

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ТАННУОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА ТУВЫ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОЙ ТЕРМОХРОНОЛОГИИ АПАТИТА

© 2022 г. Е. В. Ветров^{1, 2, *}, J. De Grave³, Н. И. Ветрова¹

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

²Новосибирский государственный университет,
д. 1, ул. Пирогова, 630090 Новосибирск, Россия

³Ghent University, bld. 281/S8, Krijgslaan, B-900 Ghent, Belgium

*e-mail: vetrovggdnu@yandex.ru

Поступила в редакцию 19.04.2022 г.

После доработки 18.05.2022 г.

Принята к публикации 04.07.2022 г.

Таннуольский террейн Тувы, расположенный в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, сформировался в результате островодужных и аккреционно-коллизийных событий в раннем палеозое. Дальнейшая тектоническая эволюция террейна связана с многократной реактивацией крупных, преимущественно сбросовых, разломных структур. В среднем палеозое растяжение кристаллического фундамента Таннуольского террейна привело к активному подъему базитовых расплавов по разрывным нарушениям на поверхность и формированию субшелочных магматических пород. Мезозойские и кайнозойские магматические комплексы в пределах Таннуольского террейна неизвестны, поэтому развитие тектонической истории террейна в мезозое и кайнозое возможно рассматривать только по осадочной летописи, сохранившейся в мезозойских межгорных впадинах Тувы и соседнем кайнозойском Убсунурском бассейне. Однако, этой геологической информации недостаточно для исчерпывающего рассмотрения тектонического режима региона исследования, при этом отсутствуют подтверждения современными прецизионными методами. Понимание тектонической эволюции Таннуольского террейна в мезозое–кайнозое не представляется возможным без анализа данных низкотемпературной термохронологии для пород кристаллического фундамента. В нашем исследовании проведен трековый анализ апатита из раннепалеозойских гранитоидов Таннуольского террейна для выявления этапов активизации и тектонической стабильности с привязкой к абсолютной временной шкале. Нами были получены 12 проб, для которых проведено трековое датирование апатитов. Проведенный анализ показал широкий диапазон возрастов от 83.4 ± 4.7 млн лет (поздний мел) до 35.5 ± 2.2 млн лет (поздний эоцен) при вариации значений средней трековой длины от 11.4 до 12.3 мкм. Моделирование термальной истории фундамента Таннуольского террейна, основанное на этих данных, позволило выявить три этапа тектонической активизации различной природы и интенсивности, разделенные этапами тектонического покоя, за последние ~185 млн лет: (i) ~185–135 млн лет (юра–меловой); (ii) ~90–35 млн лет (мел–палеогеновый); (iii) ~15–0 млн лет (неоген–четвертичный).

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, Таннуольский террейн, тектонические этапы, денудация, мезозой, кайнозой, трековый анализ апатита, термотектоническое моделирование

DOI: 10.31857/S0016853X22040099

ВВЕДЕНИЕ

Таннуольский террейн расположен в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). ЦАСП простирается от Северного Китая и Тарима на юге до Сибирского и Восточно-Европейского кратонов на севере и представляет собой один из крупнейших фанерозойских аккреционных орогенов в мире [49, 56]. Структуру ЦАСП можно рассматривать как сложный коллаж различных террейнов – фрагментов микро-

континентов, островодужных и аккреционных комплексов, которые были совмещены в ходе нескольких палеозойских аккреционно-коллизийных событий в связи с закрытием Палео-Азиатского океана [54–56]. Окончательное совмещение различных террейнов ЦАСП произошло в перми и сопровождалось значительной (пост)коллизийной тектономагматической активностью [54, 55].

В течение мезозоя и кайнозоя отдельные сегменты ЦАСП периодически были реактивированы

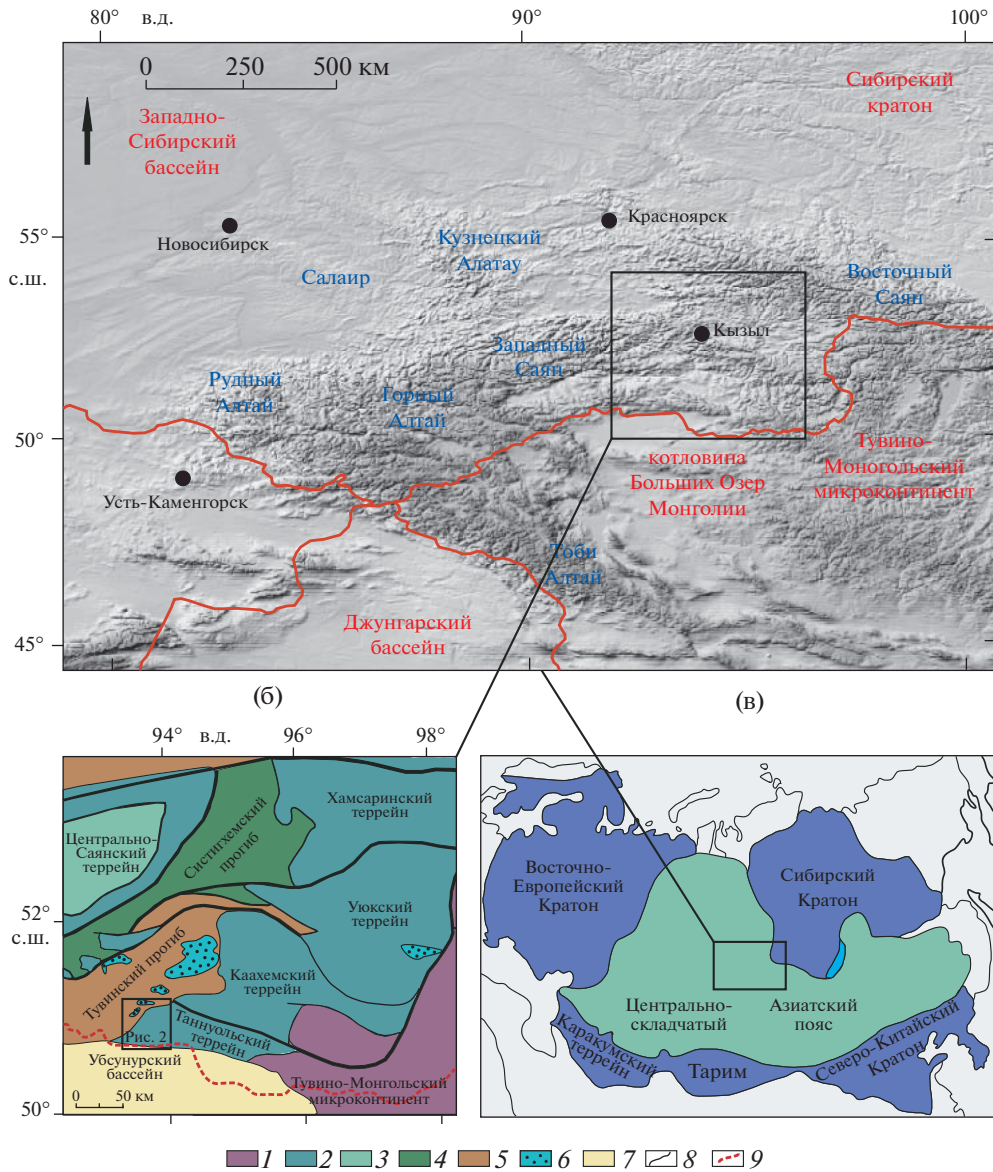


Рис. 1. Обзорная тектоническая карта-схема положения региона исследования (по данным [17], с исправлениями и дополнениями).

(а) – цифровая модель рельефа (по данным SRTM [59], проекция WGS84) северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП); (б) – Тувинский сегмент ЦАСП; (в) – Центрально-Азиатский складчатый пояс.

1 – микроконтиненты и составные террейны с позднедокембрийским–палеозойским чехлом; 2 – островодужные террейны; 3 – турбидитовые террейны; 4 – комплексы раннепалеозойских бассейнов; 5 – комплексы позднепалеозойских бассейнов; 6 – мезозойские отложения; 7 – кайнозойские отложения; 8 – разрывные нарушения; 9 – государственная граница

в ответ на тектонические события на восточной и южной окраинах Евразии. Таким образом, в результате крупномасштабной реактивации структур ЦАСП в современном рельефе преобладают внутриконтинентальные горные хребты (в основном состоящие из домезозойского кристаллического фундамента, сложенного докембрийскими и палеозойскими породами), разделенные межгорными впадинами и бассейнами, для которых характерны, главным образом, мезозойско–кай-

нозойские осадочные отложения. Кристаллические породы фундамента, как и мезозойско–кайнозойские отложения, содержат запись тектонических процессов, определивших многолетнюю эволюцию ЦАСП после финальных аккреционно-коллизийных событий (рис. 1).

Одним из современных высокоточных методов, доступных для извлечения геологической информации в течение последних ~200–150 миллионов лет, является используемая нами в исследовании

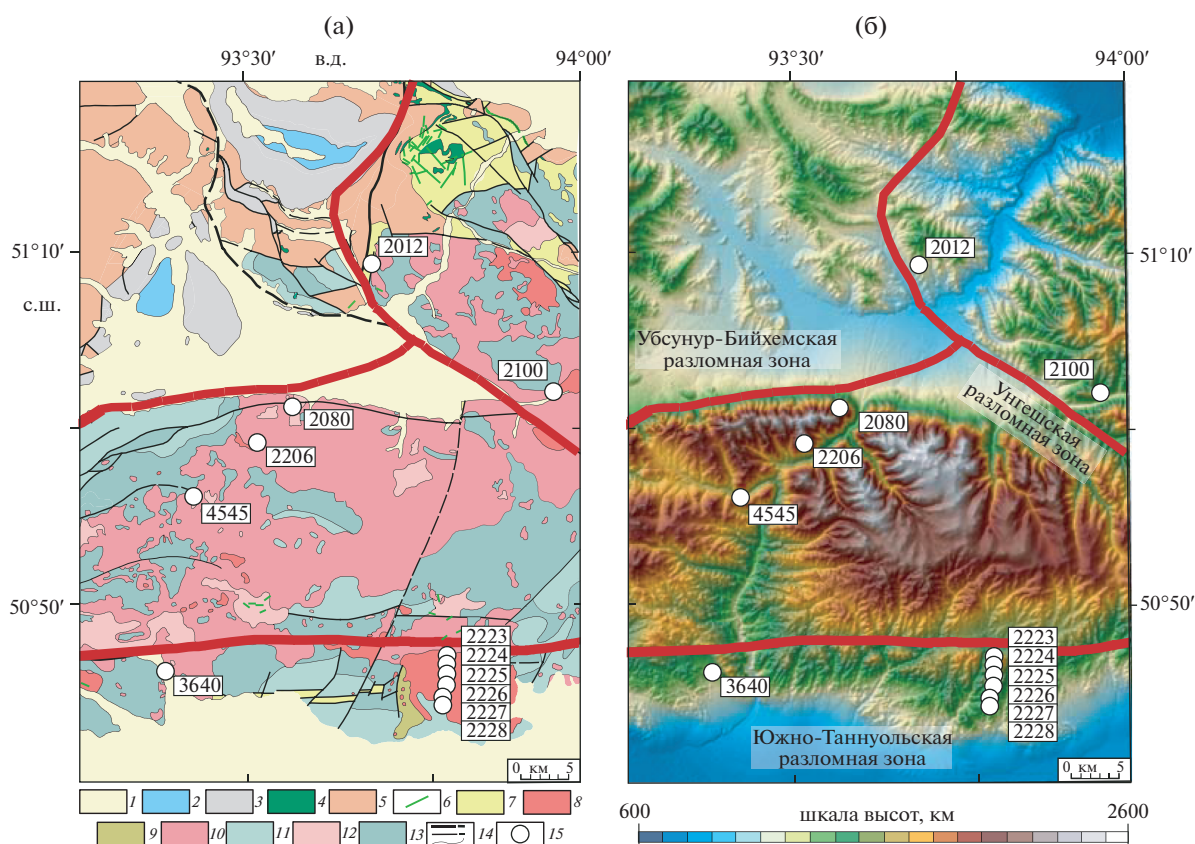


Рис. 2. Область тектономагматических событий в пределах Таннуольского террейна – Южно-Таннуольская, Унгешская и Убсунур-Бийхемская разломные зоны.

(а) – геологическая карта центральной части Таннуольского террейна (по [8], с дополнениями); (б) – цифровая модель рельефа (по данным [57], проекция WGS84).

Показаны (линия красным) разломные зоны Таннуольского террейна.

1–2 – отложения: 1 – кайнозойские, 2 – юрские; 3 – карбоновые терригенные породы; 4–6 – девонские: 1 – силлы и штоки, 5 – вулканогенные и осадочные породы, 6 – базитовые дайки; 7 – силурийские осадочные породы; 8–9 – средне-позднеордовикские пост-коллизийные: 8 – гранитоиды, 9 – вулканиты, 10 – средне-позднекембрийские аккреционно-коллизийные гранитоиды; 11–13 – раннекембрийские островодужные: 11 – вулканиты (заклительного этапа), 12 – гранитоиды, 13 – вулканиты (начального этапа); 14 – геологические границы: а – главных разломов, б – второстепенных разломов, в – между геологическими подразделениями; 15 – места отбора проб

трековая термохронология апатита (ТТА). Диапазон температур для отжига треков спонтанного деления U^{238} в апатите установлен в пределах ~ 60 – 120°C [53].

Согласно геотермальному градиенту $\sim 25^\circ\text{C}/\text{км}$, характерному для складчатых поясов [14], этот диапазон температур соответствует глубине от 2.4 до 4.8 км (верхняя кора). Такая температурная чувствительность способна уловить даже малоамплитудные тектонические движения. В нашем исследовании мы провели трековый анализ апатита с последующим численным моделированием термальной истории для раннепалеозойских гранитоидных пород Таннуольского террейна с целью детально раскрыть мезозойско-кайнозойские тектонические события в пределах северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса и сопоставить их с эволюцией смежных межгорных впадин и бассейнов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Формирование и развитие Таннуольского террейна в палеозое

Таннуольский террейн сложен раннепалеозойскими комплексами магматических пород, формировавшихся в различных геодинамических условиях – островодужных, коллизийных, пост-коллизийных. Многочисленные тектономагматические события в пределах Таннуольского террейна связаны с заложением и реактивацией крупных разломных зон, представляющих собой сбросы и сбросо-надвиги (Южно-Таннуольская, Унгешская и Убсунур-Бийхемская разломные зоны) [10] (рис. 2).

В начальные этапы раннего кембрия северные регионы ЦАСП представляли собой обширную островодужную систему с приуроченными к ней окраинными бассейнами [1, 3, 19, 25]. В это время происходило заложение Таннуольского террей-

на, связанное с формированием островодужных вулканитов и комагматичных гранитоидных и базитовых интрузий [7]. На заключительном этапе раннекембрийского развития Таннуольского террейна происходила субаквальная вулканическая деятельность, сопровождаемая формированием небольших рифовых банок в теплом мелководном бассейне.

На границе кембрия и ордовика произошло закрытие окраинноморских бассейнов, амальгамация и поэтапная аккреция островодужных террейнов к Сибирскому кратону, а затем — коллизия с докембрийскими микроконтинентами, что привело к наиболее интенсивным деформациям сформированных к этому времени палеоструктур в северных регионах ЦАСП [2]. В это время для Таннуольского террейна, как и для соседних террейнов Тувы, Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, характерны интенсивные проявления аккреционно-коллизионного преимущественно гранитоидного магматизма [1, 8, 22]. Следствием этих процессов явились гранитизация, относительная консолидация земной коры и воздымаемые территории северных регионов ЦАСП.

Менее проявленными, однако, не менее важными для тектонической эволюции Таннуольского террейна были магматические события в среднем палеозое (девон-каменноугольный период). В раннем девоне значительные тектономагматические процессы проявлялись по всей южной окраине Сибирского кратона в условиях рифтогенеза и разнонаправленной субдукции, что привело к формированию протяженного постаккреционного вулcano-плутонического пояса по окраинам бассейнов Палео-Азиатского океана [9, 26, 49].

В девон-каменноугольное время возникли рои базитовых штоков, силлов и даек, фиксирующих крупноамплитудное вертикальное и горизонтальное растяжение кристаллического фундамента Таннуольского террейна и активный подъем расплавов на поверхность [51]. Формирование этих основных плутонических тел также сопровождалось экструзией субщелочных лав, варьирующих по составу от базальтов до риолитов [23].

Мезозойские межгорные впадины такие, как Актальская, Онкажинская, Улугхемская и кайнозойский Убсунурский бассейн, расположены в непосредственной близости от Таннуольского террейна и содержат геологическую информацию о тектоническом режиме этого террейна на протяжении мезозоя и кайнозоя (см. рис. 1).

Развитие межгорных впадин в мезозое

В юрско-меловое время в северных регионах ЦАСП происходила активная перестройка тектонического режима, в результате чего формирова-

лись межгорные мезозойские впадины, наложенные на палеозойские террейны. Севернее Таннуольского террейна известна серия мезозойских впадин (см. рис. 1, б). Одной из крупнейших мезозойских впадин, сохранивших осадочную летопись, является Улугхемский бассейн, расположенный в 25–30 км к северу от Таннуольского террейна. Разрез мезозойских отложений Улугхемского бассейна показан на рис. 3.

В основании разреза Улугхемской впадины залегают раннеюрские отложения межегейской свиты. Для свиты, представленной гравием и конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и углями, предполагаются болотные условия осадконакопления [5]. Мощность межегейской свиты не превышает 200 м, раннеюрский возраст которой основан на палеоботанических данных [24].

В средней юре осадконакопление происходило в континентальных условиях аллювиальной равнины во влажных климатических условиях с развитием торфяников в начале средней юры. В это время отлагались улугхемская и каахемская свиты. Улугхемская свита мощностью от 40 до 280 м сложена конгломератами и гравием, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углем и углистыми породами. Каахемская свита имеет мощность от 250 до 500 м и представлена также конгломератами, гравием, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углем и углистыми аргиллитами. По всему разрезу фиксируются известковые и сидеритовые конкреции [4]. Среднеюрский возраст этих свит ограничивается по биостратиграфическим данным [18].

Салдамская свита средней и поздней юры мощностью от 280 до 750 м характеризуется пресноводно-озерными условиями осадконакопления с заболоченными поймами во влажном климате. Свита согласно залегает на алевролитах каахемской свиты и состоит из песчаников, алевролитов, конгломератов, аргиллитов и углей. Салдамская свита богата разнообразной среднепозднеюрской флорой и фауной, в том числе ископаемыми костями юрских динозавров (*Hypsilophodontia*, *Stegosauria*) [16].

В поздней юре-мелу обстановка осадконакопления сменилась на аллювиально-озерную в более теплом и даже засушливом климате и угленаккопление прекратилось. В это время сформировалась бомская свита, сложенная конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известковистыми конкрециями. Отложения бомской свиты имеют мощность не более 150 м и отделены эрозионными контактами и угловым несогласием от салдамской свиты. Возраст бомской свиты подтверждается палеонтологическими данными [4].

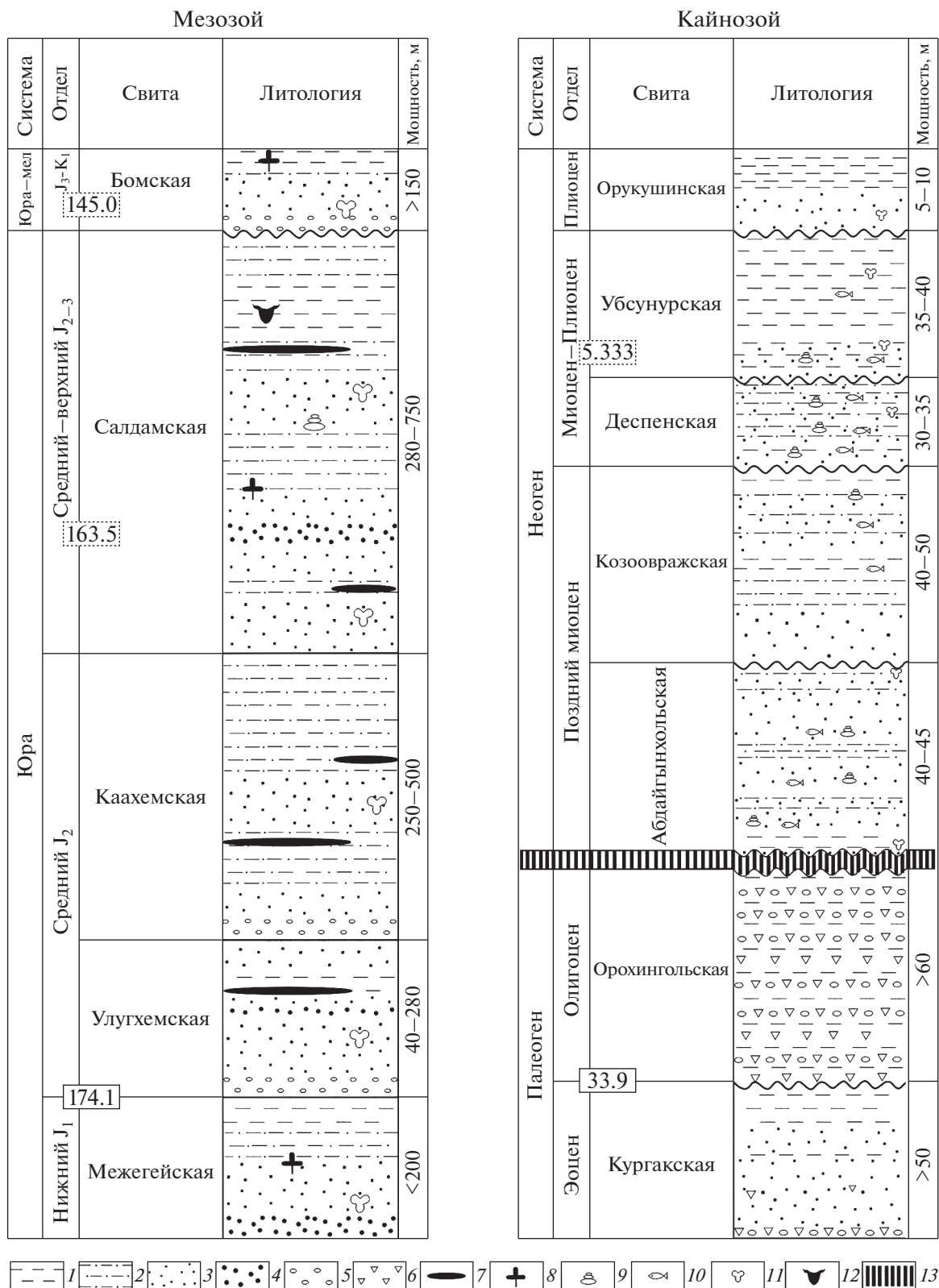


Рис. 3. Схематические стратиграфические колонки мезозойских отложений межгорных впадин Тувы и кайнозойских отложений Убсунурского бассейна. Абсолютный возраст (млн лет) границ отделов показан условно (по данным [28]). 1–7 – осадочные отложения: 1 – аргиллиты/глины, 2 – алевриты/алевриты, 3 – песчаники/пески, 4 – гравелиты/гравий, 5 – конгломераты, 6 – брекчии, 7 – каменный уголь; 8–12 – ископаемые остатки: 8 – макрофлора, 9 – континентальные беспозвоночные, 10 – кости рыб, 11 – споры и пыльца, 12 – крупные позвоночные; 13 – денудированный разрез

В меловое время (начиная с валанжина) началась пенеппенизация территории северных регионов ЦАСП с формированием кор выветривания латеритного типа в апт-альб-позднемеловой этап развития в связи со сменой климата на гумидный тропический и субтропический.

Убсунурский бассейн (северная часть) в кайнозое

Кайнозойские отложения изучены в южной части Таннуольского террейна (см. рис. 3, детальный разрез).

В эоцене и олигоцене накапливались озерно-пролювиальные отложения мощностью более 100 м, частично в виде продуктов эрозии и переотложения кор выветривания. Возраст этих кор выветривания является дискуссионным, поскольку он может быть как меловым, так и палеогеновым.

Древнейшими осадками Убсунурского бассейна в его северной части являются эоценовые отложения кургакской свиты, которые залегают с разрывом и структурным несогласием на породах палеозойского фундамента Таннуольского террейна. Кургакская свита формировалась в озерно-аллювиальных условиях, осадки представлены пестроцветными песками и глинами с галечниками в основании. Эти отложения считаются возрастным аналогом палеоценовой карачумской свиты Горного Алтая и в тоже время обнаруживают значительное сходство с пестроцветными глинисто-песчаными озерными, озерно-аллювиальными отложениями, вскрытыми скважинами в ряде впадин Монголии [6, 11, 13].

Олигоценая орохингольская свита, сложенная конглобрекчиями, брекчиями и красноцветными глинами, залегают с разрывом на отложениях кургакской свиты. Отложения орохингольской свиты характеризуются четкой грубой слоистостью, обусловленной неравномерным распределением в глинах обломочного материала. Размер обломков варьирует от первых сантиметров до первых десятков сантиметров.

В неогене в северной части Убсунурской впадины, как и во всей котловине Великих озер Западной Монголии, осадконакопление происходило в озерной обстановке [12]. В северной части Убсунурской впадины общая мощность этих отложений составляет ~200 м. Раннемиоценовые отложения в разрезе отсутствуют вследствие размыва [13].

Накопление позднемиоценовых отложений происходило в условиях теплого мелководного озера в прибрежной зоне с заболоченной растительностью. Позднемиоценовая абдайгынгольская свита сложена в основном глинами и песками озерно-аллювиального происхождения. Глина преимущественно монтмориллонитового состава, имеет отчетливую слоистость, подтверждено наличие

грязевых трещин, заполненных гипсом, что указывает на то, что отложение происходило в прибрежной среде озерной котловины. Позднемиоценовый возраст абдайгынгольской свиты основан на палеонтологических и палинологических данных [25].

В дальнейшем озеро стало более глубоким и в теплых климатических условиях сформировались отложения козовражской свиты. Эти отложения содержат значительное количество органического вещества и железомарганцевых конкреций. Фрагменты раковин моллюсков и костей рыб указывают на тропические условия в озерной и речной обстановках осадконакопления [21].

В позднем миоцене—начале плиоцена климат изменился, и осадконакопление происходило в более прохладных условиях [12]. Была сформирована деспенская свита, сложенная мелкозернистыми аркозовыми песками и серыми глинами с окаменелостями моллюсков, характерными для климата северных субтропиков. Затем следует резкое изменение гидрологического режима в бассейне озера и аридизация.

В этих изменяющихся условиях была отложена убсунурская свита, которая включает ритмичные озерные отложения с легочными моллюсками, тонкой аллювиальной галькой и конгломератами. По ископаемым остаткам возраст этой свиты можно отнести к позднему миоцену—среднему плиоцену [21]. В позднем плиоцене аридификация прогрессировала и привела к увеличению вклада золотого материала, что привело к формированию песчаной орукушинской свиты.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Трековый анализ апатита

Для исследования мезозойской—кайнозойской тектонической истории Таннуольского террейна методом трекового анализа апатита отобрано 12 проб из естественных обнажений раннепалеозойских гранитоидов кристаллического фундамента. Опробование производилось преимущественно по двум субмеридиональным профилям в интервале высот от 1145 до 1805 м. Представлена детальная информация для каждой пробы (табл. 1).

Выделение мономинеральных фракций апатита произведено по стандартной методике в лаборатории Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минеральных ресурсов (СНИИГГиМС, г. Новосибирск, Россия). Процедуры включали дробление, истирание, промывку, разделение в тяжелых жидкостях и магнитную сепарацию. Для каждой пробы вручную отобрано не менее 20 зерен апатита с наименьшим количеством включений и микротрещин. Затем эти зерна были имплантированы в эпоксидную смолу, вскрыты, приполированы и потравлены в

Таблица 1. Характеристика проанализированных проб.

| № | Проба | Долгота (в.д.) | Широта (с.ш.) | Высота (м) | Порода | Место отбора проб |
|----|-------|----------------|---------------|------------|--------------|-------------------|
| 1 | 2012 | 93°42'07.2" | 51°10'04.8" | 1249 | Гранит | пос. Хову-Аксы |
| 2 | 2100 | 93°59'9.6" | 51°02'13.2" | 1315 | Диорит | р. Кызыл-Эрик |
| 3 | 2080 | 93°33'43.2" | 51°01'30" | 1664 | Плагиогранит | р. Улуг-Сайлыг |
| 4 | 2206 | 93°30'10.8" | 50°59'20.4" | 1805 | Диорит | р. Улуг-Сайлыг |
| 5 | 4545 | 93°25'04.8" | 50°56'06" | 1768 | Гранит | р. Холу |
| 6 | 3640 | 93°22'15.6" | 50°45'32.4" | 1225 | Диорит | пос. Ак-Чира |
| 7 | 2223 | 93°48'25.20" | 50°43'22.8" | 1145 | Гранит | р. Деспен |
| 8 | 2224 | 93°48'25.20" | 50°43'51.6" | 1226 | Гранит | р. Деспен |
| 9 | 2225 | 93°48'43.20" | 50°44'34.8" | 1313 | Гранит | р. Деспен |
| 10 | 2226 | 93°48'50.4" | 50°45'14.40" | 1439 | Гранит | р. Деспен |
| 11 | 2227 | 93°48'50.4" | 50°45'50.4" | 1452 | Гранит | р. Деспен |
| 12 | 2228 | 93°48'54" | 50°46'22.8" | 1523 | Гранит | р. Деспен |

5.5 М растворе HNO_3 в течение 20 секунд при 21°C. Трековый анализ апатита выполнен в Гентском Университете (г. Гент, Бельгия) с использованием метода внешнего детектора с облучением тепловыми нейтронами [32, 37]. Приполированные шашки с зёрнами апатитов были покрыты внешним детектором из мусковита и облучены тепловыми нейтронами в реакторе № 1 в Бельгийском центре ядерных исследований (г. Мол, Бельгия). Индуцированные треки во внешнем детекторе из мусковита, полученные после облучения тепловыми нейтронами, потравлены в 40% HF в течение 40 минут при 20°C.

Анализ плотностей треков спонтанного деления и индуцированных треков, измерение трековых длин и кинетического параметра $D_{\text{пар}}$ были выполнены с использованием микроскопа Nikon Eclipse Ni-E, оснащенного камерой Nikon DS-Ri2 и программой Nikon NIS Elements Advanced Research, дополненной системой TRACKflow [49].

Для расчета трекового возраста апатита использовано значение $\zeta 281.6 \pm 5.1$ а.с.м², вычисленное с использованием возрастных стандартов — апатитов Дюранго и Туфов Рыбного Каньона (кальдера Ла-Грита, шт. Колорадо, США) с возрастными 31.4 ± 0.7 и 28.476 ± 0.064 млн лет соответственно, и стеклянных дозиметров IRMM-540.

Длины треков проанализированы по скрытым горизонтальным и субгоризонтальным (угол к кристаллографической оси с не более 5°) трекам с применением апохроматического объектива и оптического увеличения в 1250 раз. Значения средней длины трека были рассчитаны с применением системы TRACKflow [50] с использованием точного считывания микроскопом конечных точек трека и поправки на переходы оптических сред. Значения кинетического параметра $D_{\text{пар}}$ (диаметр выхода трека, параллельный кристаллогра-

фической оси “с”) [33] были измерены с использованием автоматических и ручных измерений для оценки поведения отжига треков в апатите. Приведены результаты проведенных измерений и расчетов (табл. 2).

Термотектоническое моделирование

Полученные данные по плотности и длины треков, а также параметр $D_{\text{пар}}$ были использованы для создания моделей термальной истории с использованием программного обеспечения QTQt [34], уравнений отжига [43] и метода Маркова—Монте-Карло [35] для обратного моделирования. Моделирование термальной истории выполнено нами для 8 отдельных проб с измерениями длин треков и в результате построена комплексная модель для Таннуольского террейна, учитывающая все имеющиеся измерения.

При моделировании выполнено не менее 10⁵ итераций в фиксированном временно-температурном интервале от 140 до 20 ± 20°C и от 450 ± 10 млн лет (заключительный этап гранитоидного магматизма в пределах Таннуольского террейна) до настоящего времени. Термальная история для отдельных образцов и комплексная модель для Таннуольского террейна представлены в идентичной системе координат время—температура ($t-T$) (рис. 4).

Приведены модели [34] (см. рис. 4):

— модели максимального правдоподобия, показывающие тренд $t-T$ с наибольшей вероятностью (см. рис. 4, линии красным);

— максимальные апостериорные модели с максимальной вероятностью (см. рис. 4, линии зеленым);

— ожидаемые модели $t-T$ представляют собой среднее значение всех принятых моделей, взве-

Таблица 2. Результаты трекового датирования апатитов.

| Проба | n | $\rho_s (\pm 1\sigma)$ | N_s | $\rho_i (\pm 1\sigma)$ | N_i | $\rho_d (\pm 1\sigma)$ | N_d | ρ_s/ρ_i | $P(\chi^2)$ | AFT возраст | $l_m (\pm 1\sigma)$ | n_1 | D_{par} ($\pm 1\sigma$) |
|-------|-----|------------------------|-------|------------------------|-------|------------------------|-------|-----------------|-------------|----------------|---------------------|-------|--------------------------------|
| 2012 | 10 | 1.655 (0.129) | 172 | 1.924 (0.139) | 200 | 4.742 (0.074) | 4018 | 0.84 ± 0.09 | 0.95 | 57.2 ± 6.1 | — | — | 2.6 ± 0.4 |
| 2100 | 33 | 3.786 (0.148) | 655 | 3.659 (0.145) | 633 | 4.692 (0.075) | 3960 | 1.06 ± 0.06 | 0.98 | 69.9 ± 4.2 | — | — | 2.2 ± 0.3 |
| 2080 | 9 | 3.142 (0.248) | 160 | 3.810 (0.274) | 194 | 4.594 (0.073) | 3847 | 0.79 ± 0.08 | 1.00 | 50.8 ± 5.6 | — | — | 2.5 ± 0.5 |
| 2206 | 15 | 9.699 (0.348) | 776 | 7.849 (0.313) | 628 | 4.644 (0.074) | 3893 | 1.28 ± 0.07 | 0.80 | 83.4 ± 4.7 | 11.4 ± 1.3 | 41 | 2.6 ± 0.2 |
| 4545 | 12 | 3.345 (0.258) | 168 | 4.718 (0.307) | 237 | 4.492 (0.071) | 3735 | 0.71 ± 0.07 | 0.98 | 44.7 ± 4.6 | — | — | 2.4 ± 0.5 |
| 3640 | 42 | 2.975 (0.101) | 855 | 3.598 (0.112) | 1034 | 4.272 (0.068) | 3794 | 0.76 ± 0.03 | 0.99 | 45.3 ± 2.2 | 11.5 ± 1.6 | 43 | 2.2 ± 0.5 |
| 2223 | 26 | 2.289 (0.104) | 482 | 5.058 (0.155) | 1065 | 5.581 (0.124) | 2024 | 0.48 ± 0.03 | 0.94 | 35.5 ± 2.2 | 12.1 ± 1.8 | 43 | 2.3 ± 0.4 |
| 2224 | 30 | 3.949 (0.161) | 603 | 4.209 (0.166) | 645 | 5.589 (0.124) | 2019 | 0.96 ± 0.05 | 0.96 | 73.2 ± 4.6 | 11.9 ± 1.5 | 51 | 2.2 ± 0.3 |
| 2225 | 21 | 3.330 (0.149) | 509 | 4.885 (0.181) | 732 | 5.595 (0.125) | 2014 | 0.73 ± 0.04 | 0.80 | 55.1 ± 4.8 | 12.1 ± 1.7 | 47 | 2.4 ± 0.5 |
| 2226 | 40 | 4.282 (0.126) | 1240 | 4.430 (0.124) | 1283 | 5.604 (0.125) | 2008 | 0.99 ± 0.04 | 0.42 | 74.9 ± 3.8 | 11.8 ± 1.5 | 58 | 2.5 ± 0.5 |
| 2227 | 41 | 3.127 (0.115) | 741 | 4.263 (0.134) | 1010 | 5.611 (0.125) | 2003 | 0.74 ± 0.03 | 0.28 | 56.8 ± 3.5 | 12.2 ± 1.5 | 50 | 2.2 ± 0.1 |
| 2228 | 36 | 4.722 (0.154) | 945 | 6.267 (0.177) | 1254 | 5.618 (0.126) | 1988 | 0.73 ± 0.03 | 0.83 | 59.3 ± 3.1 | 12.3 ± 1.6 | 53 | 2.3 ± 0.4 |

Примечание. n — количество проанализированных зерен; ρ_s , ρ_i — плотность треков (в 10^5 треков/см²) спонтанного деления (в апатите) и индуцированных треков (во внешнем детекторе) соответственно; ρ_d — интерполированные значения плотностей индуцированных треков (в 10^5 треков/см²) во внешнем детекторе, облученном напротив стеклянных дозиметров IRMM-540; N_s и N_i количество — посчитанных треков спонтанного деления (в апатите) и индуцированных треков (во внешнем детекторе) соответственно; N_d — интерполированные значения числа индуцированных треков во внешнем детекторе, облученном напротив стеклянных дозиметров IRMM-540; $P(\chi^2)$ — показатель вероятности постоянного отношения ρ_s/ρ_i в проанализированных зернах апатита; AFT возраст (млн лет) — трековый возраст апатита. Результаты анализа трековых длин в апатите представлены в виде значений средних трековых длин (l_m , мкм) со стандартным отклонением (σ , мкм), которые были получены путем измерения определенного количества (n_1) скрытых горизонтальных треков в апатите. Приведены измерения параметра D_{par} (мкм).

шенных по их апостериорной вероятности (см. рис. 4, линии черным).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В результате проанализировано 12 проб раннепалеозойских гранитоидов Таннуольского террейна методом трековой термохронологии апатита (ТТА), получено 12 ТТА возрастов, построено восемь моделей термальной истории для отдельных проб и одна комплексная модель термальной истории для Таннуольского террейна, результирующая все имеющиеся ТТА данные. Для каждой пробы было проанализировано от ~10 до 40 зерен апатита. Апатит гранитоидов Таннуольского террейна представлен преимущественно шестигранными призматическими полупрозрачными кристаллами длиной до 1.5–2.0 мм (рис. 5). Все пробы удовлетворяют критерию $\chi^2 > 5\%$, который используется для оценки дисперсии ТТА возрастов отдельных зерен. В данном случае все зерна в каждой пробе можно сгруппировать в одну возрастную популяцию.

Полученные ТТА возрасты варьируют от 83.4 ± 4.7 млн лет (поздний мел) до 35.5 ± 2.2 млн лет (поздний эоцен). Гистограммы распределения длин треков показывают широкие асимметричные гистограммы с низкими средними значениями между 11.4 и 12.3 мкм (стандартные отклонения от 1.3 до 1.8 мкм) (см. рис. 4, см. табл. 2). Такие

характеристики треков в апатите предполагают продолжительное пребывание в зоне частичного отжига апатита (АРАZ, диапазон температур 120–60°C), что привело к уменьшению длин треков.

Проанализированные зерна апатита из проб гранитоидов Таннуольского террейна имели высокие значения кинетического параметра D_{par} от 2.2 до 2.6 мкм (величины стандартного отклонения σ варьировали от 0.2 до 0.5 мкм), свидетельствуя о высокой устойчивости проанализированных зерен апатита к отжигу треков [27].

Для выявления периодов тектонической активации и быстрого вывода на поверхность, а также периодов эрозии и пенеппенизации фундамента Таннуольского террейна, средние значения трековых длин для каждой пробы вынесены на график в зависимости от соответствующего ТТА возраста (рис. 6).

Приведенный график позволяет оценить количество термотектонических событий, которое испытал фундамент Таннуольского террейна [38].

В нашем исследовании пробы гранитоидов Таннуольского террейна показали незначительное увеличение ТТА возраста (от 36 до 83 млн лет) при незначительном снижении значений средних трековых длин (от 12.1 до 11.4 мкм). Это может свидетельствовать об относительно молодой (позднеэоценовой) эксгумации пород фундамента после длительного нахождения в зоне частичного отжига апатита или в еще более глубоких зонах

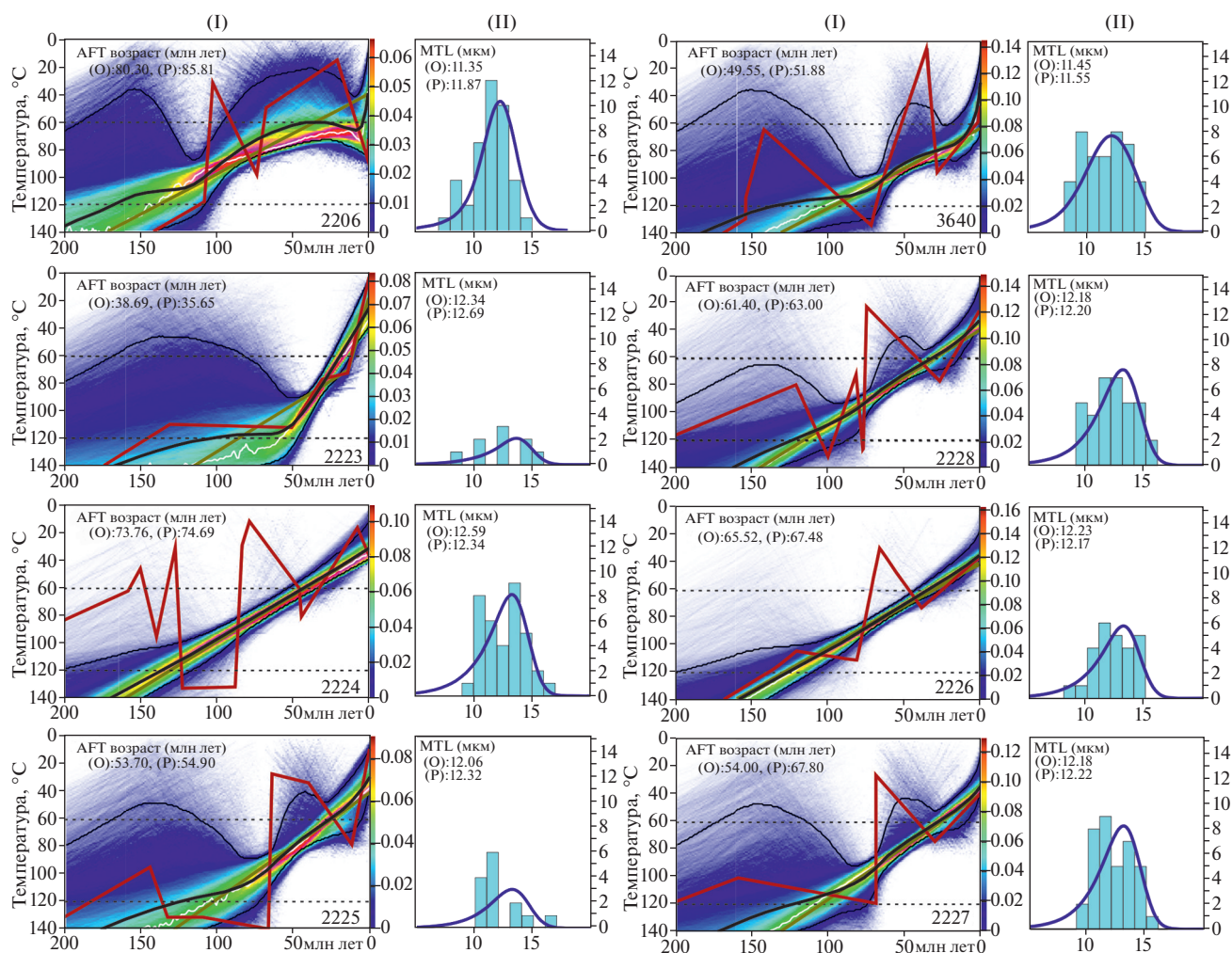


Рис. 4. Результаты моделирования термальной истории (I) и распределения длин треков (II) для проб гранитоидов Таннуольского террейна.

Для каждой пробы при моделировании получены наблюдаемые (O) и прогнозируемые (P) AFT возрасты и значения средних трековых длин (MTL).

Показано: степень вероятности полученных моделей (шкала); зона частичного отжига треков в апатите (АРАЗ, 60–120°C) (пунктир); соответствие распределения на гистограммах трековых длин полученным моделям (линии синим); умеренное охлаждение с колеблющимися скоростями в течение последних ~160–120 млн лет (линии черным); низкая апостериорная вероятность ожидаемых моделей термальных историй, построенных для отдельных проб (линии красным); максимальные апостериорные модели с максимальной вероятностью (линии зеленым).

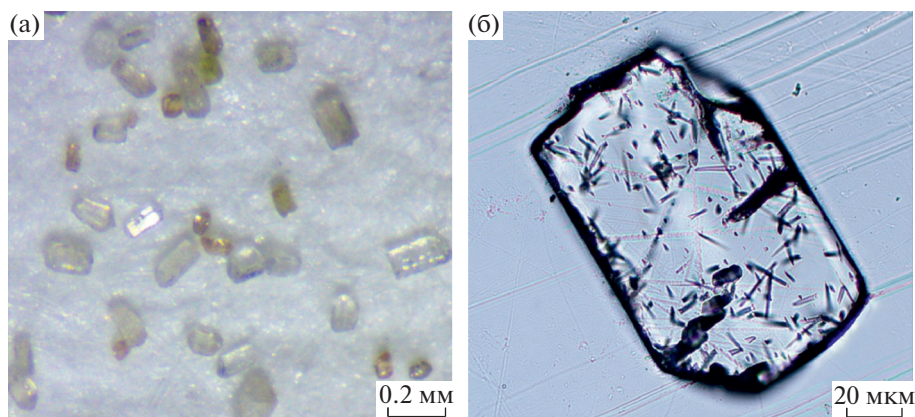


Рис. 5. Фото призматических кристаллов апатита. (а) – под бинокулярном; (б) – при 625-кратном увеличении.

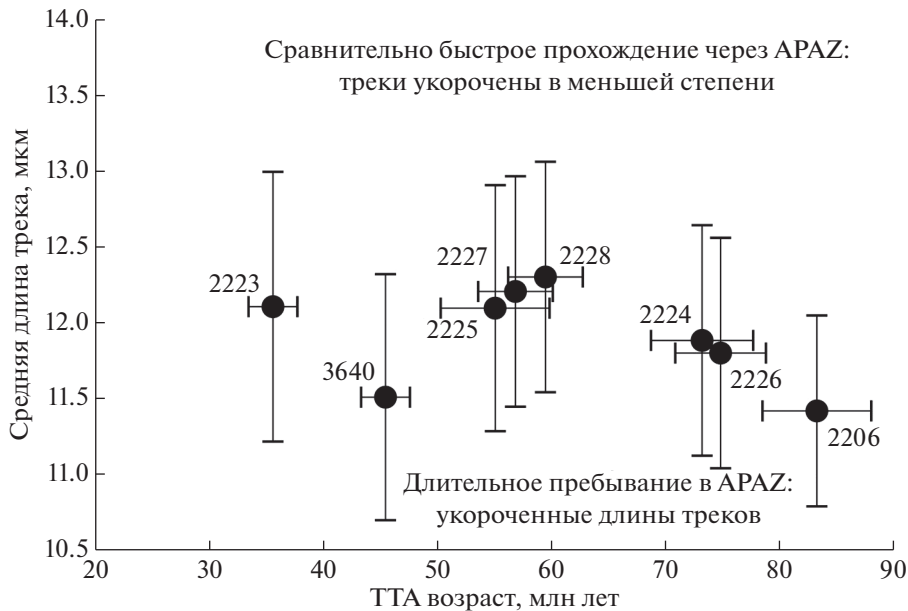


Рис. 6. График для проб из гранитоидов Таннуольского террейна. Показана зависимость, включая погрешность, между средней длиной трека (вертикальная ось) и трековым возрастом апатита (горизонтальная ось).

верхней коры. Длительное нахождение пород при температуре $>60^{\circ}\text{C}$ могло привести к существенному отжигу следов более древнего (раннемелового) эпизода эксгумации.

Для выявления более древних эпизодов тектонической активизации и эксгумации фундамента Таннуольского террейна выполнено инверсионное моделирование термальных историй с использованием вышеперечисленных трековых параметров (ТТА возрастов, трековых длин, параметров D_{par}). Для 8-ми проб получено от 41 до 58 измерений длин ограниченных горизонтальных (и субгоризонтальных) треков в апатите, что считается приемлемым количеством для построения моделей термальных историй с использованием программы QTQt [34].

По ожидаемым t – T трендам модели термальных историй отдельных проб характеризуются умеренным охлаждением с колеблющимися скоростями в течение последних ~ 160 – 120 млн лет (см. рис. 4, линии черным). Однако, с этими трендами не согласуются модели максимального правдоподобия, что указывает на низкую апостериорную вероятность ожидаемых моделей термальной истории, построенных для отдельных проб (см. рис. 4, линии красным).

Все проанализированные пробы имеют близкие значения средних трековых длин и характеризуются схожими кинетическими параметрами D_{par} , — следовательно, изученные апатиты имеют одинаковый состав, что позволяет построить общую модель термальной истории для кристаллического фундамента Таннуольского террейна.

Комплексное моделирование, основанное на данных для всех проанализированных проб, позволило выявить пять этапов термо-тектонической эволюции фундамента Таннуольского террейна за последние 185 млн лет:

- медленное охлаждение от ~ 120 до 105°C , ~ 185 – 135 млн лет (юра–мел);
- термальная стабильность с незначительным нагреванием от ~ 105 до 120°C , ~ 135 – 90 млн лет (мел);
- быстрое охлаждение от ~ 120 до 50°C , ~ 90 – 35 млн лет (мел–палеоген);
- нагревание от ~ 50 до 70°C , ~ 35 – 15 млн лет (палеоген–неоген);
- быстрое охлаждение от ~ 70 до 20°C , последние 15 млн лет (неоген–четвертичный).

В результате, получены следующие численные модели комплексной термальной истории: максимального правдоподобия, максимальные апостериорные и ожидаемые.

Все модели согласуются между собой и свидетельствуют об их высокой вероятности. В термо-тектонической эволюции фундамента Таннуольского террейна мы рассматриваем только результирующую модель.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В нашем исследовании мы приводим результаты термохронологических исследований мезозойско–кайнозойской тектонической эволюции в связи с термальной историей фундамента Тан-

нуольского террейна, его денудацией и осадконакоплением в межгорных мезозойских впадинах и смежном кайнозойском Убсунурском бассейне. Полученные ТТА возрасты от ~83 до 36 млн лет (поздний мел—поздний эоцен) моложе, чем в других районах северной части ЦАСП [29, 31, 32, 37, 41]. При этом, эоценовые ТТА возрасты известны на различных высотных отметках — проба № 4545, отобранная с высоты 1768 м, показала ТТА возраст 45 млн лет, в то же время проба № 3640, отобранная с высоты 1225 м, имеет аналогичный ТТА возраст 45 млн лет.

При исследовании фундамента складчатых областей молодые ТТА возрасты часто обнаруживаются в пробах, отобранных вблизи крупных систем разломов, испытавших неоднократную реактивацию [30, 38]. Поэтому эволюцию фундамента Таннуольского террейна в мезозойское и кайнозойское время мы объясняем реактивизацией разломных зон таких, как Южно-Таннуольская, Унгешская, Убсунур-Бийхемская.

Комплексная модель термальной истории фундамента Таннуольского террейна показала пять этапов его термотектонической эволюции за последние ~185 млн лет при охлаждении от 120°C до температур современной поверхности.

Юрско—меловой этап (~185—135 млн лет) характеризуется медленным охлаждением на 15°C (от ~120 до 105°C) за 50 млн лет. В это время в межгорных впадинах Тувы формировались мощные (не менее 900 м) толщи терригенных пород (см. рис. 3, а). Медленное/умеренное охлаждение пород фундамента в сочетании с образованием значительного количества обломочных отложений в соседних бассейнах можно объяснить денудацией фундамента в связи с региональным поднятием и/или понижением уровня мирового океана [53]. Однако в период ~185—135 млн лет уровень мирового океана повысился на 100—120 м, это — свидетельствует о том, что изменение уровня мирового океана не оказало влияния на охлаждение фундамента [46] (рис. 7).

Вероятно, медленное охлаждение фундамента Таннуольского террейна в юре—мелу является ответом на региональную денудацию в связи с перестройкой тектонического режима и формированием межгорных впадин в палеозойских террейнах. Реакция на региональную денудацию является медленной/умеренной и приводит к широкому диапазону ТТА возрастов [36], что подтверждается результатами нашего исследования.

После юрско—мелового этапа медленного охлаждения отмечается меловой (~135—90 млн лет) этап термальной стабильности с незначительным нагреванием от ~105 до 120°C за 45 млн лет. Этот этап согласуется с имеющимися геологическими данными, несмотря на то, что разрез меловых отложений в межгорных впадинах Тувы не сохра-

нился. Меловое время характеризуется пенеппенизацией северных регионов ЦАСП с формированием кор выветривания в связи со сменой климата на более теплый. Незначительное нагревание фундамента, зафиксированное моделью термальной истории, могло быть вызвано повышением уровня мирового океана на ~250 м (см. рис. 7).

Мел—палеогеновый (~90—35 млн лет) этап выделяется как в комплексной модели термальной истории, так и по полученным ТТА возрастам. Данный этап характеризуется сравнительно быстрым охлаждением от ~120 до 50°C за 55 млн лет, которое связано с эксгумацией и денудацией фундамента Таннуольского террейна в период с ~90 до 35 млн лет. Несмотря на отсутствие меловых отложений в мезозойских межгорных впадинах Тувы и палеоценовых отложений в кайнозойской Убсунурской впадине, мел—палеогеновый этап тектонической активизации подтверждается стратиграфическими данными [13].

Мы предполагаем, что обнаруженная континентальная моласса позднеэоценовой кургакской свиты маркирует тектонические движения, которые вызвали денудацию и эксгумацию фундамента. Это привело к образованию обломочных отложений и, следовательно, переносу обломочного материала в Убсунурскую впадину.

При геотермальном градиенте ~25°C/км скорость денудации оценивается в ~50 м/млн лет, а мощность денудированной толщи во время этого этапа — ~2800 м. В период от ~90 до 35 млн лет уровень мирового океана существенно понизился (на ~200—250 м), что также могло привести к региональному поднятию фундамента Таннуольского террейна в мелу—палеогене (см. рис. 7).

Однако, влияние колебания уровня мирового океана не может в полной мере объяснить денудацию мощной толщи ~2800 м. Мы интерпретируем мел—палеогеновое охлаждение как результат усиления мезозойско—кайнозойской денудации фундамента за счет активизации разломных зон, контролирующей эволюцию Таннуольского террейна. Эта активизация могла быть вызвана “мягкой” коллизией Сибирского континента и Амурского блока в мелу—раннем палеогене [46] (рис. 8). Коллизия Сибири и Амурии вызвала сильное сжатие и утолщение земной коры, что привело к коллапсу Монголо-Охотского орогена.

Мел—палеогеновый этап быстрого охлаждения известен в нескольких районах ЦАСП таких, как Восточно-Гобийская зона разломов и Байкальская рифтовая зона. Это подтверждает преобладание неоднократной реактивации разломов, связанной с тектоникой растяжения на большей части северных сегментов Центральной Азии [41, 51].

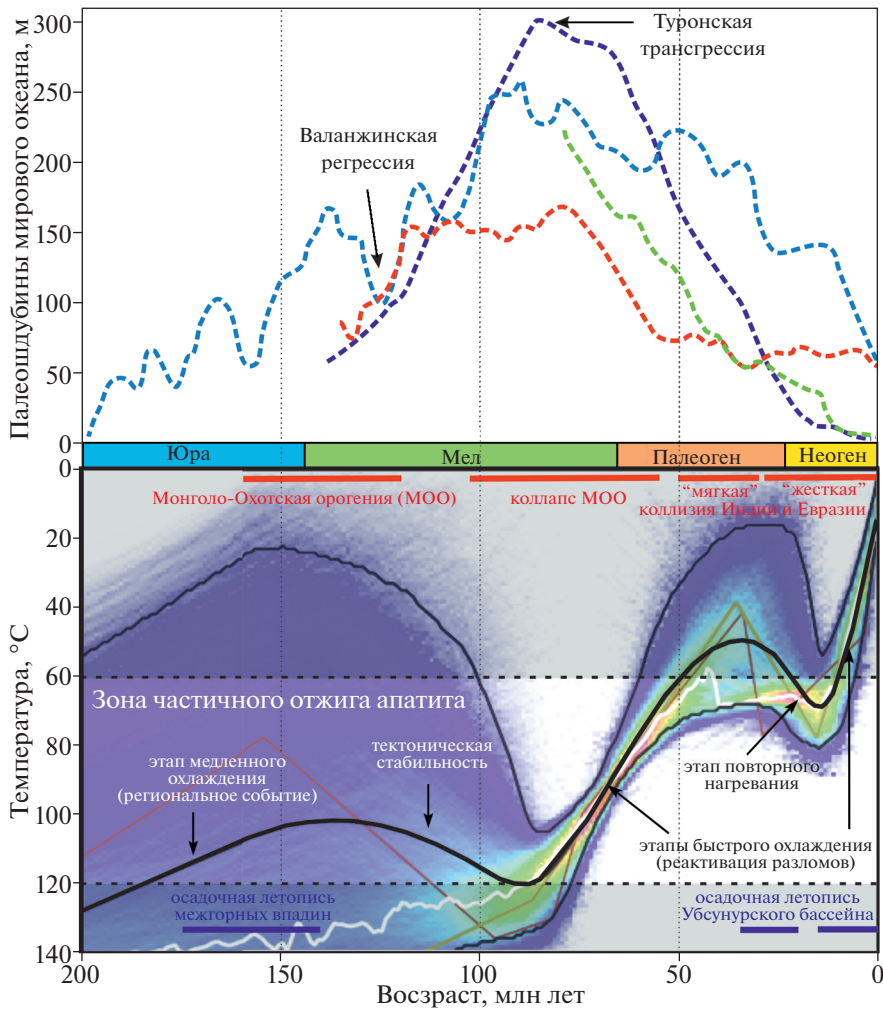


Рис. 7. Корреляция численной модели термальной истории фундамента Таннуольского террейна с тектоническими событиями (мезозой–кайнозой) и историческими колебаниями уровня мирового океана (пунктир) по данным: [39] (голубым), [41] (зеленым), [44] (красным), [46] (синим). Показано: мезозойские и кайнозойские тектонические события (красный цвет сверху); временные интервалы с сохранившейся осадочной летописью (линии синим).

После мел–палеогенового этапа модель термальной истории показывает палеоген–неогеновый (~35–15 млн лет) этап тектонической стабильности и даже нагревание фундамента Таннуольского террейна от ~50 до 70°C за 20 млн лет. Палеоген–неогеновая осадочная летопись Убсунурского бассейна свидетельствует об эволюции крупного палеозера, достигшего максимальных глубин в позднем миоцене.

Кайнозойские интрузии или приповерхностные термальные источники, способные повлиять на локальный и/или региональный геотермальный градиент, в границах рассматриваемой структуры неизвестны. Поэтому мы интерпретируем выявленный этап повторного нагревания фундамента как следствие его проседания под мощными отложениями. Несмотря на то, что на вершинах и склонах хребтов остатки неогеновых отложений

не обнаружены, фундамент Таннуольского террейна мог быть ими перекрыт. Значит, палеозерная котловина могла охватывать палеозойские структуры Таннуольского и Каахемского террейнов и быть существенно больше, чем предполагалось ранее [12, 21].

Комплексная модель термальной истории фундамента Таннуольского террейна показывает этап быстрого охлаждения от ~70 до 20°C в неоген–четвертичное время (последние ~15 млн лет). Геологическое значение этого ускоренного охлаждения часто вызывает сомнение [44], поскольку может оказаться артефактом при моделировании. В нашем исследовании этап быстрого охлаждения фундамента Таннуольского террейна согласуется с региональными геологическими данными и может датировать реальное событие в последние ~15 млн лет.

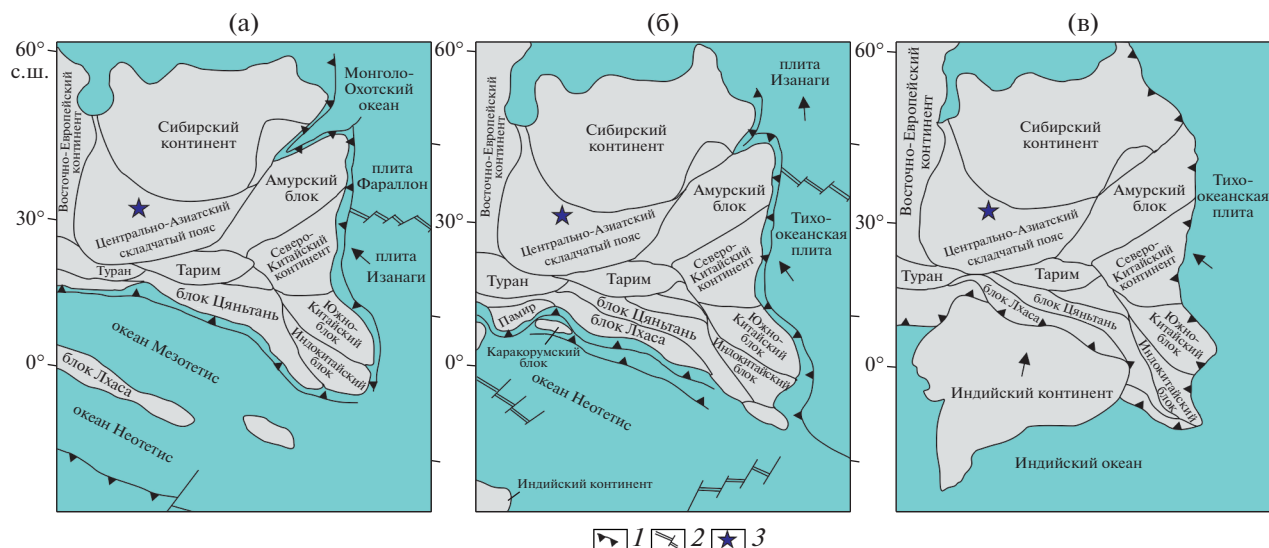


Рис. 8. Палеотектонические схемы положения континентальных блоков и океанических плит (по данным [47, 59], с изменениями и дополнениями).

(а) – юра; (б) – мел; (в) – миоцен.

1 – зоны субдукции; 2 – океанические хребты; 3 – предполагаемое положение Таннуольского террейна

Мы интерпретируем это событие как денудацию, вызванную возобновлением позднекайнозойской реактивации разломных зон, что в конечном итоге привело к формированию современного рельефа. Это подтверждается изменением условий осадконакопления в Убсунурской впадине, где появление гальки и конгломератов замещает мелкообломочные фации озерных отложений, что указывает на быструю эксгумацию фундамента и потенциальное удаление ранне-неогеновых отложений. Возможно, данный этап быстрой денудации связан как с изменением климата, так и с тектоникой.

Накопление миоценовых отложений происходило в теплых климатических условиях. Отложения содержат значительное количество органического вещества и железомарганцевых конкреций. Фрагменты раковин моллюсков и кости рыб указывают на тропические условия в озерной обстановке [21]. В позднем миоцене–начале плиоцена климат изменился и осадконакопление происходило в более прохладных условиях [12]. В это время формировались мелкозернистые аркозовые пески и серые глины с остатками моллюсков, характерными для климата северных субтропиков. Поздненеогеновая тектоническая реактивация продолжалась в течение четвертичного периода и активна на современном этапе. Об этом свидетельствуют данные геоморфологии и четвертичной геологии, сейсмологические и палеосейсмологические исследования.

В пределах Таннуольского террейна известны признаки неотектонических движений, в том числе ступенчатый характер современного релье-

фа, предшествующее углубление речных долин, пересечение активных разломов, смещающих позднеплейстоценовые и голоценовые аллювиальные отложения, сейсмические разломы в тектонических зонах [15]. Кроме того, современные землетрясения ($M = 6.7$), и палеоземлетрясения с возрастом 3000–3500 лет в регионе исследования свидетельствуют о продолжающейся тектонической активности основных разломных зон [20].

Неоген–четвертичный этап быстрого охлаждения фундамента Таннуольского террейна может быть связан с продолжительной конвергенцией Индии и Евразии с последующей структурной реорганизацией в пределах всего Центрально-Азиатского складчатого пояса [32, 37] (см. рис. 8). Кроме того, мы не исключаем влияние глобальных колебаний уровня океана на ускоренную денудацию фундамента в последние ~15 млн лет. Нами показано, что этап неоген–четвертичного быстрого охлаждения совпадает с глобальным падением уровня мирового океана (см. рис. 7).

ВЫВОДЫ

В результате проведенных термохронологических исследований апатита из раннепалеозойских гранитоидов с последующим моделированием термальных историй охарактеризована эволюция Таннуольского террейна в мезозойско–кайнозойское время (~185–0 млн лет).

1. В интервале ~185–135 млн лет (юра–мел) происходило медленное/умеренное охлаждение пород фундамента в результате региональной денудации синхронно с образованием значитель-

ного количества обломочных отложений в межгорных впадинах. После этого наступил этап тектонической стабильности, продлившийся до позднего мела (~135–90 млн лет), во время которого формировались поверхности пенепленизации и коры выветривания.

2. В интервале от ~90 млн лет до ~35 млн лет (начиная с позднего мела и вплоть до позднего эоцена) тектонические движения вызвали денудацию и эксгумацию фундамента Таннуольского террейна, что привело к образованию обломочных отложений таких, как континентальная моласса позднеэоценовой кургакской свиты, и переносу обломочного материала в соседнюю Убсунурскую впадину. Этот этап тектонической активности происходил на фоне понижения уровня мирового океана (на ~200–250 м), однако, основной причиной ускоренной денудации предполагается эффект дальнего воздействия гравитационного коллапса Монголо-Охотского орогена после финальной коллизии Сибирского континента и Амурского блока.

3. В интервале ~35–15 млн лет (палеоген–неоген) фундамент Таннуольского террейна находился в состоянии термотектонической стабильности и даже испытал повторное нагревание. Данный этап тектонического покоя подтверждается осадочной летописью кайнозойской Убсунурской впадины, где в это время происходила смена осадконакопления от мелководного озера до более глубоководного.

4. В течение последних ~15 млн лет (неоген–четвертичное время) фундамент Таннуольского террейна был выведен на современную поверхность за счет быстрой денудации в связи с эффектом дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии при меняющихся климатических условиях.

Благодарности. Авторы признательны д.г.-м.н., проф. А.В. Соловьеву (ВНИГНИ, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за комментарии, которые способствовали улучшению статьи, авторы благодарны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации МК-3510.2022.1.5 и государственного задания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабин Г.А., Зейферт Л.Л., Шигрев А.Ф. и др. Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации. – М-б 1 : 1 000 000 (3-е изд.). – Новокузнецк: Запсибгеолсъемка, 2006. 172 с.
2. Бабин Г.А., Шокальский С.П. Основные черты геологического строения Алтае-Саянской складчатой области (тектоническое районирование, стратиграфия, магматизм, история геологического развития) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 6. С. 19–37.
3. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
4. Берзон Е.И., Петрухина О.Н. Стратиграфическое расчленение юрского разреза Улугхемского каменноугольного бассейна (Республика Тыва) // Региональная геология и металлогения. 2016. № 68. С. 30–41.
5. Берзон Е.И., Смокотина И.В. Новые данные по лито- и биостратиграфии Улугхемского каменноугольного бассейна (Тыва) – В сб.: *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии.* – VI Всерос. совещ. 15–20 сентября 2015 г., Махачкала. – Под ред. В.А. Захарова – Махачкала: Алеф, 2015. С. 34–37.
6. Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С., Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 12. С. 1720–1736.
7. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Вишневская И.А., Червяковская М.В., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Андреева Е.С. Строение, возраст, геохимический и изотопно-геохимический (Sm/Nd) состав серлигской свиты кембрия Таннуольского террейна Тувы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2020. Т. 41. № 1. С. 81–94.
8. Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 641–655.
9. Гордиенко И.В. Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера. 2004. № 3. С. 4–16.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). – Серия Алтае-Саянская. – Лист М-46: Кызыл. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
11. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – Под ред. К.В. Никифорова – М.: Наука, 1965. 244 с.
12. Девяткин Е.В. Геология кайнозоя Западной Монголии. Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. – Под ред. Е.В. Девяткина – М.: Наука, 1970. С.44–102.
13. Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии. – М.: Наука, 1981. 196 с.
14. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Тепловой поток центральных районов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1974. Т. 8. С. 114–123.
15. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная, В. И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 20–30.
16. Иванцов С.В. Стратиграфия и фауна позвоночных среднеюрских континентальных отложений

- Назаровской впадины. — Автореф. дис. ... к.г.-м.н. — Томск: ТГУ, 2009. С. 16—17.
17. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. — М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
 18. Лебедев Н.И. Угли Тувы: состояние и перспективы освоения сырьевой базы. — Кызыл: ТувИКОП СО РАН, 2007. 180 с.
 19. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде—раннем кембрии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649—665.
 20. Овсюченко А.Н., Бутанаев Ю.В. Сейсмическая история Алтае-Саянского региона и место в ней тувинских землетрясений 2011—2012 гг. // Новые исследования Тувы. 2017. № 1. С. 162—180.
 21. Попова С.М. Пресноводные моллюски неогеновой толщи Убсунурской впадины (Тувинская АСССР). — В кн.: *Мезозойские и кайнозойские озера Сибири*. — Под ред. А.П. Жузе, Н.А. Флоренсова — М.: Наука, 1968. С. 232—251.
 22. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. — Под ред. Г.В. Полякова — Новосибирск: СО РАН, 2013. 300 с.
 23. Сугоракова А.М., Никифоров А.В. Базитовый магматизм раннедевонского рифтогенного Тувинского прогиба // Геосферные исследования. 2016. № 1. С. 85—103.
 24. Тесленко Ю.В. Стратиграфия и флора юрских отложений Западной и Южной Сибири и Тувы. — М.: Недра, 1970. 288 с.
 25. Шаповалов Д.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации — М-6 1 : 200 000 (2-е изд.). — Верхнеисейская серия. — Кызыл: Тувинский филиал ФБУ “ТФГИ по Сибирскому федеральному округу”, 2001. № 2401.
 26. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831—1850.
 27. Carlson W.D., Donelick R.A., Ketcham R.A. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results // *American Mineralogist*. 1999. Vol. 84. P. 1213—1223.
 28. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // *Epi-sodes*. 2013. Vol. 36. No. 3. P. 199—204.
 29. De Grave J., Buslov M.M., Van den haute P., Metcalf J., Dehandschutter B., McWilliams M.O. Multi-Method chronometry of the Teletskoye graben and its basement, Siberian Altai Mountains: New insights on its thermo-tectonic evolution // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2009. Vol. 324. P. 237—259.
 30. De Grave J., De Pelsmaeker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van den haute P. Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: Thermo-tectonic history of the Tuva region // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 621. P. 44—59.
 31. De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den haute P. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk—Alatau basement (Siberia): Implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins // *Terra Nova*. 2011. Vol. 23. P. 248—256.
 32. De Grave J., Van den haute P. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 349. P. 145—159.
 33. Donelick R.A. Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observations // *American Mineralogist*. 1991. Vol. 76. P. 83—91.
 34. Gallagher K. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology // *J. Geophys. Res. Space Phys.* 2012. Vol. 117. P. 1—16.
 35. Gelfand A.E., Smith A.F.M. Sampling-based approaches to calculating marginal densities // *J. Am. Statistic. Assoc.* 1990. Vol. 85 (410). P. 398—409.
 36. Glorie S., De Grave J. Exhuming the Meso-Cenozoic Kyrgyz Tian Shan and Siberian Altai-Sayan: a review based on low-temperature thermochronology // *Geosci. Frontiers*. 2016. Vol. 7. P. 155—170.
 37. Glorie S., De Grave J., Buslov M., Elburg M., Stockli D., Gerdes A., Van den Haute P. Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): From emplacement to exhumation // *J. Asian Earth Sci.* 2010. Vol. 38. P. 131—146.
 38. Glorie S., De Grave J., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M.A., Van den haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // *Tectonophysics*. 2012. Vol. 544. P. 75—92.
 39. Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W., Tingate P.R., Laslett G.M. Thermal annealing of fission tracks in apatite 1. A qualitative description // *Chem. Geol.* 1986. Vol. 59. P. 237—253.
 40. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. Vol. 235. P. 1156—1167.
 41. Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., San-kov V.A., Ringenbach J.C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // *Tectonics*. 2009. Vol. 28. P. TC3008.
 42. Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world’s ocean crust // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9. P. Q04006.
 43. Ketcham R.A., Carter A., Donelick R.A., Barbarand J., Hurford A.J. Improved modeling of fission-track annealing in apatite // *Am. Mineralogist*. 2007. Vol. 92. P. 799—810.
 44. Ketcham R.A., Donelick R.A., Carlson W.D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales // *Am. Mineralogist*. 1999. Vol. 84. P. 1235—1255.
 45. Kominz M.A. Oceanic Ridge Volume and Sea-Level Change and Error Analysis. — In: *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*, — Ed. by J.S. Schlee, (Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, OK, USA. 1984. Is.36), P. 109—127.

46. *Kravchinsky V.A., Cogne J.P., Harbert W.P., Kuzmin M.I.* Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.* 2002. Vol. 148. P. 34–57.
47. *Parsons A.J.; Hosseini K.; Palin R.M., Karin Sigloch K.* Geological, geophysical and plate kinematic constraints for models of the India-Asia collision and the post-Triassic central Tethys Ocean // *Earth-Sci. Rev.* 2020. Vol. 208. P. 103084.
48. *Pitman W.C.* Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins // *GSA Bull.* 1978. Vol. 89. P. 1389–1403.
49. *Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature.* 1993. Vol. 364 (6435). P. 299–307.
50. *Van Ranst G., Carlos Pedrosa-Soares A.P., Novo T., Vermeesch P., De Grave J.* New insights from low-temperature thermochronology into the tectonic and geomorphologic evolution of the southeast Brazilian highlands and passive margin // *Geosci. Frontiers.* 2020. Vol. 11. P. 303–324.
51. *Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.-F., Braucher R., Larroque C., Sue C., Todbileg M., Javkhanbold D.* Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 259. P. 333–346.
52. *Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I.* Tectonic history of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from multi-method geochronology // *Minerals.* 2020. Vol. 10. P. 56. <https://doi.org/10.3390/min10010056>
53. *Wagner G.A., Van den haute P.* Fission Track-Dating. — Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, The Netherlands. 1992, pp. 285.
54. *Wang B., Cluzel D., Shu L., Faure M., Charvet J., Chen Y., Meffre S., de Jong, K.* Evolution of calc-alkaline to alkaline magmatism through Carboniferous convergence to Permian transcurrent tectonics, western Chinese Tianshan // *Int. J. Earth Sci.* 2009. Vol. 98. P. 1275–1298.
55. *Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M.* The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // *Earth-Sci. Rev.* 2012. Vol. 113. P. 303–341.
56. *Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G.* Tectonic models for the accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc. London.* 2007. Vol. 164. P. 31–47.
57. *Xiao W., Windley F., Allen B., Han C.* Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage // *Gondwana Research.* 2013. Vol. 23. P. 1316–1341.
58. *Yang Y.-T., Song C.-C., He S.* Jurassic tectonostratigraphic evolution of the Junggar Basin, NW China: A record of Mesozoic intraplate deformation in Central Asia // *Tectonics.* 2015. Vol. 34. P. 86–115.
59. SRTM, <https://cgiasi.community/data/srtm-90m-digital-elevation-database-v4-1/>

Tectonic History of the Paleozoic Tannuol Terrane of Tuva in the Mesozoic and Cenozoic: Insights from Apatite Fission Track Thermochronology

E. V. Vetrov^{a, b, *}, J. De Grave^c, N. I. Vetrova^a

^a*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, bld. 3, Akademik Koptyug prosp., 630090 Novosibirsk, Russia*

^b*Novosibirsk State University, bld. 1, Pirogova str., 630090 Novosibirsk, Russia*

^c*Ghent University, bld. 281/S8, Krijgslaan, B-900, Ghent, Belgium*

*e-mail: vetrovgdnsu@yandex.ru

The Tannuol terrane of Tuva, located in the northern part of the Central Asian old belt, was formed as a result of island-arc and accretion-collision events in the Early Paleozoic. Further tectonic evolution of the terrane is associated with multiple re-activation of large, mostly normal fault structures. The Middle Paleozoic extension of the crystalline basement of the Tannuol terrane resulted in active ascent of mafic melts along faults to the surface and the formation of subalkaline igneous rocks. Mesozoic and Cenozoic igneous complexes within the Tannuol terrane are not researched therefore the data of its tectonic history at that time could be recognized from the sedimentary record preserved in the Mesozoic intermountain basins of Tuva and the neighboring Ubsunur (Cenozoic) basin. In our research, a fission track analysis of apatite from the Early Paleozoic granitoids of the Tannuol terrane was carried out in order to separate the stages of activation and tectonic stability with reference to the absolute time scale. The apatite fission track dating for 12 samples showed a wide range of ages from 83.4 ± 4.7 Ma (Late Cretaceous) to 35.5 ± 2.2 Ma (Late Eocene), with the mean track length varying from 11.4 to 12.3 μm . Based on these data, quantitative modeling of the thermal history of the basement of the Tannuol terrane revealed three stages of tectonic activation of different nature and intensity, separated by stages of tectonic quiescence, over the last ~ 185 Ma: (i) ~ 185 – 135 Ma (Jurassic–Cretaceous), (ii) ~ 90 – 35 Ma (Cretaceous–Paleogene) and (iii) ~ 15 – 0 Ma (Neogene–Quaternary).

Keywords: Central Asian fold belt, Tannuol terrane, tectonic stages, denudation, Mesozoic, Cenozoic, thermal history models, quantitative modeling, apatite fission-track analysis