СЕРИЯ: СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СТРОЕНИЕ, ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД, ВОЗРАСТЫ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ

Верхнеатасуйская серия выделяется на западе Актау-Моинтинского массива. Предполагается, что кварцито-сланцевые толщи присутствуют в ее разрезе на нескольких уровнях (Зайцев и др., 1980). Для участков развития верхнеатасуйской серии характерны более значительные метаморфизм и степень деформаций. Одним из таких участков является район горы Большой Алабас в северной части массива, где породы верхнеатасуйской серии слагают крупную субширотную синформу (Рис. 6). Ее крылья и западное замыкание сложены метаморфизованными кислыми вулканитами с редкими прослоями кварцитов и туффитов уркендеуской свиты мощностью более 800 м. Ядро синформы слагает толща кварцитов и кварцито-песчаников нижней части кабантауской свиты мощностью более 500 м. Ее нижняя часть сложена переслаивающимися светло-серыми мелко-среднезернистыми кварцито-песчаниками, кварцитами с реликтами косой слоистости и маломощными (0.5–1 см) прослоями, обогащенными минералами тяжелой фракции. Верхняя часть кварцито-сланцевого разреза образована серыми, синевато-серыми мелко- и крупнозернистыми кварцито-песчаниками с прослоями слюдястых разностей. Кварциты прорваны раннепротерозойскими гранитами узунжальского комплекса. Особое внимание было уделено изучению пород кабантауской свиты.

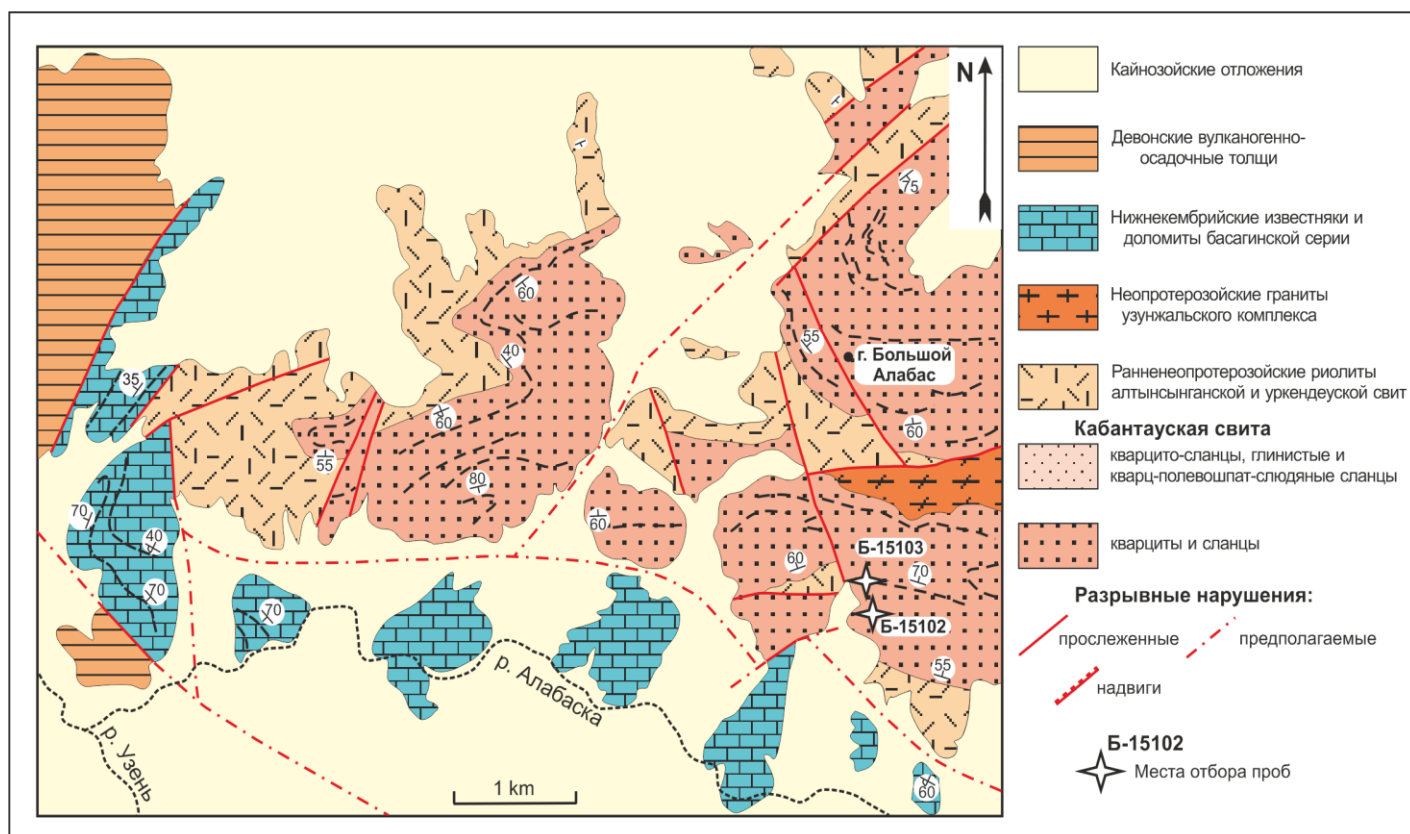


Рис. 6. Схема геологического строения участка отбора проб из кварцито-сланцевых разрезов окрестностей горы Большой Алабас.

На классификационной диаграмме М.М. Хиррона фигуративные точки составов пород кабантауской свиты тяготеют преимущественно к полю кварцитовых аренитов,

единичные анализы попадают в поля лититов и субаркозов (Рис. 3А). Породы кабантауской свиты имеют высокий индекс химического выветривания (CIA) от 65 до 85 и на диаграмме Al-Ca+Na-K все точки в основном расположены около точки Иллита (Рис. 3В). Это указывает на умеренную или высокую степень выветрелости источника терригенного материала в области сноса (Nesbitt, Young, 1982).

Породы кабантауской свиты характеризуются дифференцированными спектрами распределения REE ($(La/Yb)_n$ 6.5–26, $(Gd/Yb)_n = 1.3–3.1$), и отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*=0.55-0.59$). Относительно PAAS (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) породы кабантауской свиты обеднены как легкими, так и тяжелыми REE, а кроме того выражена деплетированность пород V, Co, Sr при незначительном обогащении Hf (Рис. 3Д,Е).

Фигуративные точки породы кабантауской свиты на диаграмме соотношений Th-La-Sc попадают в поле пород кислого и смешанного состава, и на диаграмме отношений Th/Sc – Zr/Sc располагаются вдоль тренда перемыва осадков (Рис. 3Б,Г).

Породы кабантауской свиты характеризуются отрицательными значениями $\epsilon Nd(t)$ от –8.0 до – 5.5, рассчитанные для возраста 1000 млн лет, и палеопротерозойскими модельными возрастами $t_{Nd(DM)} = 2.10 – 2.31$ млрд лет.

U–Pb геохронологическое и Lu–Hf изотопно-геохимическое изучение обломочных цирконов было проведено для трех проб: из мелкозернистых кварцитов в районе гор Большой Алабас (проба Б-15102), из кварцитов с прослоем, обогащенным минералами тяжелой фракции (проба Б-15103) (Рис. 6), и в районе гор Кабантау из бластопсаммитовых кварцитов (проба АМ-1759).

В результате проведенного обобщения было установлено, что конкордатные оценки возрастов обломочных цирконов из пород кабантауской свиты соответствуют интервалам от 1149 до 1975 млн лет с максимумами 1.21, 1.30, 1.33, 1.45, 1.58, 1.74, 1.84, 1.96 млрд лет и от 2354 до 2831 млн лет с максимумами 2.38, 2.47, 2.67, 2.82 млрд лет (Рис. 4Е,Ж). Отдельные цирконы имеют мезоархейский возраст в интервале 3056–3132 млн лет с максимумом 3.09 млрд лет. Обломочные цирконы характеризуются широким диапазоном значений $\epsilon Hf(t)$ от –11.2 до +8.5 при модельных возрастах $t_{Hf(C)} = 1.634–3.63$ млрд лет (Рис. 5Д).

Среди минералов тяжелой фракции присутствуют рутил, турмалин, пироксен, амфибол и единичные зерна граната.

Изученные рутилы преимущественно относятся к метаосадочным минералам (Cr = 55-5596 г/т, Nb = 210-12149 г/т, Zr = 7-637 г/т). Используя геотермометр, предложенный Tomkins et al. (2007), для рутилов получены значения температуры от 425 до 714°C, что указывает на формирование метаморфических источников в условиях различных ступеней метаморфизма.

Турмалины по химическому составу попадают в поле щелочно-дефектных разностей и соответствуют магнезиофойтиту, реже – фойтиту. На диаграмме ‘Ca-Fe-Mg’ для минералов группы турмалина из различных типов горных пород изученные минералы попадают в область магматического источника кислого состава.

Пироксены по химическому составу соответствуют авгиту и диопсиду, единичные зерна – пижониту и клиноэнстатиту (по классификации Morimoto et al. 1988). По химическому составу амфиболы относятся к кальциевой группе и попадают в поля составов актинолитов, железистой и магнезиальной роговой обманки (по классификации Leake et al., 1997).

Единичные зерна граната представлены андрадитами ($Adr_{53-95}Gr_{83-43}Prp_{2-3}$). На диаграмме составов гранатов (Fe+Mn-Mg-Ca) из различных метаморфических пород и

гранитоидов изученные гранаты попадают в поле, соответствующее гранатам из скарнов, метабазитовых пород или высокотемпературных известково-силикатных гранулитов (Mange & Morton; 2007).

Рудный минерал представлен магнетитом (Mag₉₈).

ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ТОЛЩИ: СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СТРОЕНИЕ, ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД, ВОЗРАСТЫ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ

Грубообломочные толщи находятся в основании разреза эдиакарско–нижнепалеозойского чехла Актау-Моинтинского массива. Они с несогласием залегают на более древних кислых вулканитах и кварцитах и представлены конгломератами кенелинской свиты, песчаниками, гравелитами и конгломератами бейэпшинской свиты.

Вопрос о соотношениях кенелинской и бейэпшинской свит вызывал разногласия среди исследователей. Одни ученые сопоставляют кенелинскую свиту с кварцитовыми конгломератами в основании алтынсинганской свиты (Вознесенский, 1971), другие считают ее аналогом бейэпшинской свиты (Альперович, 1971; Пупышев, 1974). Современные геохронологические данные, позволяющие дать обоснованные оценки возрастов формирования кенелинской и бейэпшинской свит, до настоящего времени отсутствовали. Поэтому было проведено детальное изучение строения разреза и особенностей состава пород этих свит в окрестностях гор Аркалык, Кенелы и Котырмас, а также выполнены U–Pb геохронологические и Lu–Hf изотопные исследования обломочных цирконов.

В районе гор Кенелы в разрезе пород кенелинской свиты ритмично чередуются валунные, крупногалечные и пудинговые конгломераты, светло-серые мелкозернистые кварцито-песчаники и белые массивные кварциты (Рис. 7). В кварцито-песчаниках отмечены тонкие прослои, обогащенные минералами тяжелой фракции. Выше с тектоническим контактом залегают ордовикские карбонатные породы шундинской свиты. Общая мощность разреза пород кенелинской свиты составляет около 200 м.

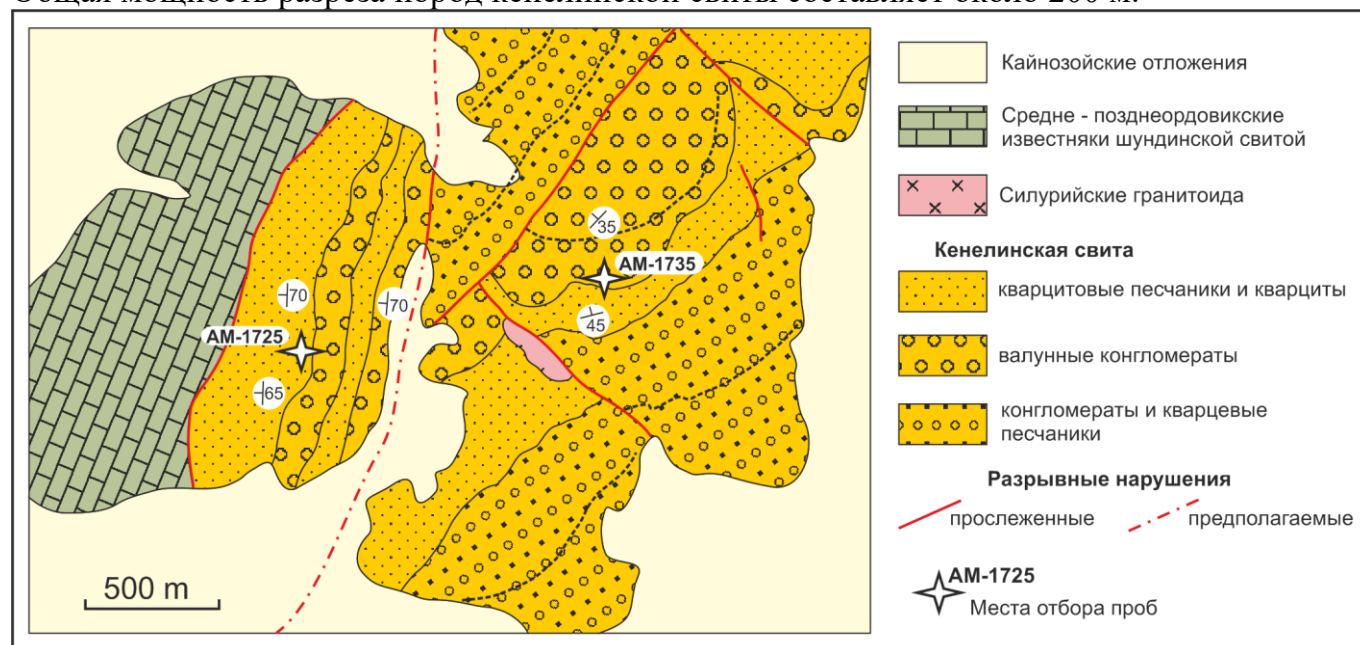


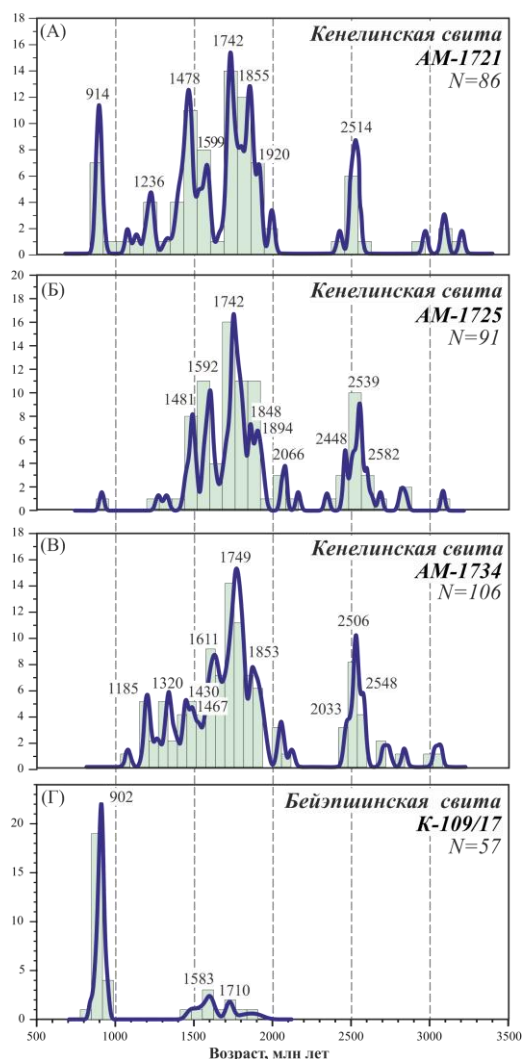
Рис. 7. Схема геологического строения участка отбора проб из пород кенелинской свиты в окрестностях гор Кенелы.

На северо-западных склонах гор Котыртас бейэпшинская свита несогласно залегает на порфироидах алтынсынганской свиты (Рис. 2). В основании разреза здесь залегают светло-серые и розоватые крупнозернистые аркозовые песчаники, которые сменяются белыми и светло-серыми тонкозернистыми кварцевыми песчаниками. Выше залегают светлые массивные аркозовые песчаники и темно-лиловые алевролиты. После небольшого не обнаженного участка разрез бейэпшинской свиты наращивается разнозернистыми и грубозернистыми кварцевыми песчаниками и гравелитами. Общая мощность разреза составляет около 170 м.

На классификационной диаграмме М.М. Хиррона фигуративные точки составов пород кенелинской свиты тяготеют к полям субаркозов (Рис. 3А). Единичные анализы попадают в поля лититов и сублититов.

Индекс химического выветривания (CIA) для пород кенелинской и бейэпшинской свит колеблется от 65 до 89 и в основном составляет около 77, что указывает на относительно высокую степень выветрелости терригенного материала в области сноса (Nesbitt, Young, 1982). На диаграмме Al-Ca+Na-K фигуративные точки составов в основном тяготеют к точке Иллита (Рис. 3В).

Породы кенелинской свиты имеют дифференцированные спектры распределения редкоземельных элементов, что выражается в обогащении легкими лантаноидами относительно тяжелых ($La_n/Yb_n = 10.50-38.97$), и незначительную отрицательную или отсутствующую европиевую аномалию ($Eu/Eu^* = 0.60-1.04$), в то время как для пород



бейэпшинской свиты характерна выраженная отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.23$) (Рис.3Д). Нормированные к составу PAAS породы кенелинской и бейэпшинской свиты имеют близкое или пониженное содержание редких и редкоземельных элементов и значительно обеднены Co, Sr, Ba. (Рис. 3Е).

Фигуративные точки составов пород кенелинской свиты на диаграмме соотношений Th–La–Sc попадают в поле пород кислого состава, и на диаграмме соотношений Th/Sc–Zr/Sc располагаются вдоль тренда рециклинга осадочного материала (Рис. 3Б,Г).

В породах кенелинской свиты обломочные цирконы были изучены в трех пробах: в песчаниках с минеральным шлихом на южных склонах гор Айкарлы (проба AM-1721) и в крупнозернистых песчаниках (пробы AM-1725, AM-1734) в западной части гор Кенелы .

Рис. 8. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов обломочных цирконов из пород кенелинской и бейэпшинской свит. Возрасты пиков (числа), рассчитанные в программе Age Pick (Gehrels, 2012). N – количество анализов

Наиболее молодая популяция изученных обломочных цирконов из пород кенелинской свиты отвечает интервалу от 875 до 942 млн лет с выраженным максимумом 908 млн лет (Рис 8А,Б). Основная популяция цирконов имеет возраст в интервале от 1148 до 2091 млн лет с максимумами 1.19, 1.24, 1.32, 1.48, 1.59, 1.74, 1.85 и 2.04 млрд лет. Более древняя группа зерен имеет оценки возрастов в интервале от 2411 до 2830 млн лет с максимумами 2.45, 2.51 и 2.81 млрд лет (Рис. 8 А,Б,В). Для единичных зерен получен возраст около 3.1 млрд лет. Обломочные цирконы характеризуются широким диапазоном значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -7.4 до $+10.2$ при модельных возрастах $t_{\text{Hf}}(C) = 1.26\text{--}3.32$ млрд лет (Рис. 9А,Б).

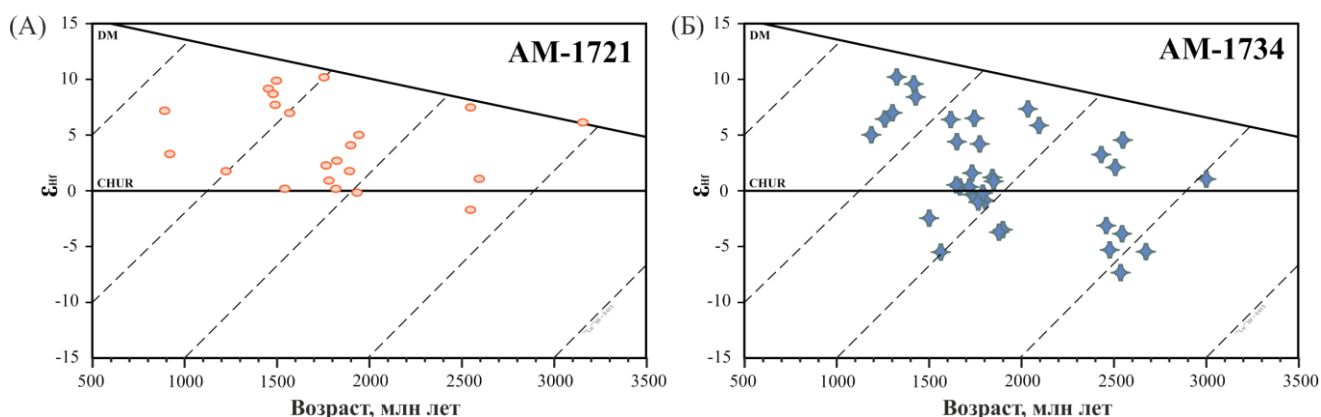


Рис. 9. Изотопная диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}} - \text{Возраст}$ (млн лет) для обломочных цирконов из пород кенелинской свиты.

Преобладающая популяция возрастов обломочных цирконов из песчаников бейэпшинской свиты образует интервал от 838 до 948 млн лет с основным максимумом 902 млн лет (Рис. 8Г). Единичные зерна имеют мезо-палеопротерозойские оценки возрастов в интервалах 1498 – 1621 и 1706 – 1747 млн лет со слабовыраженными максимумами 1.58 и 1.71 млрд лет.

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ АКТАУ-МОИНТИНСКОГО МАССИВА, ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ИСТОЧНИКОВ СНОСА

Кварцито-сланцевые толщи

Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из кварцитов актауской (пробы Б-15118, АМ-1761, АМ-1711, Б-15108) и кабантауской (пробы Б-15102, Б-15103, АМ-1759) свит были сравнены с использованием программы OVERLAP-SIMILARITY (Gehrels, 2000). Полученные данные демонстрируют высокие степени перекрытия (0.626–0.831) и сходства (0.763–0.885). Это указывает на то, что накопление кварцито-сланцевых толщ, по-видимому, происходило в пределах одного бассейна за счет эрозии одних и тех же комплексов. Вычисление максимумов возрастов цирконов из всех изученных проб актауской и кабантауской свит позволило выделить наиболее молодую статистически значимую популяцию цирконов с максимумом возраста 1220 млн лет, что определяет нижний возрастной предел накопления кварцитов актауской и кабантауской свит.

Учитывая, что в восточной части массива алтынсынганская свита кислых вулканитов с конгломератами в основании перекрывает кварциты и сланцы кийкской серии, можно предполагать, что временной интервал 920–925 млн лет является верхним возрастным пределом накопления кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива.

Следовательно, их формирование происходило в интервале 1150–920 млн лет, соответствующем концу мезопротерозоя–началу неопротерозоя.

Полученные выводы о временном интервале накопления кварцито-сланцевых толщ позволяют считать, что положение кислых вулканитов структурно ниже кварцито-сланцевой толщи или их неоднократное чередование скорее всего связаны с более поздними деформациями, которые наиболее интенсивно проявлены в западной и северной частях Актау-Моинтинского массива. Здесь отличительными особенностями структуры докембрийских комплексов являются лежащие складки, на крыльях которых наблюдается перевернутая последовательность кварцито-сланцевых и вулканогенных толщ и чешуйчатые надвиги с повторением по ним одних и тех же элементов разреза. В восточной части массива деформации и метаморфизм докембрийских комплексов проявлены значительно слабее и здесь сохраняются первичные соотношения кварцито-сланцевой толщи и кислых вулканитов.

Данные о возрастах обломочных цирконов из кварцитов позволяют считать, что основными источниками сноса при накоплении кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива являлись комплексы мезопротерозойского, палеопротерозойского, неоархейского и, в гораздо меньшей степени, мезоархейского возраста.

Результаты Lu–Hf изучения обломочных цирконов из кварцито-сланцевых толщ показывают широкие вариации значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -14.9 до +11.4 и модельных возрастов $t_{\text{Hf}}(C)$ 1.34–3.69 млрд лет. На преобладание палеопротерозойских комплексов в источниках обломочного материала указывают и данные об изотопном составе Nd кварцитов и сланцев ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от -2.1 до -8.5; $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.7\text{--}2.3$ млрд лет), представляющие усредненную характеристику комплексов, подвергшихся эрозии.

Наиболее молодая популяция цирконов имеет мезопротерозойские (Ectasian) оценки возрастов (~1150–1400 млн лет), характеризующиеся преимущественно положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (-1.8...+11.3). В западной части Центрально-Азиатского пояса комплексы, которые могли бы являться источниками таких цирконов, не обнаружены, однако обломочные цирконы с подобными характеристиками преобладают в кварцито-сланцевых толщах докембрийских массивов Северного Казахстана (Kovach et al., 2017). Позднемезопротерозойские (~1100–1200 млн лет) гранитоиды и кислые вулканиты широко распространены в пределах Кокчетавского, Ишкеольмесского, Исыккульского массивов и Китайского Центрального Тянь-Шаня (Третьяков и др., 2011a, b; Туркина и др., 2011; Дегтярев и др., 2011; Glorie et al., 2015; Kröner et al., 2013; Liu et al., 2014). Однако эти породы не могут рассматриваться в качестве источников обломочного материала при накоплении кварцито-сланцевых толщ, так как акцессорные цирконы в гранитах характеризуются низкими отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -3.8 до -17.1 (Glorie et al., 2015).

Цирконы с раннемезопротерозойскими (Calymmian) оценками возрастов (~1400–1600 млн лет), характеризуются значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -5.7 до +11.4. Комплексы, которые могли быть источниками подобных цирконов, выявлены в восточной части Китайского Центрального Тянь-Шаня и в докембрийских блоках Бейшаня, где распространены гранитоиды с возрастными ~1400–1450 млн лет. Акцессорные цирконы в них имеют положительные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (-2.6... +13.9) при модельных возрастах $t_{\text{Hf}}(C) = 1400\text{--}2170$ млн лет (He et al., 2015; Yuan et al., 2015, 2019).

Цирконы палеопротерозойского (1600–2000 млн лет) и неоархейского (2400–2800 млн лет) возраста имеют широкие вариации $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ (-14.9...+10.0). В западной части ЦАСП источниками цирконов такого возраста могли быть метаморфизованные гранитоиды и

ортогнейсы, известные в пределах Жельтавского (~1850 и ~2200 млн лет) и Срединно-Тяньшаньского (~1850 и ~2320 Млн лет) массивов. Изотопный состав Nd этих гранитоидов ($\epsilon\text{Nd}(t) -1.2...-6.6$, $t\text{Nd}(\text{DM}) = 2.7-2.6$ млрд лет) позволяет считать их производными неоархейской континентальной коры (Третьяков и др., 2016, Kröner et al., 2007, 2017). Палеопротерозойские и неоархейские образования широко представлены среди комплексов фундамента Сибирского, Восточно-Европейского, Северо-Китайского или Таримского кратонов, обрамляющих ЦАСП. Поэтому эти комплексы также могут рассматриваться в качестве источников раннедокембрийских цирконов в кварцито-сланцевых толщах Актау-Моинтинского массива (Zhai, 2004; Xiong et al., 2009; Zhao et al., 2010).

Грубообломочные толщи

Наиболее молодой статистически значимый максимум возрастов обломочных цирконов из грубообломочных пород кенелинской свиты позволяет предполагать, что накопление этой свиты началось не ранее 908 млн лет, в то время как накопление бейэпшинской свиты началось не ранее 902 млн лет.

Наиболее молодая популяция обломочных цирконов из пород кенелинской и бейэпшинской свит составляет около 900 млн лет, для которых получены единичные значения $\epsilon\text{Hf}(t) +3.1$ и $+6.9$ и модельные возрасты $t\text{Hf}(C) = 1474$ и 1259 млн лет, соответственно (Рис. 9). Источниками цирконов такого возраста, вероятно, могли служить неопротерозойские вулканиты алтынсынганской свиты, возраст которой составляет около 920 млн лет (Третьяков и др. 2015).

Так как среди основных источников сноса бейэпшинской свиты преобладали комплексы раннепротерозойского возраста, а в обломках всегда присутствует полевошпатовый материал, то, вероятно, накопление этой свиты происходило в основном за счет разрушения вулканитов алтынсынганской свиты. Об этом также свидетельствует сходство петрогеохимических особенностей аркозов бейэпшинской свиты и кислых вулканитов алтынсынганской свиты.

Для пород кенелинской свиты характерен кварцитовый и кварцевый состав обломков и широкий возрастной диапазон обломочных цирконов. Кроме того, в некоторых разрезах кенелинской свиты описаны прослои туфов кислого состава (Зайцев, Хераскова, 1979), а кристаллы цирконов наиболее молодой популяции не окатаны и имеют длиннопризматический габитус. Более древняя популяция цирконов, вероятно, образовалась в результате разрушения и размыва нижележащих кварцитовых толщ. На размыв последних указывают и полученные близкие распределения возрастов обломочных цирконов кварцито-сланцевых толщ киикской и верхнеатакусуйской серий Актау-Моинтинского массива.

Таким образом, породы кенелинской свиты являются отдельной стратиграфической единицей и не могут быть сопоставлены с кварцитовыми конгломератами в основании алтынсынганской свиты, как предполагал В.Д. Вознесенский (1971). Накопление кенелинской свиты, по-видимому, протекало одновременно с образованием кислых вулканитов раннего неопротерозоя (около 920 млн лет) главным образом за счет размыва более древних кварцито-сланцевых толщ. Накопление аркозовых песчаников и конгломератов бейэпшинской свиты происходило после формирования кислых вулканитов раннего неопротерозоя и за счет их разрушения.

Состав и формационная принадлежность комплексов питающей провинции

Результаты петро-геохимического изучения терригенных толщ Актау-Моинтинского массива показали, что только сланцы айкарлинской свиты относятся к петрогенным отложениям (породы типа «first cycle rock»), а кварциты актауской и кабантауской свит – к литогенным (породы типа «second cycle rock»).

Отличительной петрографической характеристикой проанализированных терригенных пород актауской и кабантауской свит является присутствие кварцевого обломочного материала хорошей степени окатанности и сортировки. Данная особенность может свидетельствовать о переносе на большие расстояния и/или об участии в более чем одном седиментационном цикле. Это также видно на диаграмме отношений Th/Sc – Zr/Sc, где фигуративные точки составов кварцито-сланцевых толщ располагаются вдоль тренда перемыва осадков (Рис. 3Б).

Отличительной чертой изученных цирконов из кварцито-сланцевых толщ является окатанная или полуокатанная форма, что свидетельствует либо об их длительной транспортировке, либо о неоднократном переотложении. Тем не менее, помимо цирконов среди минералов тяжелой фракции в кварцито-сланцах присутствуют амфиболы, пироксены и др., являющиеся неустойчивыми при длительном переносе и/или неоднократном перемыве. Вероятнее всего привнос этого материала произошёл на последней стадии переотложения осадков, что позволило ему не разрушиться в дальнейшем.

Литогенная природа осадков не позволяет расшифровать состав пород источников сноса, однако акцессорные минералы из терригенных отложений могут дать представление об исходных породах в области сноса.

Минералогическое изучение тяжелой фракции из кварцитов актауской и кабантауской свит Актау-Моинтинского массива в совокупности с U-Pb и Lu-Hf исследованиями обломочных цирконов (Kanygina et al., 2021; Каныгина и др., 2020), позволяет выделить два генетически различных источника кластического материала.

Источник первого типа представлен магматическими породами кислого и основного состава. Об участии кислых пород в строении питающей провинции свидетельствуют изученные обломочные цирконы с сохранившейся осцилляторной зональностью и расплавленными включениями, для которых характерны положительные значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ и высокие Th/U (> 0.5) отношения. Химический состав турмалина, присутствующего среди минералов тяжелой фракции, предполагает также кислый состав его магматического источника. Об участии пород кислого состава в строении питающей провинции свидетельствуют слабодифференцированные спектры распределения РЗЭ и отрицательная Eu аномалия пород айкарлинской, актауской и кабантауской свит и полученные отношения Th/Sc, Th/Co, La/Co и La/Sc, находящиеся в интервале значений, характерных для терригенных пород, образованных при разрушении гранитоидов (Cullers, 2000).

Первичный нормативный минеральный состав пород айкарлинской, актауской и кабантауской свит показал наличие хлоритовой компоненты, что указывает на присутствие в строении питающей провинции пород основного состава. Амфиболы и пироксены в тяжелой фракции также скорее всего связаны с данным источником, однако на данный момент без проведения дополнительных исследований это подтвердить невозможно.

Источник второго типа представлен метаморфическими породами. На присутствие среди пород питающей провинции метаморфических образований указывают составы рутилов, характерные для метаосадочных пород и в меньшей степени для метабазитов. Полученные значения температуры (425 до 773°C) формирования метаморфических пород

источника отвечают условиям низких, умеренных и высоких ступеней метаморфизма. Этот вывод подтверждают и полученные составы гранатов.

Таким образом, близкие петро-геохимические и минералогические характеристики отложений из разных частей Актау-Моинтинского массива подтверждают сделанный ранее вывод о существовании одной кварцито-сланцевой толщи в пределах данного массива, образовавшейся за счет эрозии комплексов одной питающей провинции. В ее строении участвовали метаморфические комплексы, среди которых были распространены как метаосадочные разности, так и продукты метаморфизма магматических пород основного состава. Магматические комплексы питающей провинции были представлены преимущественно породами кислого и, вероятно, основного состава. Ранее подобные выводы были получены для кварцито-сланцевых толщ Кокчетавского массива Северного Казахстана (Каныгина и др., 2017).

Ассоциация метабазитов и метапелитов умеренных и высоких ступеней метаморфизма, а также кислых магматических пород, сформированных при участии различных источников, наиболее типична для коллизионных орогенов. Учитывая присутствие в кварцито-сланцевых толщах Актау-Моинтинского массива популяции обломочных цирконов с мезо-палеопротерозойскими оценками возрастов, можно предполагать, что формирование комплексов питающей провинции было связано с процессами гренвильской орогении.

ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ АКТАУ-МОИНТИНСКОГО МАССИВА

В результате U-Pb и Lu-Hf изучения обломочных цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива было установлено, что их основные источники были представлены комплексами мезо-, палеопротерозойского, неoarхейского и, в меньшей степени, мезоархейского возраста с разной коровой предысторией. Изотопный состав Nd кварцитов и сланцев ($\epsilon Nd(t) = -8.5 \dots -2.1$; $tNd(DM) = 1729-2355$ млн лет) свидетельствует о том, что преобладающими в источниках сноса являлись палеопротерозойские комплексы, которые на современном эрозионном срезе в западной части ЦАСП распространены крайне ограниченно. Поэтому можно предполагать, что палеопротерозойские образования были или полностью эродированы, или погребены под более молодыми толщами.

Выполненные ранее исследования обстановок седиментации кварцитов и сланцев показало, что их накопление происходило в тектонически стабильных обстановках в отсутствие расчлененного рельефа при интенсивном выветривании комплексов питающей провинции (Гвоздик, 1978, 1980). В этих условиях хорошая окатанность кварца и цирконов может быть обусловлена не дальностью их переноса, а неоднократным переотложением.

Вероятно, источники сноса располагались относительно недалеко от области седиментации и обломочные цирконы в кварцито-сланцевых толщах Актау-Моинтинского массива происходят из комплексов, слагающих погребенную часть его фундамента. Об этом свидетельствуют полученные ранее результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований вулканитов алтынсынганской и уркендеуской свиты, и гранитоидов узунжалского комплекса ($TNd(DM) = 1.9-1.7$ млрд лет, $\epsilon Nd(T) = -1.9 \dots -3.5$), указывающие на образование исходных для них расплавов при плавлении пород континентальной коры палеопротерозойского возраста (Третьяков и др., 2015). Кроме того, изотопный состав Nd палеозойских гранитоидов Актау-Моинтинского массива ($TNd(DM)$

= 1.11–1.46 млрд лет, $\epsilon\text{Nd}(T) = -0.1 \dots -3.5$) указывает на протерозойский возраст их корового источника (Дегтярев и др., 2016).

Поэтому обломочные цирконы в кварцито-сланцевых толщах Актау-Моинтинского массива скорее всего происходят из комплексов, слагающих погребенную часть его фундамента, и результаты U–Pb геохронологического и Lu–Hf изотопно-геохимического изучения цирконов из этих пород могут быть использованы для реконструкции донеопротерозойской эволюции этого массива и его ближайшего обрамления.

Большая часть изученных обломочных цирконов представлена разностями с выраженной магматической зональностью и высокими Th/U (более 0.2) отношениями во всех возрастных группах, что указывает на их магматический генезис (Hoskin and Schaltegger, 2003). Исходя из этого, полученные Lu–Hf изотопные данные являются отражением как процессов формирования ювенильной континентальной коры, так и магматического рециклинга более древних коровых образований (Taylor and McLennan, 2009; Condie, 2011; Dhuime et al., 2011).

Полученные U–Pb данные позволяют выделить три основных этапа в донеопротерозойской эволюции коры Актау-Моинтинского массива и его ближайшего обрамления: неoarхейский (~2.5–3.4 млрд лет), палеопротерозойский (~1.5 – 2.0 млрд лет) и мезопротерозойский (~1.20–1.50 млрд лет).

Цирконы палеопротерозойского и неoarхейского возраста характеризуются широким диапазоном значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ (–14.9...+10.0) и Th/U (0.02–5.8), что свидетельствует о формировании в течение этого времени магматических комплексов из источников с разной коровой предысторией. Становление комплексов с цирконами, имеющими положительные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ и высокие Th/U (0.2 – 2, реже до 5), происходило при преобладающем влиянии ювенильного источника. В то же время цирконы с отрицательными значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$ и Th/U (0.1 – 2, реже до 3) являются типичными для производных коровых источников (Hoskin and Schaltegger, 2003). Поэтому можно предполагать, что в течение неoarхея и палеопротерозоя происходило как наращивание континентальной коры, так и магматический рециклинг более древних, в том числе донеoarхейских, коровых образований. Участие донеoarхейских комплексов в строении низких горизонтов коры Актау-Моинтинского массива подтверждается присутствием детритовых цирконов с мезо- и палеoarхейскими конкордатными оценками возраста, а также модельными возрастами Hf ($t\text{Hf}(C) = 2.80\text{--}3.69$ млрд лет) у более молодых цирконов.

Цирконы с мезопротерозойскими (~1.2–1.5 млрд лет) оценками возрастов обладают в основном положительными значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$ до +12.2 и Th/U от 0.1 до 0.8, что указывает на ювенильную природу их источников. Близкие к U–Pb оценкам модельные возрасты ($t\text{Hf}(C) = 1.34\text{--}1.92$ млрд лет), свидетельствуют о наращивании континентальной коры массива в это время. Часть цирконов этого возраста имеет умеренно отрицательные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ (–2.5...–0.9) и модельные возрасты $t\text{Hf}(C) = 1.87 - 2.17$ млрд лет. Присутствие этих цирконов может указывать на существование магматических образований, возникших в результате переработки палеопротерозойских коровых комплексов.

Неопротерозойский этап гранитоидного магматизма с возрастом 920 млн лет, при участии палеопротерозойского корового источника, завершает формирование континентальной коры Актау-Моинтинского массива.

Одновременно протекало накопление грубообломочных пород кенелинской свиты, о чем свидетельствуют обломочные цирконы с положительными значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$,

высокими Th/U (0.9-0.61) и возрастом ~ 910 млн лет. После Актау-Моинтинский массив был перекрыт терригенно-карбонатным чехлом.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о длительной эволюции докембрийской коры Актау-Моинтинского массива в течение мезоархея - неопротерозоя. Основные этапы роста континентальной коры были связаны с тектономагматическими процессами в неоархее, палео- и мезопротерозое. Формирование ювенильной континентальной коры в основном происходило одновременно с магматической переработкой комплексов более древней коры и только в середине мезопротерозоя преобладало ювенильное корообразование.

ПОЛОЖЕНИЕ АКТАУ-МОИНТИНСКОГО МАССИВА ОТНОСИТЕЛЬНО ДРУГИХ МАССИВОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦАСП

Поздненеопротерозойские – ранненеопротерозойский комплексы широко распространены в пределах докембрийских массивов западной части ЦАСП. Анализ обстановок седиментации осадочных толщ, возрастов и природы источников сноса, а также сравнение магматической истории массивов позволяет реконструировать их взаимоотношения друг с другом и крупными кратонами.

По строению разрезов и обстановкам осадконакопления изученные комплексы Актау-Моинтинского массива наиболее близки к кварцито-сланцевым толщам Кокчетавского, Ишкеольмесского и Еремантау-Ниязского массивов Северного Казахстана и Исыккульского массива Северного Тянь-Шаня (Рис. 10А,Б,В) (Гвоздик, 1980; Филатова и др., 1988; Дегтярев и др., 1998; Degtyarev et al., 2017). Накопление этих толщ началось около 1.1 млрд назад, а их источниками являлись мезопротерозойские, палеопротерозойские, неоархейские комплексы (Рис. 10А,Б,В) (Kovach et al., 2017; Алексеев и др., 2020). При этом почти все цирконы из кварцито-сланцевых толщ массивов Северного Казахстана характеризуются высокими положительными значениями ϵ_{Hf} , типичными для материнских пород с относительно короткой коровой историей (Рис. 11Б) (Kovach et al., 2017). Сравнение возрастов обломочных цирконов в кварцито-сланцевых толщах Актау-Моинтинского массива, массивов Северного Казахстана и Исыккульского массива показывает их близкие диапазоны (Рис. 10А,Б,В). Однако для толщ Актау-Моинтинского массива характерно существенное преобладание мезо-палеопротерозойских (1400-1800 млн лет) обломочных цирконов, а для массивов Северного Казахстана и Исыккульского массива – мезопротерозойских (1200-1500 млн лет) обломочных цирконов. Мезопротерозойские цирконы в кварцито-сланцевых толщах рассматриваемых массивов имеют в основном положительные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ до +12.7 и одинаковые модельные возрасты ($t_{\text{Hf}}(C) = 1.2-2.0$ млрд лет) (Рис. 11А,Б). В то же время более древние цирконы в кварцитах Актау-Моинтинского массива характеризуются значительно большим (от – 14 до + 11) диапазоном значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, чем цирконы в кварцитах массивов Северного Казахстана (в основном от 0 до +11) (Рис. 11А).

Близкие по строению и возрасту кварцито-сланцевые и кварцито-сланцево-карбонатные толщи развиты в пределах Илийского блока и Китайского Центрального Тянь-Шаня (Рис. 10Г,Д). Обломочные цирконы здесь имеют подобные распределения возрастов и значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (Рис. 11В,Г). Накопление толщ этих массивов началось около 1000 млн лет, а основными источниками сноса являлись мезопротерозойские, палеопротерозойские и неоархейские комплексы (Huang, 2017; Z. Huang et al., 2019; H. Huang et al., 2019). Эти данные позволили считать, что в позднем мезопротерозое–раннем

неопротерозое Илийский блок и Китайский Центральный Тянь-Шань представляли собой единый континентальный блок (Huang, 2017; Z. Huang et al., 2019; H. Huang et al., 2019). Распределения возрастов и значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ в цирконах из кварцито-сланцевых и кварцито-сланцево-карбонатных толщ Илийского блока, Китайского Центрального Тянь-Шаня и Актау-Моинтинского массивов наиболее близки друг к другу. В этих массивах выделяются синхронные этапы формирования континентальной коры в донеопротерозойское время (Huang, 2017; Z. Huang et al., 2019; H. Huang et al., 2019). Отличительной чертой все трех массивов является широкое распространение раннепротерозойских (~900 млн лет) магматических комплексов (Третьяков и др., 2015; Degtyarev et al., 2017; Wang et al., 2014a; Zhu et al., 2019; Chen et al., 2009; Yang et al., 2008; Gao et al., 2015; Huang et al., 2014; Z.-M. Wang et al., 2014).

Таким образом, особенности строения разрезов, обстановок седиментации, возрастной диапазон и характер источников сноса кварцито-сланцевых толщ позднего мезопротерозоя-раннего неопротерозоя свидетельствует о близости Актау-Моинтинского, Илийского, Китайского Центрального Тянь-Шаня, Кокчетавского, Ишкеольмесского, Ерементау-Ниязского и Исыккульского массивов, вероятно, составлявших в это время единый континентальный блок. Различия в параметрах домезопротерозойских обломочных цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива и массивов Северного Казахстана могут объясняться большой площадью источников сноса, которые на разных участках были сложены комплексами с различной коровой предысторией.

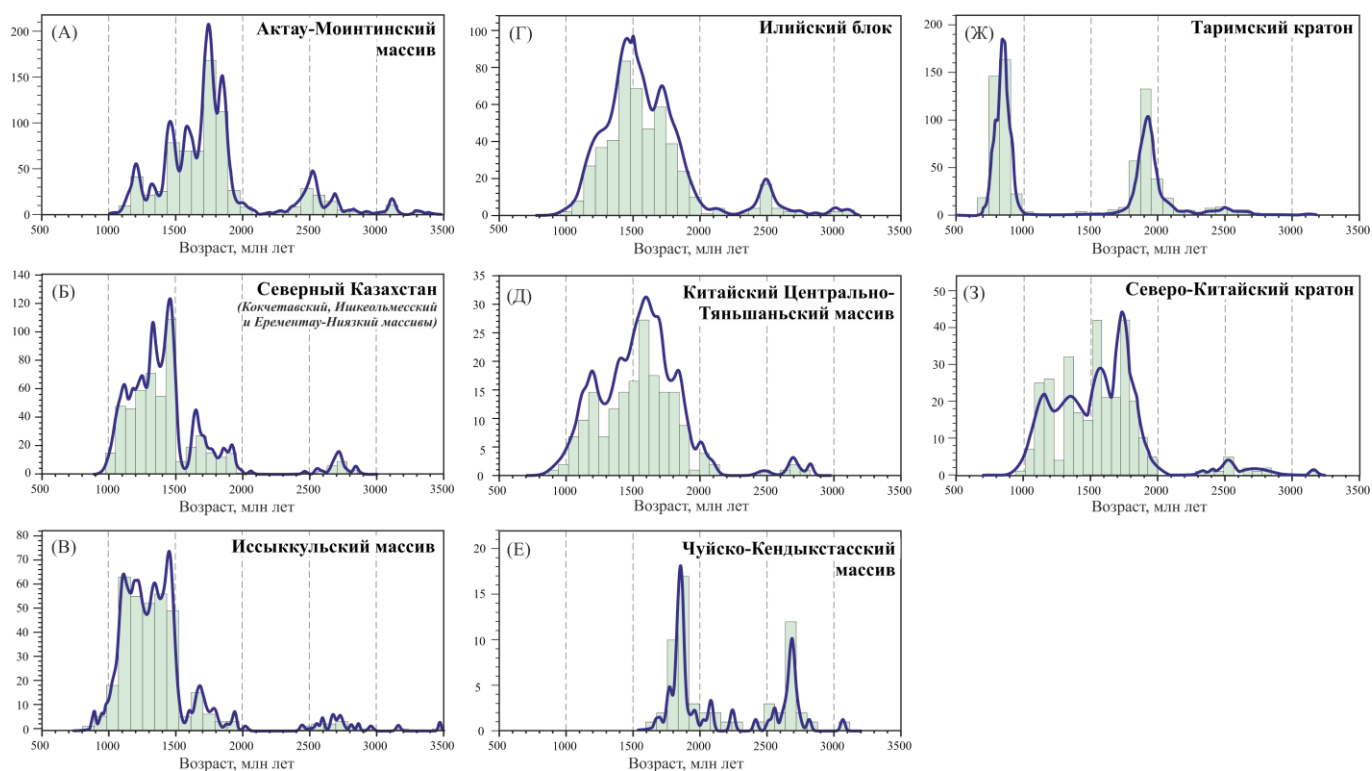


Рис. 10. Распределение возрастов обломочных цирконов из позднепротерозойских – раннепротерозойских комплексов (А) Актау-Моинтинского массива, (Б) Северного Казахстана (Kovach et al., 2017), (В) Исыккульского массива (Алексеев и др., 2020), (Г) Илийского блока (Huang et al., 2019a), (Д) Китайского Центрального Тяньшаньского массива (Huang et al., 2019b), (Е) Чуйско-Кендыктасского массива (Каныгина и др., 2019), (Ж) Таримского кратона (He et al., 2014a, 2014b), (З) Северо-Китайского кратона (Liu et al., 2017).

Сравнение позднемезозопротерозойско-раннеопротерозойских комплексов Актау-Моинтинского массива с позднедокембрийскими образованиями Улутау-Моюнкумской группы (Чуйско-Кендыктаский, Каратау-Таласский, Ишим-Срединно-Тяньшаньский) показывает их существенные различия (Degtyarev et al., 2017). В пределах этих массивов отсутствуют позднемезозопротерозойско-раннеопротерозойские осадочные и магматические комплексы, но широко распространены позднеопротерозойские (830-750 млн лет) вулканические, вулканогенно-осадочные толщи и гранитоиды (Degtyarev et al., 2017). Кварцито-сланцевые толщи выявлены только на небольшом участке в пределах Чуйско-Кендыктаского массива, их накопление началось около 1700 млн лет, а в источниках сноса в них преобладали палеопротерозойские (1800-2000 млн лет) и неоархейские (2600 млн лет) комплексы (Рис. 10Е) (Каныгина и др., 2019). Эти данные свидетельствуют о разобщенности Актау-Моинтинского массива и Улутау-Моюнкумской группы, по крайней мере в течение позднего мезопротерозоя-раннего неопротерозоя.

Такие же отличия отмечаются при сравнении распределений возрастов обломочных цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива и из раннеопротерозойских осадочных толщ северной части Таримского кратона (Рис. 10Ж) (например, Zhu et al., 2011; He et al., 2014 a,b; Zheng et al., 2020).

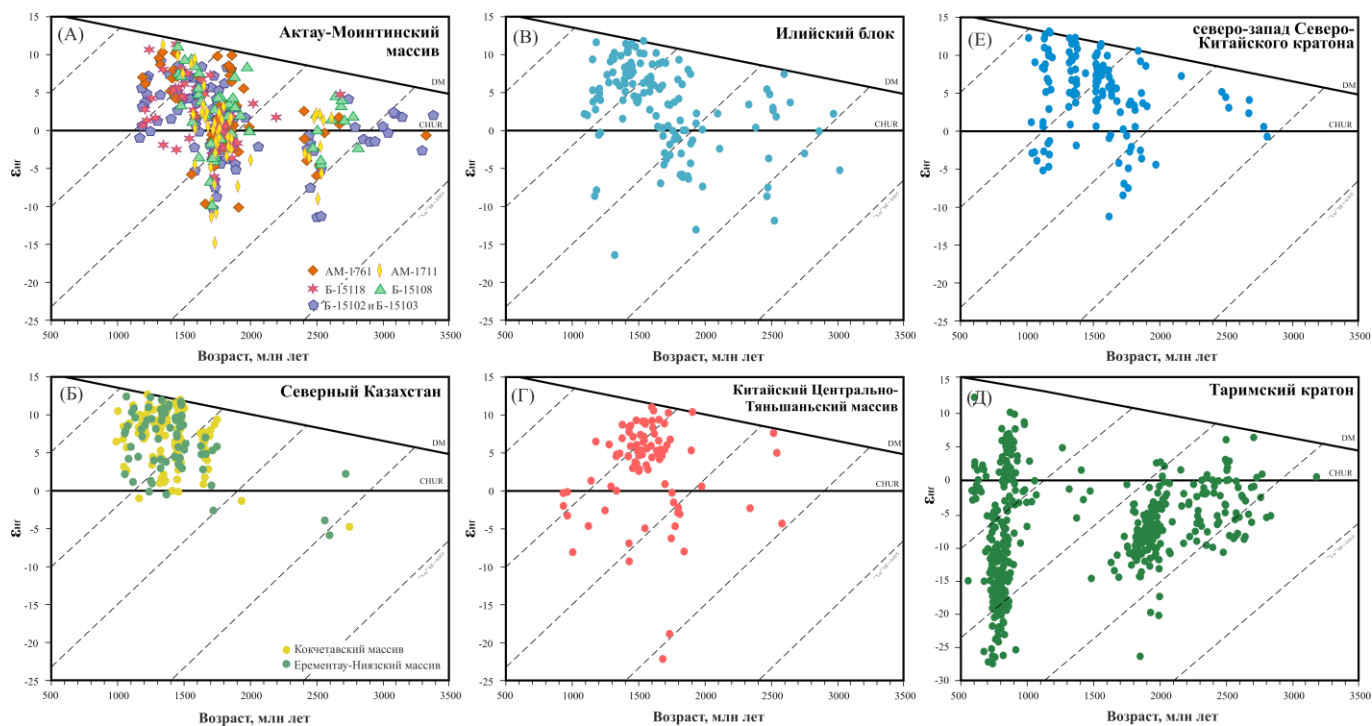


Рис. 11. Диаграмма зависимости ϵ_{Hf} –Возраст (млн лет) для обломочных цирконов из позднеопротерозойских – раннеопротерозойских комплексов (А) Актау-Моинтинского массива, (Б) Северного Казахстана (Kovach et al., 2017), (В) Илийского блока (Huang et al., 2019a), (Г) Китайского Центрального Тяньшанского массива (Huang et al., 2019b), (Д) Таримского кратона (He et al., 2014a, 2014b), (Е) Северо-Китайского кратона (Liu et al., 2017).

В этих толщах почти отсутствуют обломочные цирконы с возрастными 1200 - 1700 млн лет, которые в большом количестве представлены в кварцито-сланцевых толщах Актау-Моинтинского массива (Рис. 10А). Значения $\epsilon_{Hf}(t)$ обломочных цирконов Актау-Моинтинского массива существенно отличаются от таковых в цирконах из осадочных

пород Таримского кратона (Рис. 11А,Д) (He et al., 2014a,b). Характерной особенностью Таримского кратона является широкое проявление позднепротерозойского (820-750 млн лет) магматизма (Zhang et al., 2007; Long et al., 2011; Xu et al., 2005; Zhang et al., 2009), отсутствующего в пределах Актау-Моинтинского массива. Для Таримского кратона на протяжении неогархей-палеопротерозоя характерно преобладание процессов переработки более древней коры (He et al., 2014 a,b, Zheng et al., 2020), в то же время в эволюции Актау-Моинтинского массива существенную роль играли процессы наращивания континентальной коры, проходившие одновременно с магматическим рециклингом более древних коровых образований. Это отражает отсутствие связи между Актау-Моинтинский массивом и Таримским кратоном.

Сравнение данных по обломочным цирконам из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива и из одновозрастных осадочных толщ северо-запада Северо-Китайского кратона показывает значительное сходство возрастных диапазонов и характеристики изотопного состава Hf (Рис. 103, 11Е) (С. Liu et al., 2017). Эти данные могут свидетельствовать о близости рассматриваемых блоков в конце мезопротерозоя - начале неопротерозоя. Однако принадлежность Северо-Китайского кратона к Родинии и его положение в составе этого суперконтинента является предметом длительных дискуссий (Daiziel, 1991; Hofman, 1991; Torsvik, 2003; S. Zhang et al., 2006; Li et al., 2008; Fu et al., 2015; Zhao et al., 2018). Эта неопределенность не позволяет судить о положении Актау-Моинтинского и других массивов в структуре Родинии на основании их тектонического родства с Северо-Китайским кратоном без дополнительных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Результаты U–Pb и Lu–Hf изотопно-геохронологического изучения обломочных цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива, занимающих различное структурное положение по отношению к кислым вулканитам раннего неопротерозоя, позволяют считать эти толщи фрагментами единой осадочной последовательности. На это указывают высокие степени сходства и перекрытия конкордантных оценок возрастов обломочных цирконов из кварцитов. Кварцито-сланцевые толщи являются наиболее древними докембрийскими образованиями Актау-Моинтинского массива, накопление которых началось не ранее 1150 млн лет и продолжалось до начала формирования кислых вулканитов с возрастом ~920–925 млн лет. Различное структурное положение кварцито-сланцевых толщ по отношению к кислым вулканитам, установленное в различных частях Актау-Моинтинского массива, связано с последующими деформациями, которые привели к формированию лежащих складок, осложненных чешуйчатыми надвигами.

2. Грубообломочные породы кенелинской свиты накапливались одновременно с образованием кислых вулканитов раннего неопротерозоя (около 920 млн лет) в основном за счет размыва более древних кварцито-сланцевых толщ. Накопление аркозовых песчаников и конгломератов бейэпшинской свиты происходило после формирования кислых вулканитов раннего неопротерозоя и исключительно за счет их разрушения.

3. В строении области сноса кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива участвовали метаморфические комплексы, среди которых были распространены как метаосадочные разности, так и продукты метаморфизма магматических пород основного состава. Формирование этих комплексов происходило в диапазоне температур достигающей амфиболитовой – эклогитовой фаций метаморфизма. Магматические

комплексы питающей провинции были представлены преимущественно породами кислого и, вероятно, основного состава.

4. Докембрийская кора Актау-Моинтинского массива имела длительную эволюцию. Основные этапы ее роста были связаны с тектономагматическими процессами в неорархее, палео- и мезопротерозое. Формирование ювенильной континентальной коры в основном происходило одновременно с магматической переработкой комплексов более древней коры и только в середине мезопротерозоя преобладало ювенильное корообразование.

5. Особенности строения разрезов, обстановок седиментации, возрастной диапозон и характер источников сноса кварцито-сланцевых толщ позднего мезопротерозоя-раннего неопротерозоя свидетельствуют о близости Актау-Моинтинского, Илийского, Китайского Центрального Тянь-Шаня, Кокчетавского, Ишкеольмесского, Ерементау-Ниязского и Иссыккульского массивов, вероятно, составлявших в это время единый континентальный блок, и показывают их существенные различия с позднедокембрийскими образованиями Улутау-Моюнкусской группы (Чуйско-Кендыктасский, Каратау-Таласский, Ишим-Срединно-Тяньшаньский) и Таримским кратоном.

Список основных публикаций автора по теме диссертации:

1. Kanygina N., Tretyakov A., Degtyarev K., Kovach V., Skuzovatov S., Pang K.-N., Wang K.-L., Lee H.-Y. Late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // Precambrian Research. 2021. V. 354. № 106040
2. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Pang K.-N., Wang K.-L., Lee H.-Y. Кварцито-сланцевые толщ Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан): структурное положение, источники сноса, основные этапы формирования континентальной коры в докембрии // Геотектоника. 2020. № 2. С. 75–93
3. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Ковач В.П., Дегтярев К.Е., Ван К.Л., Котов А.Б. Первые результаты изучения обломочных цирконов из позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан) // Докл. АН. 2018. Том 479. № 3. С. 293-297.

Публикации автора, близкие теме диссертации:

1. Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Жимулев Ф.И., Прошенкин А.И. Первые результаты изучения обломочных цирконов из позднедокембрийских грубообломочных толщ Улутауского массива (Центральный Казахстан) // Докл. АН, 2018, Том. 483, № 1, С. 74-77
2. Каныгина Н. А., Третьяков А. А., Дегтярев К. Е., Пан К.-Н., Ван К.-Л., Ли Х.-Ян, Плоткина Ю. В. Первые результаты U–Pb-изучения обломочных цирконов из докембрийских кварцито-сланцевых толщ Чуйского блока (южный Казахстан) // Докл. АН. 2019. Т. 489. № 1. С. 52–56.
3. Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Salnikova E.B., Kovach V.P., Lee H.-Y., Batanova V.G., Wang K.-L., Kanygina N.A., Kovalchuk E.V. Neoproterozoic granitoid magmatism and granulite metamorphism in the Chu-Kendyktas terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian Orogenic Belt): Zircon dating, Nd isotopy and tectono-magmatic evolution // Precambrian Research. 2019. № 332. PP. 105397

4. Третьяков А. А., Дегтярев К. Е., Каныгина Н. А., Летникова Е. Ф., Жимулев Ф. И., Ковач В. П., Данукалов Н. К., Lee H.-Y. Позднедокембрийские метаморфические комплексы Улутауского массива (Центральный Казахстан): возраст, состав и обстановки формирования протолитов // Геотектоника. 2020. № 5. С. 3–28
5. Третьяков А. А., Дегтярев К. Е., Каныгина Н. А., Данукалов Н. К. Поздненеопротерозойский возраст дифференцированных вулканогенных комплексов Улутауского массива (Центральный Казахстан): результаты U–Th–Pb (Sims)-геохронологических исследований // Доклады российской академии наук. Науки о земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 9–13

Значимые тезисы и материалы конференций:

1. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Ковальчук Е.В. Источники сноса позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщ Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан). В сборнике: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. От океана к континенту: материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. Выпуск 14. С. 106-108
2. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Ковач В.П., Дегтярев К.Е., Ван. Первые результаты U-Pb датирования и изучения Lu-Hf изотопно-геохимических характеристик обломочных цирконов из позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан). В сборнике: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. От океана к континенту: материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2017. Выпуск 15. С. 117–118
3. Kanygina N., Tretyakov A., Kovach V., Degtyarev K., Wang K.L. U-Pb ages and Hf isotopic compositions for detrital zircons for the Neoproterozoic quartzite-schist sequences of the Aktau-Mointy terranes (Central Kazakhstan). International conference in memory of Prof. Bor-Ming Jahn Asian Orogeny and Continental Evolution: New Advances from Geologic, Geophysical and Geochemical Perspectives. Taiwan. Taipei. 2017. Pp. 53-54
4. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Ковач В.П., Дегтярев К.Е., Ван К.Л., Котов А.Б. Возрасты и источники обломочных цирконов из позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан) // В сборнике: Корреляция Алтаид и Уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения. Материалы IV международной научной конференции. Институт геологии и минералогии СО РАН. 2018. С. 69-70
5. Kanygina N.A., Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Kotov A.B., Kovach V.P., Wang K.-L. Zircon age determinations of the schists from the Koyandy complex (the Zheltau terrane, Southern Kazakhstan). VII International conference of young scientists and students, information technologies in solving modern problems of geology and geophysics (15-18 October 2018) Baku, Azerbaijan, 2018. Pp.59-61
6. Каныгина Н. А., Третьяков А. А., Дегтярев К. Е., Ковач В.П., Ван К.-Л., Ли Х.-Ян. Позднедокембрийские кварцито-сланцевые толщи Актау-Моинтинского массива (центральный Казахстан): структурное положение, источники сноса, основные этапы формирования континентальной коры в докембрии. В сборнике: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. От океана к континенту: материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2019. Выпуск 17. С. 105–106

ОБРАЗЕЦ ОТЗЫВА

на автореферат диссертации Каныгиной Надежды Андреевны
«Позднедокембрийские осадочные толщи Актау-Моинтинского массива
(Центральный Казахстан): структурное положение, источники сноса, палеотектонические
обстановки формирования»,
представленной на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических
наук по специальности 25.00.01 – общая и региональная геология
Текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст,
текст, текст, текст, текст, текст, текст...

Фамилия Имя Отчество

Ученая степень

Ученое звание

Должность, структурное подразделение

Полное наименование организации (**как в Уставе**)

Адрес: 000 000, г. _____, ул. _____, д. _____

Интернет сайт организации

E-mail: _____

раб. тел.: (000) 000-0000

Я, Иванов Иван Иванович (**ФИО полностью**), даю согласие на включение моих персональных данных в документы, связанные с работой диссертационного совета и их дальнейшую обработку.

«___» _____ 2021 г.

Место печати

Подпись

Подпись Иванова И.И. заверяю (**подпись заверяется заведующим канцелярией, с указанием его должности и фамилии, и скрепляется печатью организации**).