

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
имени М.В. ЛОМОНОСОВА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

*На правах рукописи*

**Багдасарян Татьяна Эдвардовна**

**ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В  
МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕКОВОГО  
АНАЛИЗА АПАТИТА**

1.6.1 – Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук,  
профессор РАН Веселовский Роман Витальевич

Москва – 2023

## Оглавление

Введение .....	4
Глава 1. Современное состояние проблемы исследования .....	10
1.1. Реконструкция термальной эволюции крупных магматических провинций: современное состояние и постановка проблемы.....	10
Глава 2. Краткая геологическая характеристика Сибирской платформы и объекты исследований .....	15
2.1. Фундамент Сибирской платформы .....	15
2.2. Стратиграфия.....	17
2.3. Магматизм .....	21
2.4. Геологическая характеристика объектов исследования .....	26
Глава 3. Методика исследований <sup>1</sup> .....	36
3.1. Трековое датирование апатита .....	37
3.1.1. Введение .....	37
3.1.2. Образование треков спонтанного деления.....	38
3.1.3. Определение трекового возраста методом внешнего детектора .....	41
3.1.4. ζ-калибровка.....	45
3.1.5. Определение трекового возраста с использованием масс-спектрометрии.....	46
3.1.6. Ограничения трекового анализа .....	53
3.1.7. Частичный отжиг треков .....	54
3.1.8. Температура закрытия трековой системы .....	58
3.1.9. Подсчет длин треков. Типы скрытых треков.....	58
3.1.10. Кинетические параметры. Определение химического состава апатита .....	60
3.1.11. Моделирование тепловой истории .....	61
3.2. <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar, Rb-Sr и U-Pb изотопное датирование.....	63
Глава 4. Результаты геохронологических исследований <sup>2</sup> .....	66
4.1. Трековое датирование апатита методом внешнего детектора.....	66
4.1.1. Интрузивные тела Сибирской трапповой провинции.....	66
4.2. Трековое датирование апатита с использованием LA-ICP-MS .....	71
4.2.1. Интрузивные тела Сибирской трапповой провинции.....	71

4.2.2. Породы кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Непско-Ботуобинской антеклизы.....	73
4.3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr и U-Pb изотопное датирование.....	79
4.4. Моделирование термальной эволюции.....	81
4.4.1. Термальные истории интрузивных тел Сибирской трапповой провинции.....	81
4.4.2. Термальные истории пород кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в основании Непско-Ботуобинской антеклизы .....	85
Глава 5. Тектоно-термальная история интрузивных тел Сибирской трапповой провинции в мезозое и кайнозое <sup>3</sup> .....	87
5.1. Длительное постмагматическое остывание интрузивных тел или верхней коры Сибирской платформы после основной фазы траппового магматизма .....	90
5.2. Вторичный прогрев в результате более молодого магматического события .....	91
5.3. Вторичный прогрев в результате захоронения интрузивных тел под вулканическим чехлом в условиях повышенного теплового потока и его последующая эксгумация в позднетриасовое-раннеюрское время.....	92
5.4. Геологические подтверждения предлагаемой тектоно-термальной модели эволюции интрузивных тел Сибирских траппов.....	96
Глава 6. Тектоно-термальная эволюция южной части Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская антеклиза) в мезозое и кайнозое <sup>4</sup> .....	98
Заключение.....	104
Список литературы.....	106
Приложение.....	126

## Введение

### **Актуальность и степень разработанности темы исследования.**

На рубеже палеозоя и мезозоя на территории Сибирской платформы произошло масштабное магматическое событие, в результате которого сформировалась крупнейшая из сохранившихся на Земле континентальных изверженных провинций – Сибирские траппы. Основная фаза магматической активности в ходе становления Сибирских траппов, согласно результатам U-Pb датирования перовскита, бадделеита и циркона (Ivanov et al., 2021; Burgess et al., 2014, 2015, 2017; Reguir et al., 2021; Падерин и др., 2016; Kamo et al., 2003; Svensen et al., 2009), имела место 252-251 млн лет назад и длилась около 1 млн лет, а, возможно, существенно меньше (Ivanov et al., 2021; Kamo et al., 2003; Burgess and Bowring, 2015; Pavlov et al., 2019; Latyshev et al., 2020, 2021). Однако значительное количество определений  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста плагиоклаза, флогопита, биотита и амфибола (Ivanov et al., 2013), а также единичные оценки U-Pb возраста по циркону (Kamo et al., 2003; Гусев и др., 2019; Sereda et al., 2020), приходится на интервал 240-230 млн лет. Например, крупные sillы Ангаро-Тасеевской впадины – Усольский, Толстомысовский и Падунский, имеют U-Pb возраст по цирконам около 250 млн лет, в то время как их  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст по плагиоклазу группируется около значения 240 млн лет (Ivanov et al., 2005, 2009, 2013). Методологические причины такой разницы в изотопном возрасте были исключены (Ivanov et al., 2013), поэтому очевидно, что геологическая интерпретация более молодых, чем основная фаза магматизма, оценок изотопного возраста магматических тел Сибирской трапповой провинции должна учитывать их постмагматическую термальную историю, сведения о которой крайне фрагментарны из-за отсутствия данных средне- и низкотемпературной термохронологии.

При решении задач разработки моделей тектоно-термальной эволюции крупных блоков земной коры метод трекового датирования и анализа апатита является одним из наиболее востребованных. С его помощью возможно не только оценить время, прошедшее с момента последнего остывания апатита ниже  $120^\circ\text{C}$ , но также реконструировать динамику процесса охлаждения горных пород – их термальную эволюцию, которая может фиксировать вторичные магматические события и/или вертикальные тектонические движения. Первые и до недавнего времени единственные для Восточной Сибири результаты трекового датирования апатита были получены по породам фундамента северо-восточной части Сибирской платформы и находятся в диапазоне 220-185 млн лет (Розен и др., 2009). Авторы интерпретировали полученные значения трекового возраста как результат охлаждения верхней части коры в мезозое после внедрения подкоревой интрузии (андерплейта) около 250 млн лет назад. К сожалению, в данной работе не были представлены данные о распределении длин треков, что не позволяет выполнить детальную

реконструкцию термальной истории пород кровли кристаллического фундамента методом трекового анализа.

Таким образом, практически полное отсутствие данных о средне- и низкотемпературной термохронологии Сибирской платформы свидетельствует о необходимости создания модели термальной эволюции Сибирской платформы за последние 250 млн лет. В рамках разработки этой проблемы и было выполнено настоящее исследование, в ходе которого получены уникальные данные трекового анализа апатита и новые геохронологические определения по породам интрузивных тел Сибирской пермо-триасовой трапповой провинции и кровли кристаллического фундамента в основании Непско-Ботуобинской антеклизы. На основании полученных данных разработана модель постпалеозойской термальной эволюции Сибирской платформы, выполнена её тектоническая интерпретация.

Необходимо отметить, что разработка модели тектоно-термальной эволюции Сибирской платформы имеет важное прикладное значение в плане оценки перспективности структур осадочного чехла для поисков новых месторождений углеводородов. Всё вышперечисленное и определяет актуальность темы настоящего исследования.

Главной **целью данного исследования** является реконструкция тектоно-термальной эволюции Сибирской платформы в мезозое и кайнозое с использованием низко- и среднетемпературных геотермохронометров. Достижение поставленной цели позволит не только получить принципиально новые данные о тектонике Сибирской платформы, но и продвинуться в решении актуальных задач, связанных с восстановлением геодинамических условий и оценкой продолжительности формирования Сибирских пермо-триасовых траппов в частности и крупных магматических провинций в целом.

**Задачи исследования:**

1. Освоение метода трекового датирования апатита с использованием масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS) и его реализация в ИФЗ РАН.
2. Получение новых определений трекового возраста и распределения длин треков в апатите из магматических комплексов пермо-триасовой трапповой провинции и фундамента Сибирской платформы.
3. Выполнение  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и других изотопно-геохронологических исследований, направленных на получение дополнительных низко- и среднетемпературных термохронологических данных.

4. Разработка модели тектоно-термальной эволюции Сибирской платформы за последние 250 млн лет на основе полученных и опубликованных ранее изотопно-геохронологических данных.

**Объект и предмет исследования.** Объектами исследований являются интрузивные тела Сибирской пермо-триасовой (трапповой) провинции, расположенные в северо-западной (Норильский и Маймеч-Котуйский районы) и юго-западной (Ангаро-Тасеевская впадина) частях Сибирской платформы, а также комплексы её кристаллического фундамента, вскрытые скважинами на глубинах около 2 км в основании Непско-Ботуобинской антеклизы. В качестве предмета исследования выступает модель тектоно-термальной эволюции Сибирской платформы за последние 250 млн лет.

**Фактический материал и методы исследования.** В основу работы положен каменный материал, отобранный в ходе экспедиционных работ А.В. Латышевым (МГУ, ИФЗ РАН), Р.В. Веселовским (МГУ, ИФЗ РАН), В.А. Зайцевым (ГЕОХИ РАН), А.Е. Марфиным (ИЗК СО РАН) из интрузивных тел Сибирской пермо-триасовой изверженной провинции, а также керн скважин, представляющий собой породы кристаллического фундамента Сибирской платформы, предоставленный А.В. Гайдуком (ООО «Энерджи Ресерч»). Трековое датирование было выполнено для 25 проб: 13 проб датированы по классическому методу внешнего детектора в Аризонском университете (США, Тусон, аналитика – Стюарт Томсон), а 12 проб – в ИФЗ РАН (Москва) по методике с применением LA-ICP-MS (ГИ СО РАН, Улан-Удэ). Построено 24 модели термальной истории для исследованных проб. Для двух проб выполнено U-Pb датирование апатита (Аризонский университет);  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование выполнено для двух проб (ИГМ СО РАН) и Rb-Sr датирование (ГЕОХИ РАН) – для трех проб.

**Достоверность полученных результатов** определяется значительным объемом фактического материала и корреляцией результатов трекового датирования апатита, полученных автором разными методами – методом внешнего детектора и методом с использованием LA-ICP-MS. Основные результаты работы опубликованы в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в WoS и Scopus.

**Личный вклад автора.** Автор работы принимал непосредственное участие на всех этапах исследования. Им, под руководством заведующего лабораторией Института ядерных исследований Венгерской академии наук (Венгрия, г.Дебрецен) Роберта Арато, был освоен метод трекового датирования и анализа апатита, который впоследствии был реализован автором в Институте физики Земли РАН (г. Москва) в 2021 году. Автором работы также лично выполнялась подготовка проб для трекового датирования, травление, подсчет плотности, длин и диаметров треков, электронно-зондовые исследования, моделирование термальной истории

образцов. Интерпретация всех полученных трековых и изотопно-геохронологических данных выполнена лично автором.

**Научная новизна.** Для Сибирской трапповой провинции получены новые определения трекового возраста апатита и впервые выполнено моделирование термальной эволюции Сибирской платформы для последних 250 млн лет. Также для Сибирской платформы получены первые определения трекового возраста апатита с применением LA-ICP-MS по последнему протоколу (Cogne et al., 2020), успешно применённому в ходе выполнения работы в ИФЗ РАН (г. Москва) и в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ).

**Теоретическая и практическая значимость** определяется получением изотопно-геохронологических данных, которые могут быть использованы при составлении государственной геологической карты нового поколения. Термохронологические данные могут быть востребованы при изучении эволюции осадочных бассейнов в пределах чехла Сибирской платформы с целью определения их нефтегазоносности. Значимость проведенного исследования также заключается в развитии метода трекового датирования в Российской Федерации и формировании межлабораторного сотрудничества как внутри нашей страны, так и с ведущими зарубежными лабораториями трекового датирования.

#### **Защищаемые положения:**

1. Интрузивные тела Сибирской пермо-триасовой трапповой провинции после своего образования были погребены под лавовой толщей, минимальная мощность которой составляла на севере Сибирской платформы 5-6 км, а на юге – 1-2 км. В позднем триасе – ранней юре (203-173 млн лет назад) вулканический чехол был частично эродирован, а интрузивные комплексы выведены в приповерхностные условия и затем не подвергались нагревам выше 60°C.

2. Значения трекового возраста апатита из пород поверхности фундамента Сибирской платформы в основании Непско-Ботуобинской антеклизы формируют три кластера: поздне триасовый-раннеюрский (230-180 млн лет), позднеюрский-раннемеловой (150-120 млн лет) и палеоценовый (62-59 млн лет). Поздне триасовые-раннеюрские трековые определения близки к таковым для интрузивных тел Сибирской трапповой провинции, отражают региональное воздымание Сибирской платформы и синхронны с закрытием Монголо-Охотского океана.

3. Позднеюрские-раннемеловые (150-120 млн лет) и палеоценовые (62-59 млн лет) определения трекового возраста апатита из пород поверхности фундамента Сибирской платформы в основании Непско-Ботуобинской антеклизы отражают этап юрско-мелового охлаждения, связанного с растяжением и воздыманием территории в ходе коллапса Монголо-Охотского орогена, а также раннекайнозойскую тектоническую активность, синхронную началу Байкальского рифтогенеза.

**Публикации и апробация работы.** Результаты работы докладывались и обсуждались на конференциях: «Тектоническое совещание: фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики» (Москва, 2022, 2020), «European Geosciences Union General Assembly (EGU)» (Вена, Австрия, 2022, 2021, 2020), XVIII Всероссийское совещание с международным участием «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» (Иркутск, 2020), «Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН» (Москва, 2022, 2020), Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов» (Москва, 2020), XXIX Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика», посвященная 110-летию член-корр. АН СССР Одинцова М.М. (Иркутск, 2021), VIII Российская конференция по изотопной геохронологии «Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов» (Санкт-Петербург, 2022).

По теме диссертации автором лично и в соавторстве подготовлено 15 публикаций: 4 статьи в рецензируемых научных изданиях, которые индексируются в Web of Science и Scopus, 11 статей в сборниках и тезисах конференций. Кроме этого, 1 публикация принята в печать в журнале «Геодинамика и тектонофизика» (статья выйдет в 2023 году).

**Методика исследований.** В ходе работы был проведен сбор и анализ опубликованных материалов по теме исследования: геологическому строению, геохронологическим данным района исследований, тектоническим особенностям и методике трекового анализа. Для построения моделей термальной эволюции трековый анализ апатита по классической методике внешнего детектора выполнялся в университете Аризоны (Тусон). Также в ходе выполнения работы была поставлена методика трекового датирования с применением LA-ICP-MS: подсчет плотности треков и их диаметров, а также длин скрытых треков выполнялся в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, а измерение концентрации урана на масс-спектрометре ICP-MS Element XR с установкой лазерной абляции UP-213 в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). Для построения моделей термальной эволюции использовалась программа HeFTy и результаты трекового анализа (плотности треков, их диаметры, длины скрытых треков и другие геохронологические определения).

**Благодарности.** Хочется выразить огромную благодарность моему научному руководителю – профессору Роману Витальевичу Веселовскому за возможность заниматься интересными научными проблемами и неоценимую поддержку во время выполнения этой работы. Успешному выполнению этой работы способствовала прекрасная научная и творческая обстановка, которая сложилась в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН, за что выражаю благодарность всем ее сотрудникам. Также выражаю благодарность



коллективу кафедры динамической геологии МГУ им. М.В. Ломоносова. Отдельную благодарность автор выражает А.М. Фетисовой за ценные советы.

Не могу не сказать слова благодарности моим первым учителям М.В. Шитову и Н.В. Лубниной, которые познакомили меня с миром геологии и геохронологии и вдохновили двигаться в этом направлении.

За совместную плодотворную работу и обсуждение результатов я благодарна своим соавторам: Р.В. Веселовскому, А.В. Латышеву, Р. Арато, С. Томсону, В.Б. Хубанову, М.С. Мышенковой, В.А. Зайцеву, В.С. Захарову, А.Е. Марфину, С.В. Малышеву, Д.С. Юдину, А.В. Гайдуку и всем анонимным рецензентам наших публикаций, позволившим сделать их значительно лучше.

Отдельную благодарность выражаю В.Б. Хубанову за плодотворную совместную работу, в результате которой был реализован метод LA-ICP-MS трекового датирования в ИФЗ РАН (г. Москва) и в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ).

Особую благодарность хочется выразить Р. Арато за знакомство с методом трекового датирования, обучение и консультации на всех этапах работы; М.М. Буслову и А.В. Куликовой за огромную помощь в начале выполнения работы и С.В. Малышеву за возможность познакомиться с системой Autoscan.

Проведенные исследования были бы невозможны без каменного материала, предоставленного А.В. Латышевым, Р.В. Веселовским, В.А. Зайцевым, А.Е. Марфиным и А.В. Гайдуком.

Большое спасибо моей семье за поддержку и создание условий для написания работы.

Исследования были выполнены при финансовой поддержке РФФИ № 20-35-90066.

# Глава 1. Современное состояние проблемы исследования

## 1.1. Реконструкция термальной эволюции крупных магматических провинций: современное состояние и постановка проблемы

Термохронологические исследования, направленные на восстановление тектоно-термальной эволюции геологических объектов самых разных масштабов – от отдельных магматических массивов и осадочных бассейнов до континентальных платформ и горно-складчатых поясов, имеют широкое распространение и их объем непрерывно увеличивается, что, не в последнюю очередь, определяется возможностью использования их результатов как дополнительных критериев для поисков месторождений полезных ископаемых. Традиционным и наиболее широко используемым методом низкотемпературной термохронологии является трековый анализ (датирование) апатита и циркона – Apatite Fission-Track (AFT) и Zircon Fission-Track (ZFT) dating, который часто дополняется результатами исследований низкотемпературных (60-300°C) и среднетемпературных (300-500°C) термохронометров по когенетичным минералам, например, (U-Th)/He датирование апатита и циркона, Ar/Ar датирование полевых шпатов, слюд и амфиболов.

Тем не менее, примеров изучения термальной истории крупных континентальных магматических провинций комплексом методов средне- и низкотемпературной термохронологии не так много. Возможно, это обусловлено исторически сложившимся акцентом на приоритете собственно определения возраста и продолжительности формирования магматических провинций, а не необходимостью реконструировать их тепловую историю. Тем не менее, ниже кратко представлено несколько примеров из мировой научной литературы, иллюстрирующих актуальность исследований термальной эволюции крупных магматических провинций и перспективность этих уникальных геологических объектов для проведения подобного рода изысканий.

Первый пример представляет собой результаты трекового анализа циркона из базальтов позднепермской крупной магматической провинции Эмейшань (Китай): на примере этого объекта удалось оценить термальное воздействие эффузивных траппов на верхнюю кору и по увеличивающимся вглубь коры значениям трекового возраста авторы работы (Hu et al., 2020) установили степень прогрева комплексов верхней коры вышележащими базальтами и оценили их первичную мощность. Исследования с использованием трекового анализа апатита в пределах позднеархейско-раннепротерозойского кратона Дарвар (Индия) позволили восстановить термальную историю верхних горизонтов коры в непосредственной близости от мел-палеогеновых траппов плато Декан: авторам публикации (Sahu et al., 2013) удалось выделить три стадии охлаждения, выполнить их корреляцию с активностью мантийного плюма и связать

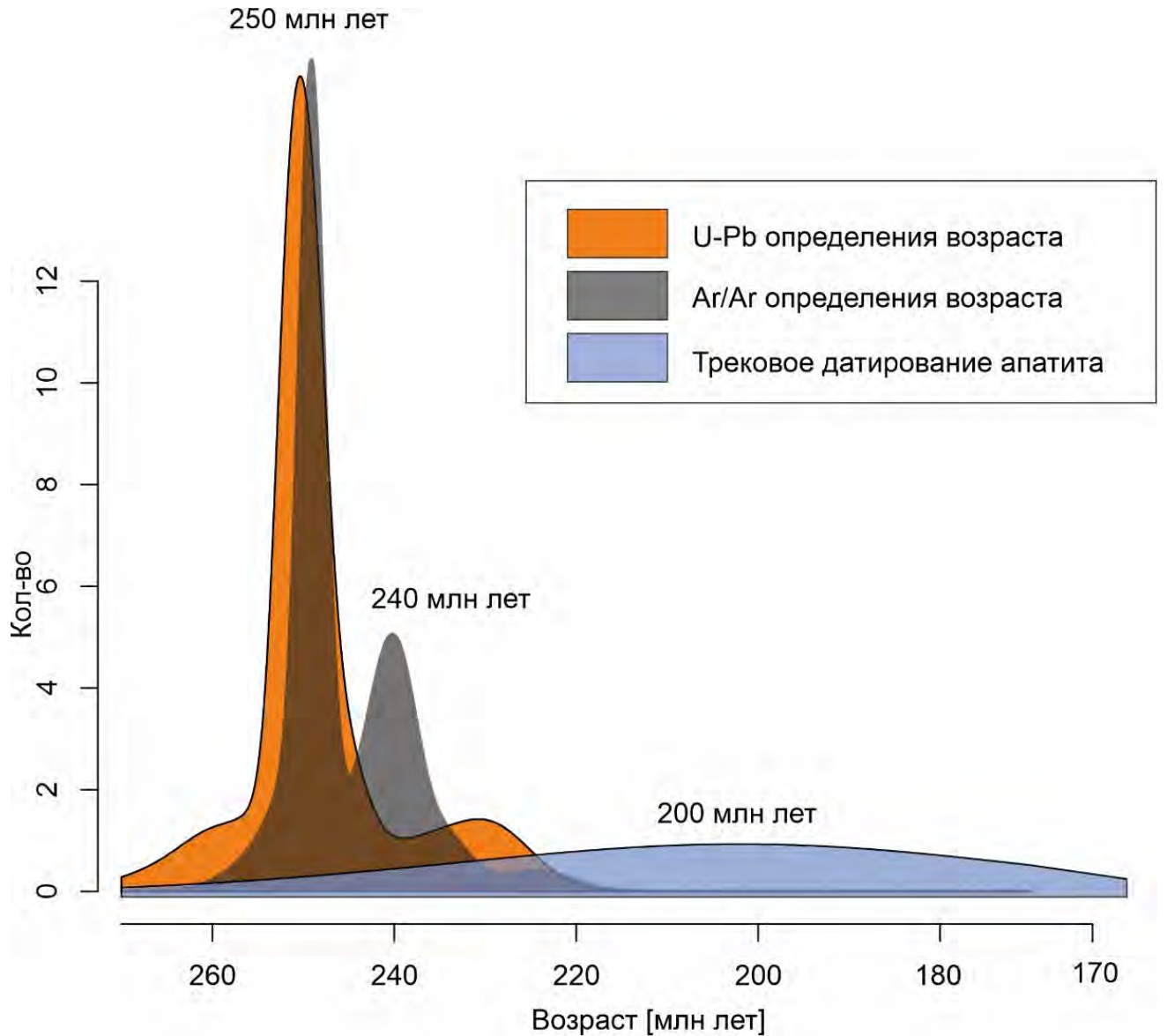
стадии охлаждения с этапами денудации, что было, в конечном итоге, использовано для реконструкции эволюции ландшафта. В работе (Colleps et al., 2021), на примере этой же крупной магматической провинции, с использованием метода (U-Th)/He анализа апатита (самого низкотемпературного термохронومتра) из подстилающих траппы осадочных толщ, выполнены оценки площадного распространения лавовых толщ до начала их эрозии и получены дополнительные свидетельства о значимом воздействии процессов выветривания огромных объемов базальтов на климат в кайнозое. В работе (Nixon et al., 2022) рассматривается интересный пример использования метода трекового анализа апатита для моделирования термального воздействия крупной магматической провинции Калкаринджи, сформировавшейся в кембрии и прослеживающейся на значительной площади в северной и центральной частях Австралии, на нефтематеринские докембрийские породы бассейна МакАртур. В работе разработана модель термальной постседиментационной эволюции осадочного бассейна и получены оценки времени созревания углеводородов под экранирующим тепловым воздействием лавовой толщи. Тепловое воздействие на пермские осадочные толщи, имевшее место в ходе формирования траппов Карру в южной Африке, было оценено при помощи метода трекового анализа апатита и отражательной способности витринита в работе (Fernandes et al., 2015): авторами выполнены оценки палеогеотермального градиента в момент образования крупной магматической провинции Карру (Т<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>), вычислены значения скорости и объема денудации.

Формирование Сибирской пермо-триасовой крупной магматической провинции на Сибирской платформе – Сибирских траппов, рассматривается как причина крупнейшего за всю историю Земли позднепермского массового вымирания, наиболее вероятно произошедшего вследствие выделения огромного объема парниковых газов в атмосферу и соответствующего повышения средней температуры как на суше, так и в океане как минимум на 10°C (Burgess et al., 2014). Ключевыми параметрами для оценки степени и определения механизмов воздействия траппового магматизма на биосферу Земли около 252 млн лет назад, а также для тестирования геодинамических моделей формирования крупнейшей на Земле континентальной магматической провинции, являются продолжительность эндогенной активизации в пределах Сибирской платформы и её последующая термальная история (Иванов, 2011; Розен и др., 2009). И если рассмотрению первого вопроса посвящено большое количество исследований, то постпалеозойская термальная эволюция как самих Сибирских траппов, так и комплексов осадочного чехла и кристаллического фундамента в пределах Сибирской платформы остаётся практически неизвестной.

В качестве отправной точки для реконструкции термальной истории Сибирской платформы за последние ~250 млн лет кратко рассмотрим современные взгляды на время и

продолжительность формирования Сибирских траппов. Согласно результатам прецизионного U-Pb датирования циркона, бадделеита и перовскита (Иванов, 2011; Липенков и др., 2018; Падерин и др., 2016; Burgess and Bowring., 2015; Kamo et al., 2003; Svensen et al., 2009; и др.), время проявления основной фазы магматической активности на Сибирской платформе относится к концу перми – началу триаса, около 252-251 млн лет назад. Изотопно-геохронологическими методами продолжительность главного этапа эндогенной активности оценивается менее чем в 1 млн лет (Kamo et al., 2003; Burgess and Bowring., 2015, 2017), а высокоразрешающие палеомагнитные исследования лавовых толщ Норильского и Маймеча-Котуйского районов позволили выделить в этом интервале импульсы магматической активности, суммарная продолжительность которых вряд ли превышала первые десятки тысяч лет (Pavlov et al., 2019).

Однако в значительном количестве публикаций, посвященных Сибирским траппам, представлены результаты U-Pb и Ar/Ar изотопно-геохронологических исследований, которые некоторыми авторами рассматриваются как свидетельства наличия более поздних фаз магматической активности. К таким данным относятся, например, определения U-Pb изотопного возраста по бадделеиту и циркону магматических комплексов Турмакитского района, составляющие 244-245 млн лет (Sereda et al., 2020), массива Переломная в Тунгусской синеклизе ( $230 \pm 3$  млн лет, U-Pb, циркон) (Гусев и др., 2019), а также из Болгохтохского гранитного массива в Норильском районе (220 млн лет, U-Pb, циркон) (Kamo et al., 2003). Кроме того, для интрузивного комплекса Сибирских траппов также имеется значительное количество оценок Ar/Ar изотопного возраста, которые образуют бимодальное распределение (рис. 1): первая мода представлена значениями изотопного возраста  $\sim 250$  млн лет, а вторая –  $\sim 245$ -240 млн лет (Иванов, 2011; Ivanov et al., 2005: 2013; Reichow et al., 2002; Reichow et al., 2009). Эти данные могут рассматриваться как указание на то, что продолжительность начавшейся на рубеже перми-триаса эндогенной активности на Сибирской платформе могла составлять от 10 до 30 млн лет. Однако необходимо отметить, что в то время как данные по высокотемпературным термохронотрам, к которым относятся U-Pb изотопная система в цирконе, бадделеите и перовските, составляют основу первой моды указанного распределения со значением около 250 млн лет, то вторая мода ( $\sim 240$ -230 млн лет) представлена почти исключительно определениями по средне- и низкотемпературным термохронотрам – K-Ar (Ar/Ar) системе в амфиболах, слюдах и полевых шпатах. Такое распределение определений изотопного возраста объектов Сибирской трапповой провинции может являться следствием их постмагматической термальной истории.



**Рисунок 1.** Распределение опубликованных определений изотопного возраста пород Сибирской трапповой провинции и трекового возраста апатита фундамента Сибирской платформы (составлено по данным из Таблицы 7).

Для Сибирской платформы, несмотря на относительно большое количество определений изотопного возраста различных объектов в ее пределах, характерен острый дефицит термохронологических данных, в частности результатов трекового анализа апатита и циркона. Буквально первые определения трекового возраста по апатиту из пород кровли фундамента восточной части Сибирской платформы дали возможность предполагать, что её пост-трапповая термальная история не так проста и должна быть надёжно реконструирована. В частности, Олегом Марковичем Розеном с соавторами было показано, что остывание пород кристаллического фундамента в северо-восточной части платформы ниже  $120^{\circ}\text{C}$  происходило в диапазоне от  $222.6 \pm 18.9$  до  $185.9 \pm 12.0$  млн лет назад (Розен и др., 2009). В этой же статье

приводятся первые результаты численного моделирования процесса остывания верхней коры, сделаны количественные оценки их прогрева в ходе формирования пермо-триасовых траппов и показано, что полученные значения трекового возраста апатита отражают тепловую пост-трапповую историю фундамента платформы. Близкие по значениям трековые возрасты апатита получены недавно в ходе всесторонних термохронологических исследований на Таймыре (Khudoley et al., 2018). На этом сведения о низкотемпературной истории Сибирской платформы исчерпываются.

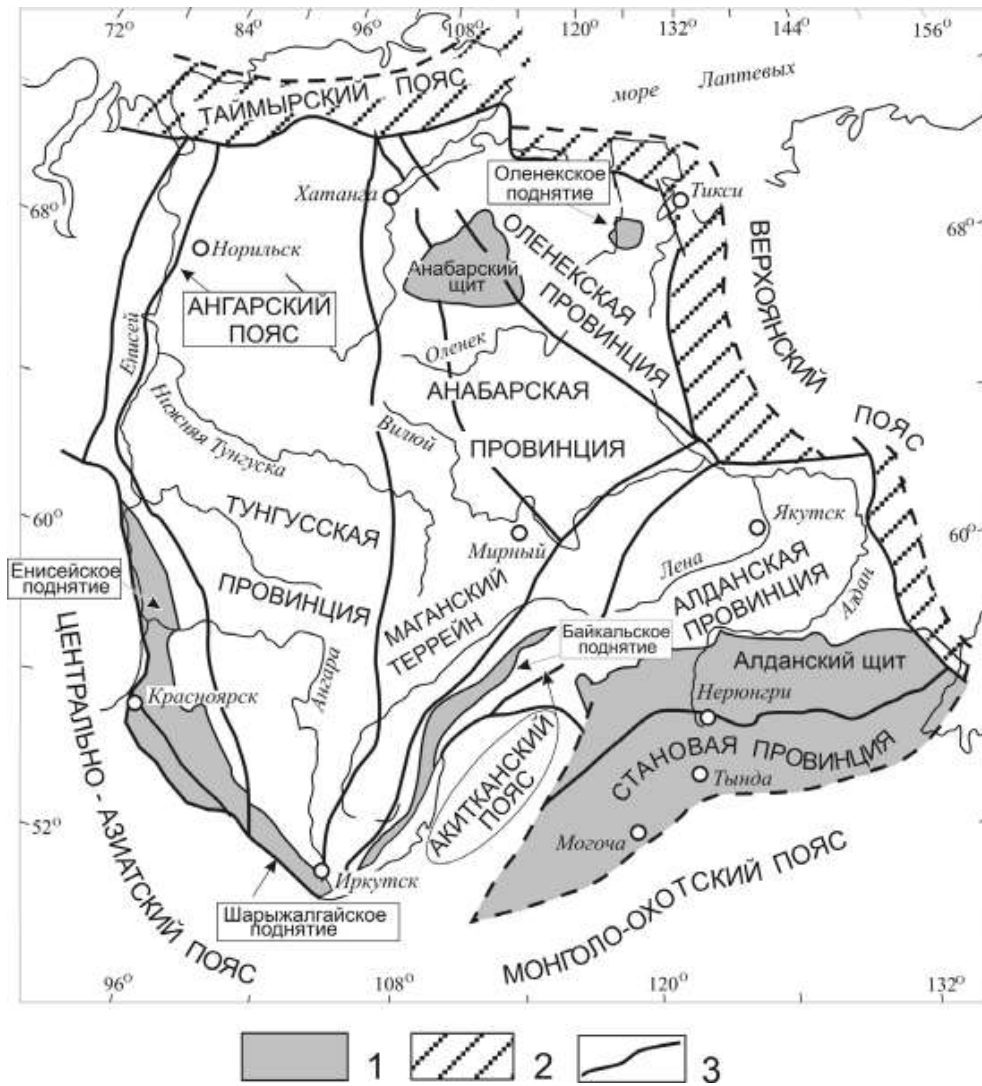
Таким образом, имеющиеся на данный момент единичные трековые данные, вместе с описанными выше результатами U-Pb и Ar/Ar исследований в пределах Сибирской платформы, могут указывать на сложную тектоно-термальную эволюцию Сибирской трапповой провинции и Сибирской платформы в целом в мезозойское и кайнозойское время, реконструкции которой и посвящена данная работа.

## **Глава 2. Краткая геологическая характеристика Сибирской платформы и объекты исследований**

Сибирская платформа является древней платформой, возникшей в конце раннего протерозоя и имеющей архейско-раннепротерозойский фундамент и чехол, сложенный осадочными и вулканогенно-осадочными породами от раннерифейского до кайнозойского возраста (Булдыгеров, 2007). Границы платформы выделяют по границам ее чехла в современное время, однако фундамент платформы прослеживается под окружающими фанерозойскими складчатыми системами (Донская, 2019). На востоке платформа граничит с Верхояно-Колымской киммерийской складчатой системой, однако по геофизическим данным фундамент Сибирской платформы протягивается до Колымского и Охотского срединных массивов. На юго-востоке граница платформы проводится по Становой шовной зоне (Булдыгеров, 2007). На юге Сибирская платформа граничит с Байкало-Витимской областью. На юго-западе граница Сибирской платформы имеет северо-западное простирание и проводится по Главному Саянскому и Бирюсинскому разломам. Севернее Сибирская платформа граничит с Енисейским кряжем по системе разломов, разделяющих чехол платформы и докембрийские комплексы Енисейского кряжа. На западе граница с Западно-Сибирской молодой платформой проводится по ее чехлу, однако фундамент Сибирской платформы продолжается в восточной части Западно-Сибирской. На севере Сибирская платформа по разлому граничит с Таймыро-Североземельской палеозойской складчатой областью, однако граница перекрыта отложениями Енисей-Хатангского прогиба.

### **2.1. Фундамент Сибирской платформы**

Фундамент Сибирской платформы сложен кристаллическими метаморфизованными и магматическими архейскими и палеопротерозойскими породами, которые представляют Сибирский кратон (рис. 2). Площадь кратона составляет  $\sim 4 \times 10^6$  км, мощность чехла 1-8 км, в среднем  $\sim 4$  км (Розен и др., 2009). Сибирский кратон состоит из архейских гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов, сформировавшихся 3.5, 3.3, 3.0 и 3.5 млрд. лет назад и аккрегированных около 1.8-1.9 млрд. лет назад (Парфенюк, 2004; Parfenuk, Mareschal, 1997; Розен, 2004; Розен и др., 2005; 2007 из Розен и др., 2009). Выступы фундамента представлены Анабарским и Алданским щитами.



**Рисунок 2.** Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона (Rosen et al., 1994; Розен, 2001, 2003 из Донская, 2019). 1 – выступы фундамента; 2 – палеозойско-мезозойские складчатые пояса форланда; 3 – главные разломные зоны.

**Анабарский щит** расположен в северо-восточной части в пределах Анабаро-Оленёкской антеклизы и состоит из трех террейнов: Маганского, Далдынского и Хапчанского, которые разделены Котуйканской и Билляхской коллизионными зонами (Донская, 2019 из Розен, 2000).

*Маганский террейн* сложен ортогнейсами тоналит-гранодитового состава, парагнейсами, метабазитами и метакарбонатами (Донская, 2019 из Розен, 2000). *Далдынский террейн* представлен различными ортогнейсами (чарнокитогнейсами, энебитогнейсами, гранитогнейсами, плагиогнейсами), кварцитами и двупироксеновыми кристаллическими сланцами (Донская, 2019 из Оксман, 2001; Мельников, 2011). *Хапчанский террейн* сложен мраморами, кальцифирами, метаморфизованными известково-силикатными породами и гранат-биотитовыми парагнейсами, также встречаются эндрбиты и кристаллические сланцы (Донская, 2019 из Розен и др., 2000; Оксман, 2001; Смелов и др., 2012). Породы всех террейнов



глубокометаморфизованы до гранулитовой фации с диафторезом амфиболитовой и зеленосланцевой фации (Булдыгеров, 2007).

**Алданский щит** расположен в юго-восточной части Сибирской платформы и преимущественно сложен архейскими породами и в меньшей степени палеопротерозойскими. Кроме того, в его пределах встречаются рифейские, палеозойские и мезозойские интрузивы (Булдыгеров, 2007). Алданский щит имеет сложное блоковое строение: он состоит из блоков (Чара-Олекминский, Западно-Алданский, Восточно-Алданский и Батомгский блоки), разделенных разломами и характеризующихся различным внутренним строением (Докембрийская геология..., 1988; Котов, 2003). *Чара-Олекминский блок* представляет архейскую гранит-зеленокаменную область, в пределах которой обширные территории занимают метаморфизованные тоналит-трондьемитовые ортогнейсы с наиболее древним возрастом  $3212 \pm 8$  и  $3184 \pm 85$  млн лет (Nutman et al., 1992; Сальникова и др., 1997) и временем формирования в диапазоне 3.2 – 2.6 млрд лет (Котов, 2003). *Западно-Алданский и Восточно-Алданский блоки* представлены высокометаморфизованными (до гранулитовой фации) архейскими тоналит-трондьемитовыми ортогнейсами возрастом  $3335 \pm 3$  млн лет (Nutman et al., 1992) и раннепротерозойскими метаморфизованными вулканическими и осадочными комплексами (Котов, 2003). *Батомгский блок* также сложен метаморфизованными (до зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фации) комплексами с модельным возрастом 2.2 – 2.1 млрд лет (Котов, 2003). Кроме того, в пределах Алданского щита распространены палеопротерозойские гранитоидные интрузии возрастом 1707 (Неймарк и др., 1992; Ларин, 2012; Диденко, 2010; Larin, 1997) – 2522 (Сальникова, 1997; Глебовицкий и др., 2010) млн лет.

Кроме того, фундамент Сибирской платформы выходит вдоль границы с Восточно-Саянской складчатой областью в виде отдельных террейнов (Ангаро-Канский, Бирюсинский, Урикско-Ийский и Шарыжалгайский), на северо-востоке Оленекского поднятия в виде отдельного выступа фундамента, а также в пределах Байкало-Патомской области в виде выступа раннепротерозойского фундамента.

## 2.2. Стратиграфия

В пределах Сибирской платформы широко распространен осадочный чехол, в пределах которого выделяются следующие комплексы: 1. рифейский, 2. венд-кембрийский, 3. ордовикско-нижнедевонский, 4. средне-верхнедевонский, 5. карбоново-пермский, 6. пермо-триасовый трапповый, 7. юрско-меловой, 8. палеоцен-эоценовый, 9. олигоцен-неогеновый и четвертичный.

**Рифейский комплекс.** Рифейские отложения покрывают большую часть платформы и имеют мощность до 3-5 км. Отложения преимущественно представлены известняками и доломитами, в меньшей степени аргиллитами, алевролитами и песчаниками, также встречаются

базальты (Старосельцев и др., 2015). В раннем рифее в краевых частях платформы формировались прогибы, в которых накапливались мелководные ритмичные терригенно-глинисто-карбонатные отложения, в среднем и позднем рифее за счет трансгрессии области мелководных бассейнов расширялись и продвигались в сторону центра платформы (Булдыгеров, 2007).

**Венд-кембрийский комплекс.** Вендские отложения мощностью 200-600 м несогласно залегают на рифейских. Вендские отложения разделяют на вилючанский, непский, тирский и даниловский горизонты, которые разделены перерывами в осадконакоплении (Мельников, 2018). Отложения вилючанского горизонта распространены не широко и представлены преимущественно песчаниками и в меньшей степени алевролитами мощностью до 100-115 м (Мельников, 2018). Отложения непского горизонта формировались в условиях медленной трансгрессии и сложены терригенными и в меньшей степени карбонатно-терригенными отложениями с максимальной мощностью 300-600 м (Мельников, 2018). В непское время в северных и центральных частях Сибирской платформы преобладала суша, в отдельных частях которой накапливались континентальные отложения. В восточной части платформы располагался мелководный бассейн, в котором накапливались карбонатно-терригенные отложения. Отложения тирского горизонта накапливались в трансгрессивных условиях и представлены терригенными, карбонатными, сульфатными и галогенными отложениями максимальной мощностью 400-500 м и в среднем 100-250 м (Мельников, 2018). В раннеданиловское время территория Сибирской платформы испытала прогибания, и осадки накапливались в пределах всей площади платформы. Отложения представлены преимущественно глинисто-карбонатными породами мощностью до 150-250 м (Мельников, 2018). В среднеданиловское время отлагались осадки сульфатно-доломитового состава, максимальные мощности которых расположены в южных районах платформы (до 350 м) (Мельников, 2018). Позднее (в позднеданиловское время) в пределах платформы также накапливались известняки и доломиты со слоями эвапоритов (мощностью 25-120 м) в условиях мелководного бассейна на всей площади платформы.

Кембрийские отложения широко распространены в пределах Сибирской платформы и преимущественно представлены карбонатами, эвапоритами, а также мелкозернистыми терригенными отложениями максимальной мощностью в пределах Тунгусского бассейна до 4 км (Мельников и др., 2018). В раннем кембрии суша в пределах Сибирской платформы располагалась в ее южном обрамлении в пределах Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Байкало-Патомского нагорья (Мельников, 2018). Позже всю территории платформы занимал морской бассейн, в пределах которого внутренний шельф с эвапоритами располагался на западе,

краевой карбонатный пояс с рифами и относительно глубоководный открытый шельф на востоке (Мельников и др., 2018).

**Ордовикско-нижнедевонский комплекс.** Ордовикские отложения залегают с разрывом в результате предшествовавшего поднятия, которое сменилось опусканием и трансгрессией преимущественно в западной части платформы (Булдыгеров, 2007). В основании ордовикские отложения представлены терригенными осадками, которые позже сменялись глинисто-карбонатными, накапливающимися в прибрежно-морских условиях, а на участках суши формировались коры выветривания (Булдыгеров, 2007).

Силурийские отложения накапливались в мелководно-морских условиях и преимущественно представлены карбонатами породами в восточной части, глинисто-карбонатными в центральной и западной частях платформы и песчано-глинистыми в южной (Булдыгеров, 2007). Позднее преобладали сульфатно-карбонатные осадки и терригенно-карбонатные по периферии платформы; общая мощность силурийских отложения ~ 700 м (Переладов и др., 1996).

В раннем девоне площадь бассейна в пределах Сибирской платформы сокращалась и бассейн отступал к северо-западу, в условиях мелководья накапливались глинисто-доломитовые отложения с сульфатами в основании разреза (Булдыгеров, 2007).

**Средне-верхнедевонский комплекс.** Средне-верхнедевонские отложения представлены шельфовыми и континентальными породами различного состава (карбонатными и терригенными), которые распространены на западе платформы в пределах Тунгусского и Рыбинского бассейнов (Булдыгеров, 2007). Также в позднем девоне на востоке Сибирской платформы развивались континентальные рифты и, в частности, Виллюйская рифтовая система, Сетта-Дабанский, Кютюндинский и другие рифты, также образовывались рои даек и проявлялся базальтовый и кимберлитовый магматизм (Никишин, 2010).

**Карбон-пермский комплекс.** Карбон-пермский комплекс разделяют на раннекарбонный и среднекарбон-пермский. В раннем карбоне только северная часть платформы была занята морским бассейном, в котором накапливались карбонатные и песчано-глинистые отложения в меньшей степени (Булдыгеров, 2007). Также вдоль восточной окраины платформы существовал морской бассейн, в пределах которого накапливались кремнисто-доломитовые и песчано-глинистые осадки (Булдыгеров, 2007). В среднем карбоне в пределах платформы начинается поднятие, что обусловило накопление континентальных терригенно-угленосных среднекарбонных-пермских отложений мощностью до 1 км в условиях внутриплитного сжатия (Никишин, 2010).

**Пермо-триасовый трапповый комплекс.** В пределах Сибирской платформы на границе перми и триаса проявился масштабный внутриплитный магматизм, в результате которого

сформировалась крупнейшая из сохранившихся на Земле континентальная магматическая провинция (LIP, Large Igneous Province) – Сибирская трапповая провинция. Мощность трапповых комплексов оценивают до 3.5 км (Милановский, 1996). Трапповый магматизм на Сибирской платформе рассматривается как причина крупнейшего за всю историю Земли позднепермского массового вымирания, наиболее вероятно произошедшего вследствие выделения огромного объема парниковых газов в атмосферу и соответствующего повышения средней температуры как на суше, так и в океане как минимум на 10°C (Burgess et al., 2014).

Максимальная мощность лавовых толщ наблюдается на севере Сибирской платформы в Норильском районе (~3500 м) (Wooden et al., 1993). Кроме этого известно, что несколько километров базальтов существует в грабенах под отложениями чехла Западно-Сибирской плиты (Westphal et al., 1998). Рифтовые структуры под этими бассейнами можно представить, как тройное сочленение, которое могло быть эпицентром активности Сибирских траппов (Saunders et al., 2005).

Сибирскую трапповую провинцию можно разделить на четыре региона с различными вулканическими последовательностями: Норильск, Маймеча–Котуй, Путорана и Нижняя Тунгуска (Jerram et al., 2016). В пределах Сибирской трапповой провинции представлено множество типов вулканических фаций: от эффузивных лавовых последовательностей до вулканокластических/туфовых разрезов (Jerram et al., 2016). При этом наблюдается четкое пространственное распределение лавовых и вулканогенно-кластических пород. Самые южные вулканокластические разрезы Сибирских траппов сложены преимущественно грубыми тефрами, переслаивающимися с осадочными породами. Подавляющее большинство пород плато Путорана представлены относительно однородными афировыми и порфировыми толеитовыми базальтами. Вулканизм в Норильском регионе характеризуется различными типами пород от пикритовых и толеитовых до субщелочных базальтов и андезибазальтов. Вулканические породы Маймеча–Котуйского района представлены пикритами, толеитовыми базальтами, щелочно-оливиновыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, оливиновыми нефелинитами и маймечитами с сопутствующими карбонатитами и кимберлитами (Arndt et al., 1995).

Средне-верхнетриасовые комплексы в пределах Сибирской платформы распространены не повсеместно и представлены континентальными отложениями в пределах Вилюйского бассейна и морскими и континентальными осадками вдоль северной границы Сибирской платформы (Булдыгеров, 2007).

**Юрско-меловой комплекс.** Юрские отложения представлены различными породами морского и континентального генезиса. В пределах Предверхоянского краевого прогиба и Лено-Анабарского бассейна в ранней и средней юре накапливались морские шельфовые терригенные отложения (глины, алевролиты и песчаники). В поздней юре в Предверхоянском прогибе

накапливались преимущественно континентальные отложения с подчиненным количеством морских (Булдыгеров, 2007). Позднее, в меловое время, в пределах этого прогиба накапливались аллювиальные отложения и морские, сформированные в результате трансгрессивных эпизодов (Никишин, 2010). В пределах платформы в юрское время формировались Иркутско-Черемховский и Рыбинско-Долгомостовский бассейны, сложенные преимущественно континентальными (озерно-аллювиальными угленосными) отложениями (Объяснительная записка..., 2012).

**Палеоцен-эоценовый комплекс.** Палеоцен-эоценовые комплексы формировались в стабильных платформенных условиях (Никишин, 2010) и представлены бокситовыми отложениями кор выветривания в основании и озерно-аллювиальными осадками, заполняющими впадины (Хандинскую, Туколонскую, Келенскую и Енисей-Хатангский прогиб) (Булдыгеров, 2007).

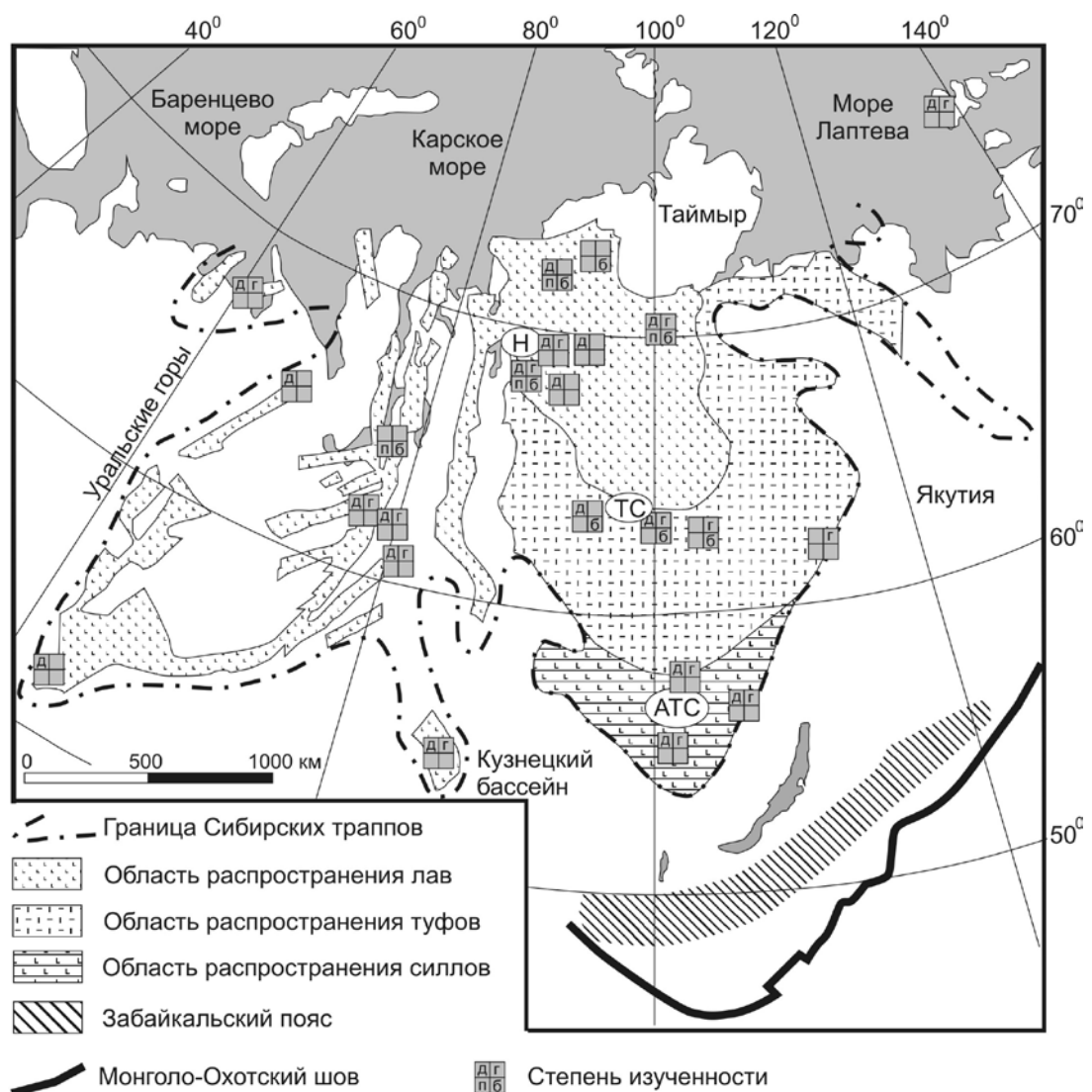
**Олигоцен-неогеновый и четвертичный комплекс.** Олигоцен-неогеновые и четвертичные отложения формируются в условиях современных неотектонических движений, для которых характерны поднятия (Никишин, 2010). Так, например, поднятие Тунгусского бассейна происходило на фоне регионального сжатия с амплитудой 500-1000 м, формировались валы Енисей-Хатангского прогиба (Рассохинский, Балахнинский валы) и поднятия Хатангской седловины (Ботнева и др., 1995). На северо-западе образовалась Путоранская неоантеклиза с амплитудой вертикальных движений 1-2 км (Булдыгеров, 2007). Также формировались прогибы (Ангаро-Чонская система впадин, Енисей-Оленекский прогиб, и др.), в пределах которых накапливались грубообломочные терригенные отложения (Булдыгеров, 2007). Также в четвертичное время в пределах Сибирской платформы имели место покровные оледенения, на протяжении которых преобладала ледниковая экзарация, но также и накапливались ледниковые комплексы (моренные, флювиогляциальные) (Астахов, 2008).

### 2.3. Магматизм

Сибирская платформа как в докембрии, так и в фанерозое неоднократно являлась ареной магматических событий. Ниже приведены краткие сведения о проявлениях магматической активизации за последние 252 млн лет, поскольку именно они имеют значение и могут быть учтены при разработке модели тектоно-термальной эволюции Сибирской платформы в мезозое и кайнозое.

**Трапповый магматизм (пермь-триас).** Пермь-триасовая трапповая провинция имеет широкое распространение в пределах Сибирской платформы, под осадочным чехлом Западно-Сибирской платформы вплоть до Восточно-Уральского прогиба, а также покрывает дно Карского и Баренцева морей (рис. 3). Ее слагают породы различного состава – от ультраосновных

до кислых (Медведев и др., 2003; Добрецов, 2003), а также различных фаций – интрузивные, эффузивные и эксплозивные, соотношение которых показано в табл. 1 (Траппы..., 1991). Основной объем пород траппового комплекса сконцентрирован в Тунгусской синеклизе и продолжается под Хатангской депрессией вплоть до Южного Таймыра (Васильев и др., 2000). В пределах Тунгусской синеклизы большая часть интрузивных пород представлена силлами и расслоенными интрузиями (Добрецов, 2005), а базальтовые толщи - породами нижней пикрит-щелочно-базальтовой серии, которая замещается туфоанкарामит-базальтовой серией, и верхней толеитовой серией (Fedorenko et al., 1996; Al'mukhamedov et al., 2004; Васильев и др., 2000; Добрецов и др., 2005).



**Рисунок 3.** Область распространения магматических пород, относимых к Сибирской трапповой провинции, и степень их изученности. Буквы в квадратах означают, что имеются данные по: д – датированию, г – геохимии, п – палеомагнетизму, б – биостратиграфии. Н – Норильск, ТС – Тунгусская синеклиза, АТС – Ангаро-Тасеевская синеклиза (Иванов, 2011).

Время проявления основной фазы магматической активности в пределах Сибирских траппов составляет около ~250 млн. лет согласно результатам U-Pb датирования циркона, бадделеита и перовскита (Иванов, 2011; Липенков и др., 2018; Падерин и др., 2016; Burgess and Bowring, 2015; Kamo et al., 2003; Svensen et al., 2009, и др.). Основной объем лав и интрузивных пород был сформирован за короткий период (менее 1 млн. лет) (Kamo et al., 2003; Burgess and Bowring, 2015), а возможно и меньше чем за 600 тыс. лет (Campbell et al., 1992). Изотопные определения из Маймеча-Котуйской провинции, Западно-Сибирского бассейна и плато Путорана указывают, что значительная часть провинции сформировалась синхронно (Reichow et al., 2002; Kamo et al., 2003).

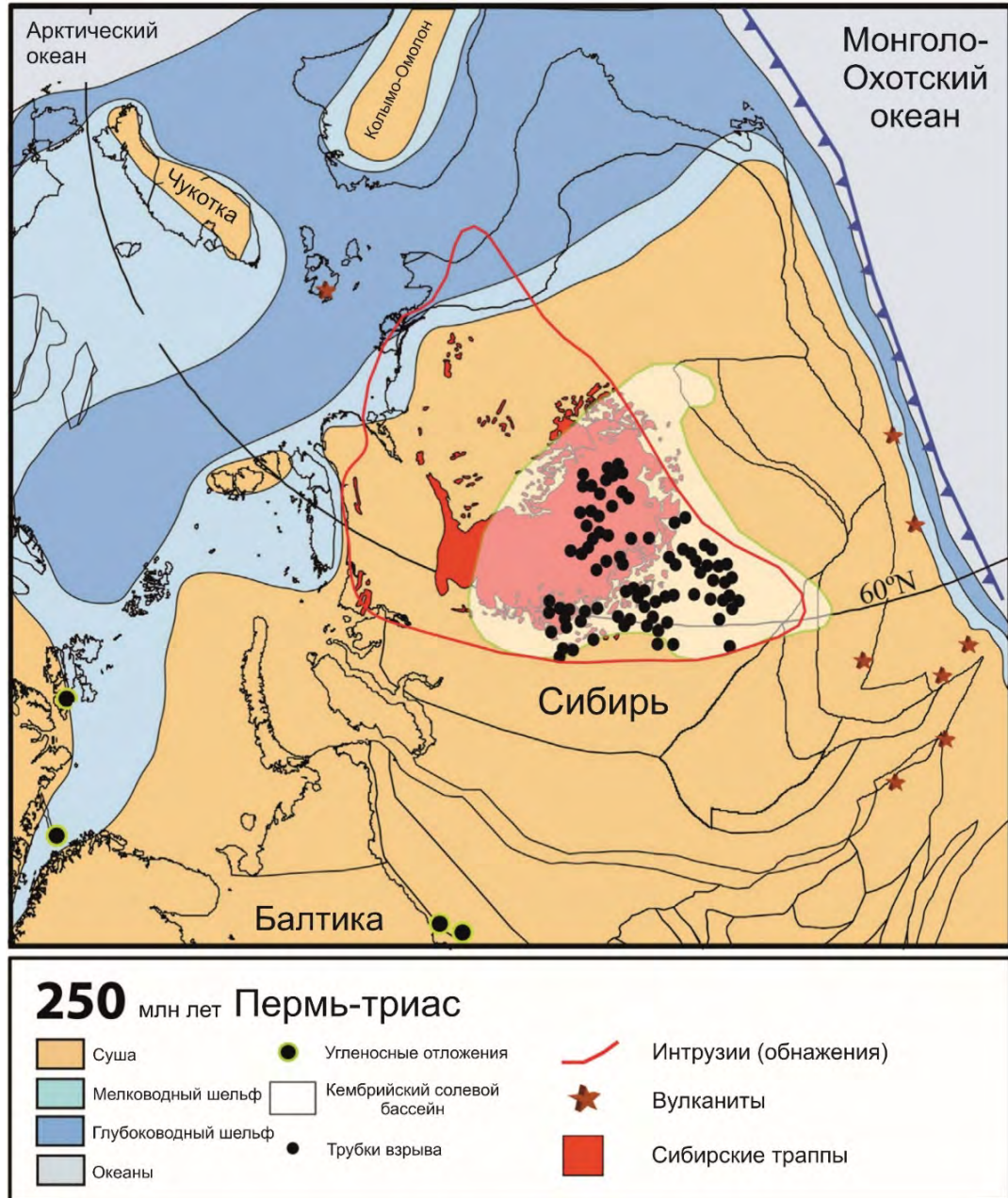
Интрузивная фация представлена расслоенными интрузивными комплексами, силлами и дайками (Добрецов, 2005). Большое количество силлов расположено в Ангаро-Тасеевской впадине, например, Падунский, Чуна-Бирюсинский, Толстомысовский, Тулунский, Усольский и Заярский силлы (Феоктистов, 1976). Также значительное количество интрузивных комплексов приурочено к Маймеча-Котуйской провинции, в пределах которой развиты щелочно-карбонатитовые-ультраосновные комплексы (Гулинский массив, Одихинча, Кугда, Маган, Ыраас, Ессей, Романиха, Седете, массивы Далбыхской группы и др.) (Егоров, 1991).

**Таблица 1.** Количественные соотношения фаций пермо-триасового магматизма Сибирской платформы (Траппы..., 1991)

Фация магматизма	Площадь распространения, км <sup>2</sup>	Мощность, км	Объем, км <sup>3</sup>	Средняя плотность пород, г/см <sup>3</sup>	Масса, т	% к общей массе
Интрузивная	1500*10 <sup>3</sup>	0-1,5	337,6*10 <sup>3</sup>	2,9	1090*10 <sup>12</sup>	44,3
Эффузивная	337,5*10 <sup>3</sup>	0-2,0	337,5*10 <sup>3</sup>	2,3	944*10 <sup>12</sup>	38,4
Эксплозивная (до 10-15% примеси терригенного материала)	675*10 <sup>3</sup>	0-0,7	236*10 <sup>3</sup>	1,8	425*10 <sup>12</sup>	17,3

Формирование Сибирских траппов, согласно наиболее популярной гипотезе, связывают с плюм-литосферным взаимодействием (Sobolev et al., 2011; Kogarko and Zartman, 2011). Однако существует другая гипотеза, которая интерпретирует формирование Сибирских траппов в результате субдукции океанических плит под сибирскую часть Пангеи (Иванов, 2011) (рис. 4). Монголо-Охотский океан отделял Сибирь от Центральной Монголии (Амурской области) и на границе перми-триаса имел ширину около 3000 км (Jerram et al., 2016). Вулканические

образования на Таймыре, вероятно, связаны с Сибирскими траппами. На Таймыре дайки и силлы смяты в складки и отражают продолжающуюся конвергенцию Карской плиты и Сибири в раннем мезозое (Jerram et al., 2016).

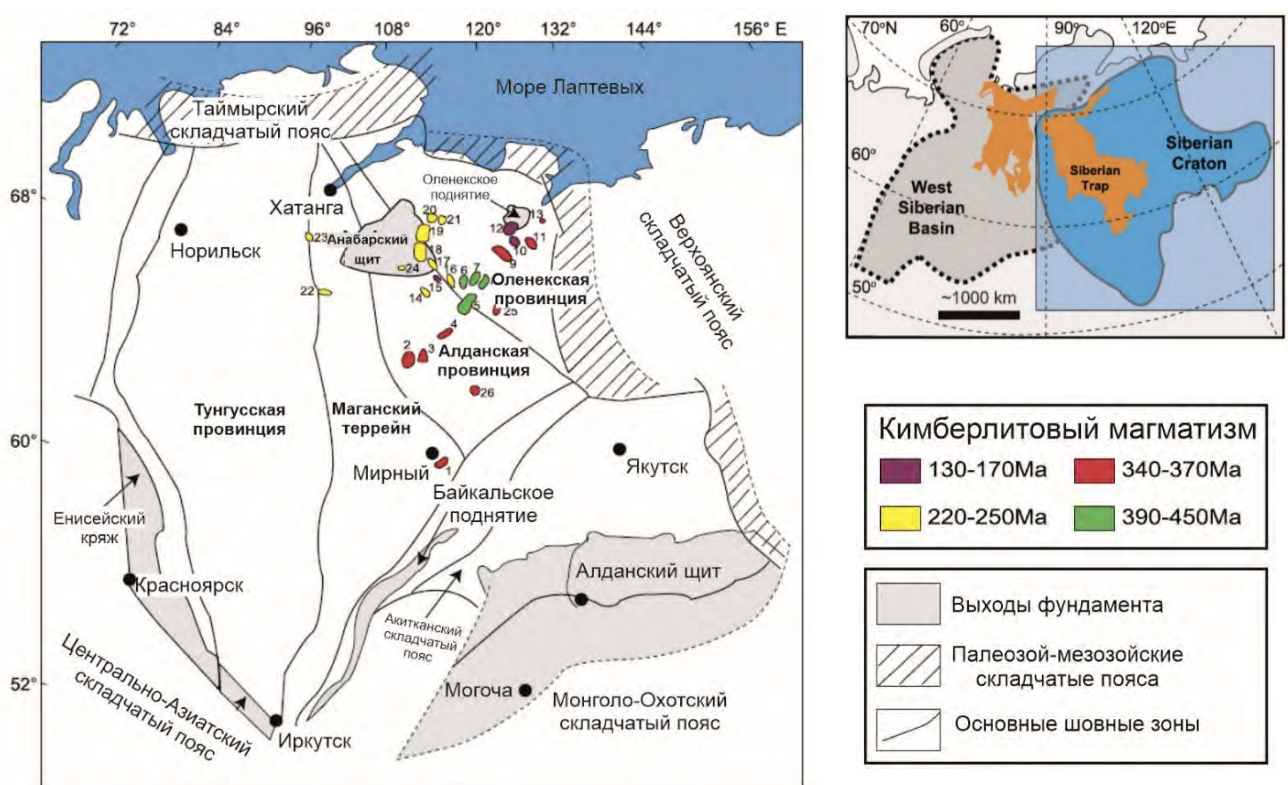


**Рисунок 4.** Положение Сибири и соседних секторов Пангеи на пермо-триасовой границе (~250 млн лет назад), с отображением современной береговой линии. NSI – Новосибирские острова, Т – Таймыр, FJL – Земля Франца-Иосифа, К-О – Колыма-Омолон, NZ – Новая Земля (Jerram et al., 2016; Cocks and Torsvik, 2007, 2011).



**Кимберлитовый магматизм.** В пределах Сибирской платформы широко проявлен щелочной магматизм, который представлен разными породами: кимберлитами (рис. 5), лампроитами, карбонатитами, мелилититами, лампрофирами и другими породами (Мальковец и др., 2017). Для кимберлитового магматизма выделяют четыре эпизода (рис. 5): 419-410 (позднесилурийско-раннедевонский), 376-347 (позднедевонский-раннекарбонный), 231-215 (позднетриасовый) и 171-156 (средне-позднеюрский) млн. лет (Sun et al., 2014). Распределение U–Pb определений изотопного возраста по перовскиту, цирконам, а также трековые возрасты циркона приведены на рис. 6 (а, б).

На сегодняшний день известно более 1300 кимберлитовых и других тел, которые сгруппированы в 29 полей (Мальковец и др., 2017), а по некоторым данным в 25 (Зинчук, 2013). Более чем в 150 трубках обнаружены алмазы (Мир, Удачная, Юбилейная, Интернациональная, Айхал, Сытыканская, Ботуобинская, Нюрбинская, Зарница, Комсомольская, XXIII съезд КПСС, Дачная и др.) (Зинчук, 2013).

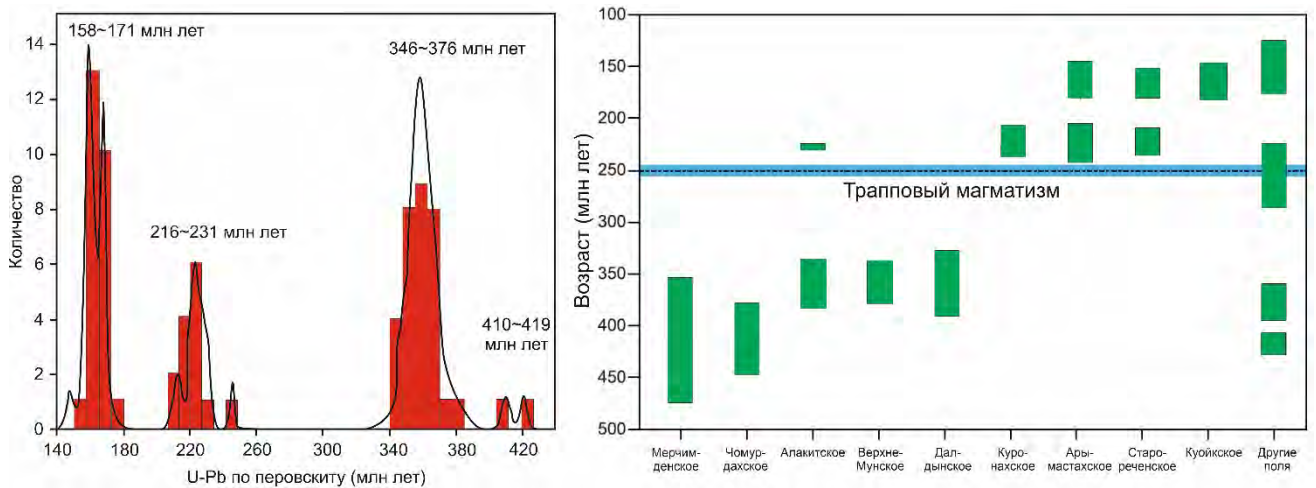


**Рисунок 5.** Проявление кимберлитового магматизма в пределах Сибирской платформы (Sun et al., 2014 modified after Griffin et al., 1999)

Кимберлиты северных и южных (Мирнинское, Алаkitское, Далдынское, Верхне-Мунское) полей Якутской кимберлитовой провинции различаются по составу, что связывают с

приуроченностью к разным террейнам (рис. 3) - Оленекскому, Мархинскому и Маганскому, а также к границе Мархинского и Далдынского, отличающимся строением литосферы.

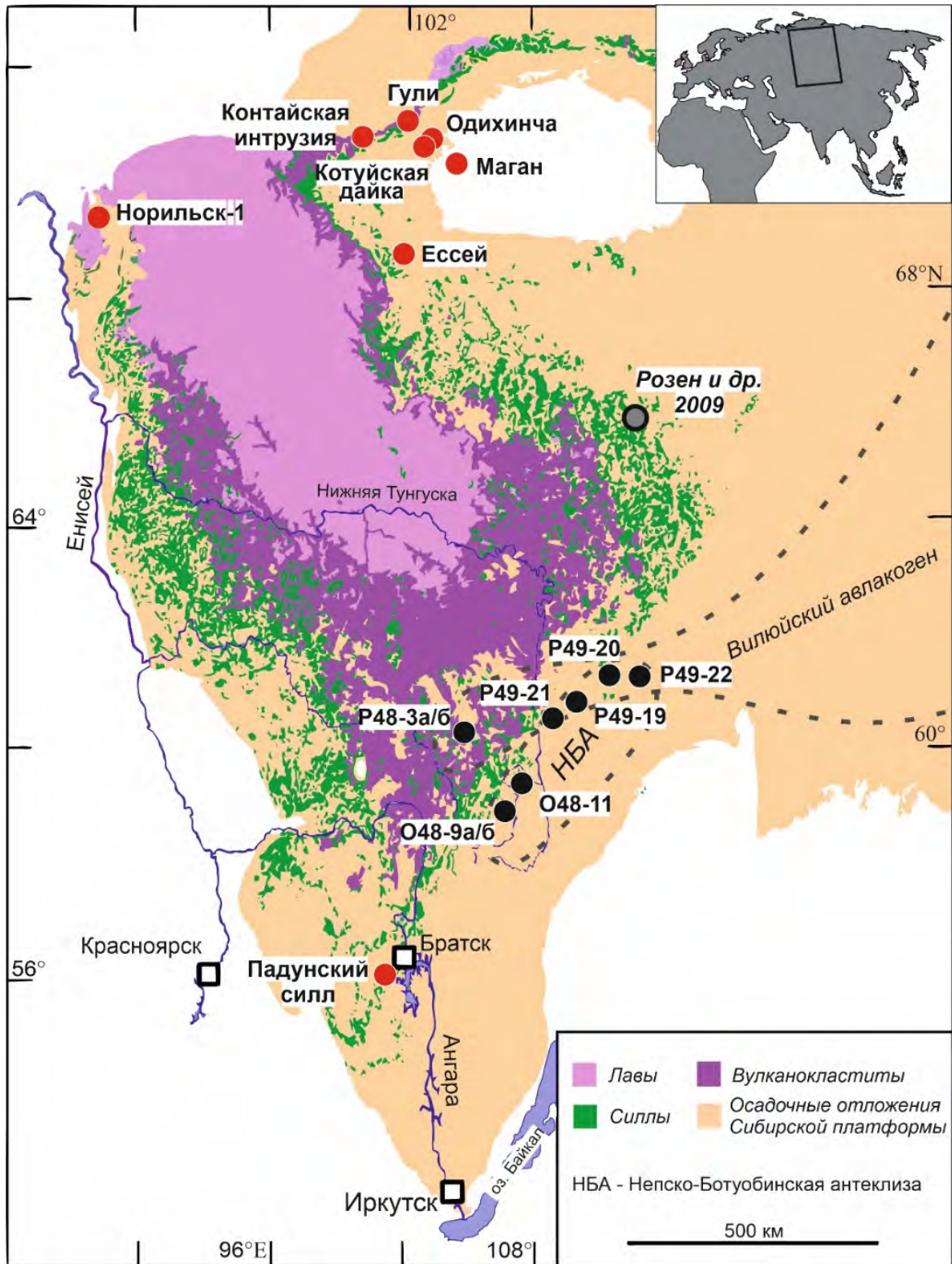
Лампроиты преимущественно распространены по периферии Сибирской платформы – Алданский щит, Восточное Прианабарье, Томторский массив (Владыкин и др., 2003; Кононова и др., 2011). Выделяют две субпровинции: палеопротерозойскую Чаро-Алданскую (1818–1870 млн лет) и позднемезозойскую Лено-Алданскую, которая формировалась в три интервала: 147–142, 133–137, 124–120 млн лет (Кононова и др., 2011).



**Рисунок 6.** а) Частотная гистограмма U–Pb возраста перовскита для кимберлитов Якутской провинции (Sun et al., 2014; Kinney et al., 1997; Lepekhina et al., 2008; Hamilton et al., 2003). б) Обобщение всех доступных данных об U–Pb и трековом возрасте циркона для кимберлитов Якутской провинции (Sun et al., 2014; Davis et al., 1980; Komarov et al., 1990; Heaman et al., 1995; Kinny et al., 1997; Griffin et al., 1999; Spetsius et al., 2002; Hamilton et al., 2003; Lepekhina et al., 2008).

#### 2.4. Геологическая характеристика объектов исследования

Для решения поставленной задачи в рамках данной работы были опробованы интрузивные тела Сибирской пермо-триасовой трапповой провинции, расположенные в разных частях Сибирской платформы (16 проб), а также породы кровли кристаллического фундамента в районе Непско-Ботубинской антеклизы (9 проб) (рис. 7).



**Рисунок 7.** Геологическая схема Сибирской платформы (Svensen et al., 2009; с изменениями). Кружки обозначают места отбора проб для трекового анализа и названия объектов или номера проб: красные – интрузивные тела Сибирской трапповой провинции, черные – породы кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Непско-Ботубинской антеклизы, серые – местоположение проб из пород кровли кристаллического фундамента из работы (Розен и др., 2009).

### 2.4.1. Интрузивные тела Сибирской трапповой провинции

Трековый анализ апатита был выполнен для интрузивных комплексов, расположенных в разных частях Сибирской платформы. Большинство изученных интрузивных комплексов расположены в пределах Маймеча-Котуйской щелочной провинции, за исключением интрузии Норильск-1 и более отдаленного Падунского силла (рис. 7).

**Падунский долеритовый силл** (N 56°05'; E 101°12') расположен в Ангаро-Тасеевской впадине в южной части Сибирской платформы. Он внедрен в нижнеордовикские отложения в центральной части Ангаро-Тасеевской впадины (Ivanov et al., 2009). В восточной части впадины силл располагается среди осадочных пород тунгусской серии (C<sub>2</sub>-P<sub>3</sub>) и нижнетриасовых туфов корвунчанской свиты (Кириченко и др., 2012). U-Pb (CA-TIMS, циркон) возраст Падунского силла находится в диапазоне 251.46±0.05 – 251.68±0.06 млн лет (Burgess and Bowring, 2015), а <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возраст плагиоклаза составляет от 241.6±1.3/2.6 до 239.1±1.1/2.5 млн лет (Ivanov et al., 2013). В месте отбора проб Падунский силл прорывает нижнесилурийские терригенно-карбонатные породы и имеет мощность до 200 метров. Были отобраны два образца – 3-1В и 3-2В из близко расположенных карьеров близ города Вихоревка (Иркутская область).

Крупнейший в мире щелочно-ультраосновой **Гулинский плутон** расположен в пределах Маймеча-Котуйского района. Его площадь по геофизическим данным составляет около 2 тыс. км<sup>2</sup>. Массив локализован на юго-восточном борту Енисей-Хатангской впадины, где прорывает разнообразные по составу пермско-триасовые вулканиты вплоть до дельканской свиты нижнего триаса, а на севере и северо-западе 60% его площади перекрыты юрско-меловыми и четвертичными отложениями. В обнаженной (южной) части (рис. 8 а-в) массив сложен, главным образом, ультраосновными породами нормальной щелочности (дунитами, хромититами и магнетитовыми клинопироксенитами), которые прорваны сформированным в несколько фаз комплексом щелочных пород и карбонатитов. Данный комплекс включает в себя мелилитовые породы (мелилитолиты и кугдиты), щелочные мафиты и ультрамафиты (нефелиновые и пироксен-биотитовые щелочные пикриты, оливиновые меланефелиниты, шонкиниты и якупирангиты), ийолиты и ийолит-пегматиты, эгириновые сиениты (включая как нефелиновые, так и кварцевые сиениты) и породы фоскорит-карбонатитовой серии (Егоров, 1991). Возраст вмещающих плутон трахириодацитов дельканской свиты, определенный U-Pb TIMS методом по циркону, составляет 251.1±0.3 млн лет (Kamo et al., 2003), туфов дельканской свиты – U-Pb CA-TIMS методом по циркону – 251.9–251.5 млн лет (Burgess and Bowring, 2015). Время образования самых молодых пород разреза пермско-триасовых вулканитов – меймечитов маймечинской свиты – оценивается Ar/Ar методом по биотиту в 245±1.2 млн лет (Dalrymple et al., 1995). Важно отметить, однако, что, согласно работам (Renne et al., 2010; Ivanov et al., 2013), Ar/Ar датировки

систематически моложе U-Pb определений изотопного возраста на 0.9% из-за неточности принятых констант распада  $^{40}\text{K}$ . U-Pb изохронный возраст пород Гулинского плутона составляет  $250.0 \pm 8.7$  млн лет (Kogarko and Zartman, 2011). Результаты датирования карбонатитов последней фазы внедрения U-Pb методом по бадделеиту составляют  $250.8 \pm 1.2$  млн лет (Malich et al., 2015) и  $250.2 \pm 0.3$  млн лет (Kamo et al., 2003), U-Pb методом по торинаниту –  $250.1 \pm 2.9$  млн лет (Malich et al., 2015). Таким образом, имеющиеся U-Pb геохронологические данные свидетельствуют о том, что формирование Гулинского плутона происходило синхронно (в пределах ошибок определения возраста) с излияниями платобазальтов с образованием карбонатитов на заключительной стадии магматизма.

Интрузия **Норильск-1** (N  $69^{\circ}18'$ ; E  $88^{\circ}10'$ ) расположена в районе Норильска на северо-западной окраине Сибирской платформы. Мощность интрузии достигает 360 м. Это расслоенная интрузия, состоящая в основном из габбро-долеритов и включающая различные типы пород от габбродиоритов до плагиоверлитов. Интрузия внедрена в верхнепермские терригенные породы тунгусской группы и верхнепермско–нижнетриасовые вулканические породы (Malich et al., 2018). U-Pb ID-TIMS возраст цирконов интрузии Норильск-1 колеблется между  $251.64 \pm 0.10$  –  $251.91 \pm 0.07$  млн лет (Burgess and Bowring, 2015) и  $251.2 \pm 0.3$  млн лет (Kamo et al., 1996). Апатит из верхней части интрузии Норильск-1 недавно был датирован методом U-Pb LA-ICP-MS, значение возраста составляет  $252.0 \pm 4.1$  млн лет (Marfin et al., 2020). Учитывая, что этот возраст совпадает с данными ID-TIMS по циркону, полученными Burgess и Bowring (2015) для той же интрузии, это указывает на то, что кристаллизация апатита в этих породах происходила почти синхронно с охлаждением интрузии. Однако некоторые U-Pb данные по бадделеиту и циркону показывают гораздо более широкий диапазон возрастов - от  $290 \pm 2.8$  до  $226.7 \pm 0.9$  млн лет (Malich et al., 2012).

Для этого исследования были отобраны два образца из керна скважины №3598 на глубинах 28.4 м и 38.4 м (шахта "Заполярный", Норильск) (рис. 8 г, д). Эти образцы представляют собой самую верхнюю часть интрузии Норильск-1, которая сложена в основном лейкогаббро.

Дифференцированная **Контайская интрузия** (N  $70^{\circ}48'55.44''$ ; E  $100^{\circ}8'38.40''$ ) вскрыта бурением между районами Маймеча-Котуй и Норильск, примерно в 40 км к северо-западу от Гулинского плутона, в скважине G32 на глубинах 214.5-1252.8 м. Она состоит из субщелочного габбро, габброноритов и монцогаббро в нижней части, до диоритов и монцодиоритов вблизи кровли. Интрузия перекрыта терригенными породами верхнеюрской сиговской свиты, которая представляет собой мезозойский осадочный чехол Енисейско-Хатангской впадины. Возраст интрузии определен методом U-Pb SIMS по циркону составляет от  $246.5 \pm 2.6$  до  $249.9 \pm 5.2$  млн лет (Липенков и др., 2018).

Исследуемые образцы G32-950 и G32-1051 были взяты из скважины на глубине 950 и 1051 м соответственно, что соответствует средней зоне интрузии (Zaitsev et al., 2018). Образец G32-950 представляет собой богатое апатитом лейкократовое габбро с реликтами биотита и оливина. Образец G32-1051 представляет собой биотитовое габбро, богатое магнетитом и апатитом, с реликтами оливина.

Щелочно-ультраосновной массив **Одихинча** (рис. 8е) (N 70°53'45.60"; E 103°7'53.59") расположен в Маймеч-Котуйском районе и прорывает нижнекембрийские доломиты урюнг-тасской и далбыхской свит в пределах Анабарского поднятия на севере Сибирской платформы. Возраст массива приходится на интервал U-Pb SIMS возрастов перовскита из ийолита  $266 \pm 3$  млн лет и оливинита  $259.0 \pm 6.5$  млн лет (Липенков и др., 2015). Исследуемый образец "Odikhincha" представляет собой крупнозернистый кальцитовый карбонатит с магнетитом, флогопитом и апатитом. Он был взят из карбонатитовой жилы, которая прорезает мелкозернистые ийолиты и находится в непосредственном контакте с агпаитовым пегматитом с дефицитом Cl в тасеките (Rastsvetaeva et al., 2018).

Массив **Маган** (N 70°14'; E 104°28') также расположен в Маймеч-Котуйской провинции. Массив представляет собой плутон центрального типа и в основном сложен щелочно-ультраосновными породами. Он обнажен в ядре куполообразной антиклинальной складки в контакте с рифейскими красноцветами (Липенков и др., 2015). До сих пор не было опубликованных данных о геохронологии этого массива. Образец M037/1440 апатитового эгиринита был взят из керна скважины с глубины 298 метров.

Концентрический зональный массив **Ессей** (N 68°43'; E 102°11') расположен в южной части Маймеч-Котуйского района. Он сложен доломитовыми и кальцитовыми карбонатитами, фоскоритами и в меньшей степени якупирангит-мельтейгитом и ийолитами с остатками ксенолитов оливинитов (Егоров, 1991). Массив внедрен в верхнекембрийскую карбонатную толщу атырдахской свиты. Возраст массива Ессей, как и массива Маган, является дискуссионным и косвенно оценивается как средне-позднетриасовый (Липенков и др., 2015). Образец E206/3322 (карбонатит с тетраферрифлогопитом, апатитом и магнетитом) был взят из керна скважины с глубины 103 м.

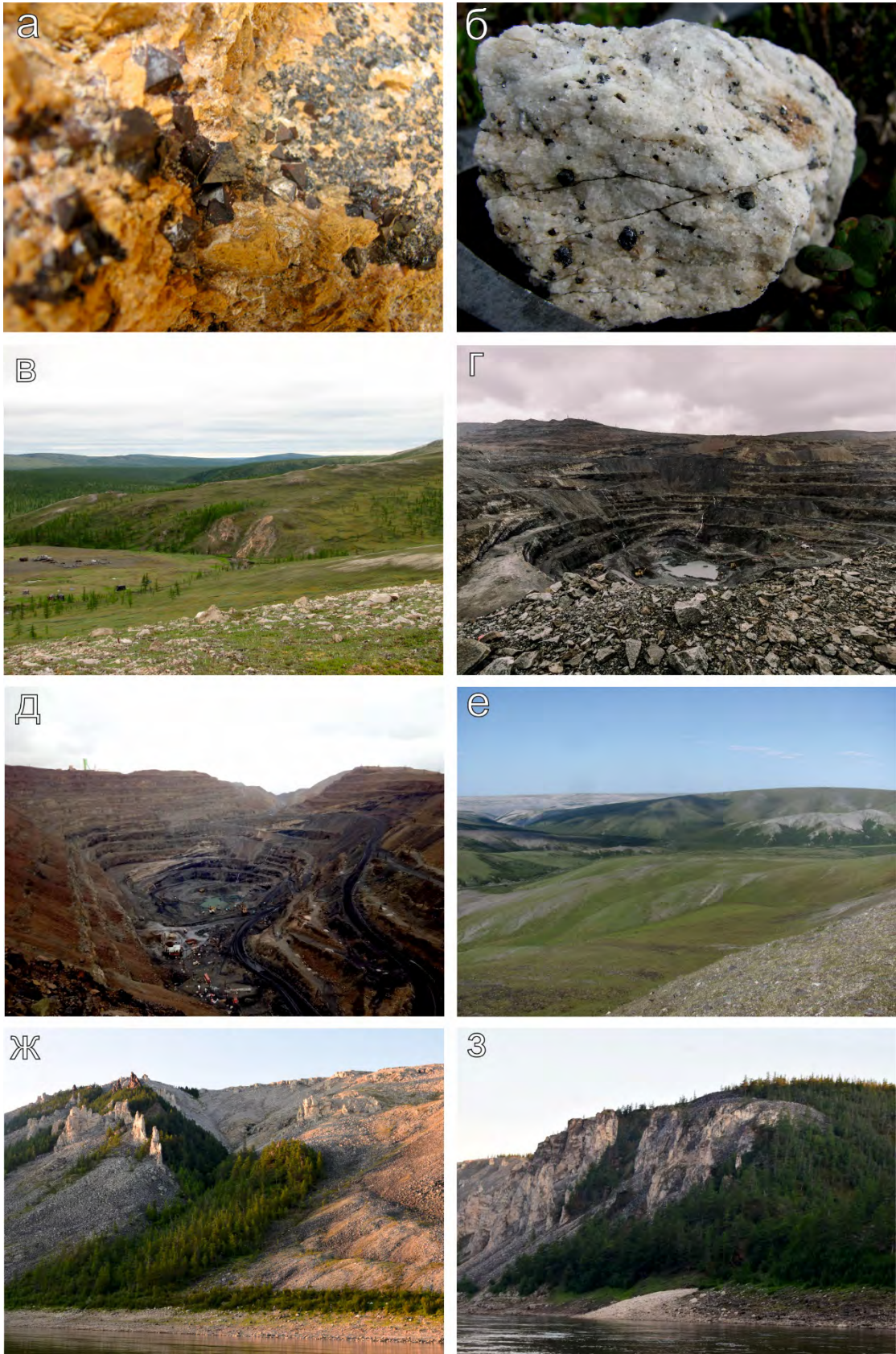
**Котуйская дайка** (N70°46.441'; E 103°04.337') обнажается в долине реки Котуй (нижнее течение), круто падает на юго-восток и имеет мощность около 60 м (рис. 8 ж, з). Дайка прорывает среднекембрийские доломиты и состоит из мелкокристаллических долеритов в краевых частях и крупнозернистого лейкогаббро в центральной части. Данные об изотопном возрасте дайки отсутствуют. Однако, основываясь на сходстве состава и палеомагнитных данных (Латышев, устное сообщение), имеются основания предполагать, что дайка имеет тот же возраст, что и базальты нижнетриасовой онкучакской свиты котуйского траппового разреза.

Падунский силл, Котуйская дайка и Контайская интрузия, скорее всего, были внедрены на небольших глубинах (максимум 1.5 км), о чем свидетельствуют структурные и текстурные особенности пород: например, краевые зоны некоторых интрузий сложены порфировидными долеритами (Кириченко и др., 2012; Липенков и др., 2018). Интрузия Норильск-1, как и другие тела норильского типа, как полагают, была внедрена на небольшой глубине, около 1.5-2.5 км (Simonov et al., 1994; Радько, 2016). В связи с тем, что интрузия Норильск-1 одновозрастна с моронговско-мокулаевскими вулканитами Норильского района (Latyshev et al., 2020), то ее глубина внедрения не превышает мощности вулканического разреза между самыми верхними мокулаевскими и самыми нижними ивакинскими потоками, которые прорваны интрузией Норильск-1 (т.е. ~2.5 км). Глубину залегания массивов Одихинча и Маган оценить трудно. Однако они, скорее всего, образовались на глубинах более 1 км, поскольку не известно щелочно-ультраосновных массивов, которые образовались бы на глубине менее 1 км (Соколов, 2005; Егоров, 1991).

**Таблица 2.** Координаты мест отбора образцов из интрузий Сибирской трапповой провинции на трековый анализ апатита, названия пород, которые они представляют, и использованный метод определения концентрации урана в апатите.

№	Объект	Образец	Широта	Долгота	Абс.выс., м	Порода	EDM/LA-ICP-MS
1	Норильск-1	3596–28.4	69°18'	88°10'	194	Лейкогаббро	EDM
2	Норильск-1	3598–38.4	69°18'	88°10'	184	Лейкогаббро	EDM
3	Ессей	E206–3322	68°43'	102°11'	103	Карбонатит	EDM
4	Маган	M037–1440	70°14'	104°28'	298	Апатитовый эгиринит	EDM
5	Маган	M037–1440	70°14'	104°28'	298	Апатитовый эгиринит	LA-ICP-MS
6	Маган	M0931–3918	70°14'	104°28'	298	Кальцитовый карбонатит	LA-ICP-MS
7	Котуйская дайка	K-19-35	70°46.441'	103°04.337'	50	Лейкогаббро	EDM
8	Одихинча	Odikhincha	70°53'45.60"	103°7'53.59"	340	Кальцитовый карбонатит	EDM
9	Контайская интрузия	G32–950	70°48'55.44"	100°8'38.40"	-870	Лейкократовое габбро	EDM
10	Контайская интрузия	G32–1051	70°48'55.44"	100°8'38.40"	-971	Биотитовое габбро	EDM
11	Контайская интрузия	G32–1095	70°48'55.44"	100°8'38.40"	-1015	Биотитовое габбро	LA-ICP-MS
12	Гули	G09-113a	70°53'1.44"	101°16'11.16"	300	Апатит-кальцитовый фоскорит	EDM
13	Гули	G09-113b	70°53'1.44"	101°16'11.16"	300	Апатит-кальцитовый фоскорит	EDM
14	Гули	G09-105	70°53'13.44"	101°16'47.04"	300	Апатит-кальцитовый фоскорит	EDM
15	Падунский силл	3-1B	56°05'	101°12'	400	Долерит	EDM
16	Падунский силл	3-2B	56°05'	101°12'	400	Долерит	EDM





**Рисунок 8.** Объекты исследований. (а) Крупные кристаллы магнетита в карбонатитах Гулинского массива; (б) карбонатиты Гулинского массива; (в) Южный карбонатитовый массив Гулинского массива, место отбора проб; (г, д) карьер, вскрывающий интрузию Норильск-1; (е) массив Одихинча; (ж, з) Котуйская дайка (фото А.В. Латышева).

### 2.4.2. Непско-Ботуобинская антеклиза

Монофракция апатита для трекового датирования была выделена из керна пород кристаллического фундамента Сибирской платформы, отобранного с глубин 1800-2600 метров в поисково-разведочных скважинах, пробуренных на углеводородное сырье и характеризующих северную, западную и центральную части Непско-Ботуобинской антеклизы. Скважины распределены вдоль субширотного профиля протяженностью более 500 км (рис. 7). Апатит для датирования был отобран из гранитов и гнейсов (рис. 9); полный перечень образцов и координаты скважин приведены в Таблице 3.

**Таблица 3.** Координаты места отбора образцов из кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Непско-Ботуобинской антеклизы на трековый анализ апатита и названия пород, которые они представляют.

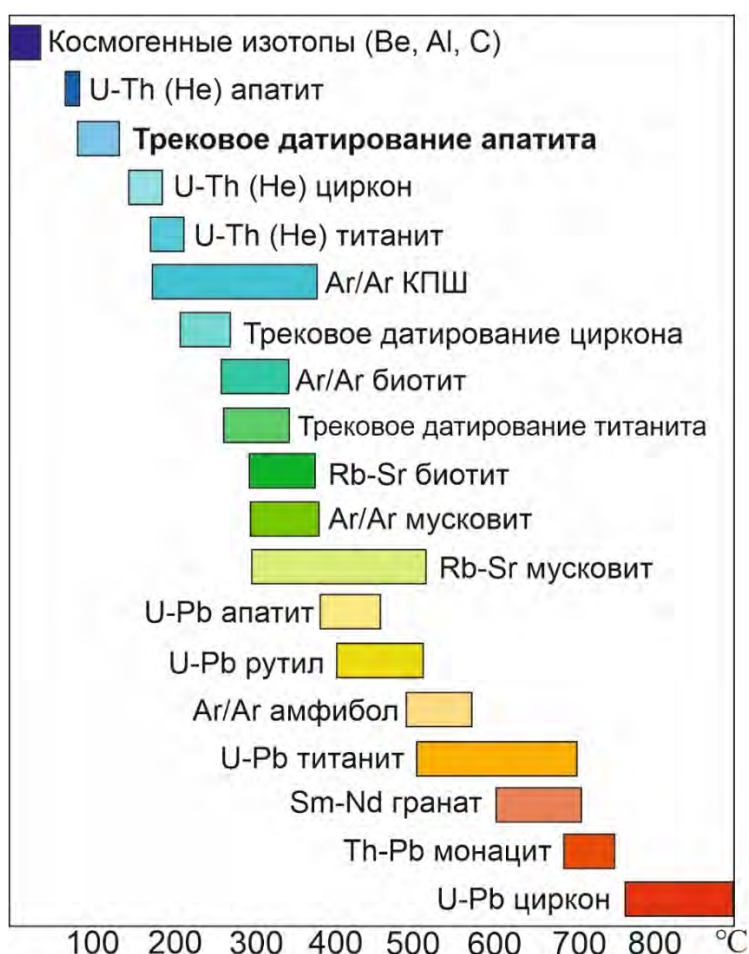
№	Объект	Образец	Широта	Долгота	Абс.выс., м	Порода	EDM/ LA- ICP- MS
1	Кровля кристаллического фундамента	P48-3A	60°17'	104°25'	2560.3	Гранит	LA- ICP- MS
2		P48-3B	60°17'	104°25'	2560.3	Гранит	
3		P49-19	60°53'	109°05'	2044.9	Гранит	
4		P49-20	61°07'	110°24'	2058.2	Гранодиорит	
5		P49-21	60°43'	108°39'	1933.9	Гнейс	
6		P49-22	61°15'	112°28'	1935.0	Гранит	
7		O48-9A	59°31'	107°40'	2000.4	Гнейс	
8		O48-9B	59°31'	107°40'	2000.4	Гнейс	
9		O48-11	59°46'	108°09'	1820.4	Милонитизированный гранит	



**Рисунок 9.** Горные породы кровли кристаллического фундамента в районе Непско-Ботубинской антеклизы. Фото А.В. Самсонова.

### Глава 3. Методика исследований<sup>1</sup>

Главным понятием термохронологии является «температура закрытия». Так, в 1973 г. Мартин Додсон сформулировал и охарактеризовал понятие «температура закрытия» как температуру, ниже которой дочерние изотопы сохраняются в кристаллической решетке минерала (Dodson et al., 1973). При этом, эта температура зависит не только от радиогенной системы, но и от минерала, что позволяет очень подробно изучать историю остывания пород используя различные радиогенные системы в различных минералах (рис. 10). Трековый метод также имеет разные температуры закрытия для разных минералов.



**Рисунок 10.** Термохронометры, используемые в геологических исследованиях, и температуры закрытия для каждого из них по (Reiners et al., 2005).

<sup>1</sup>При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

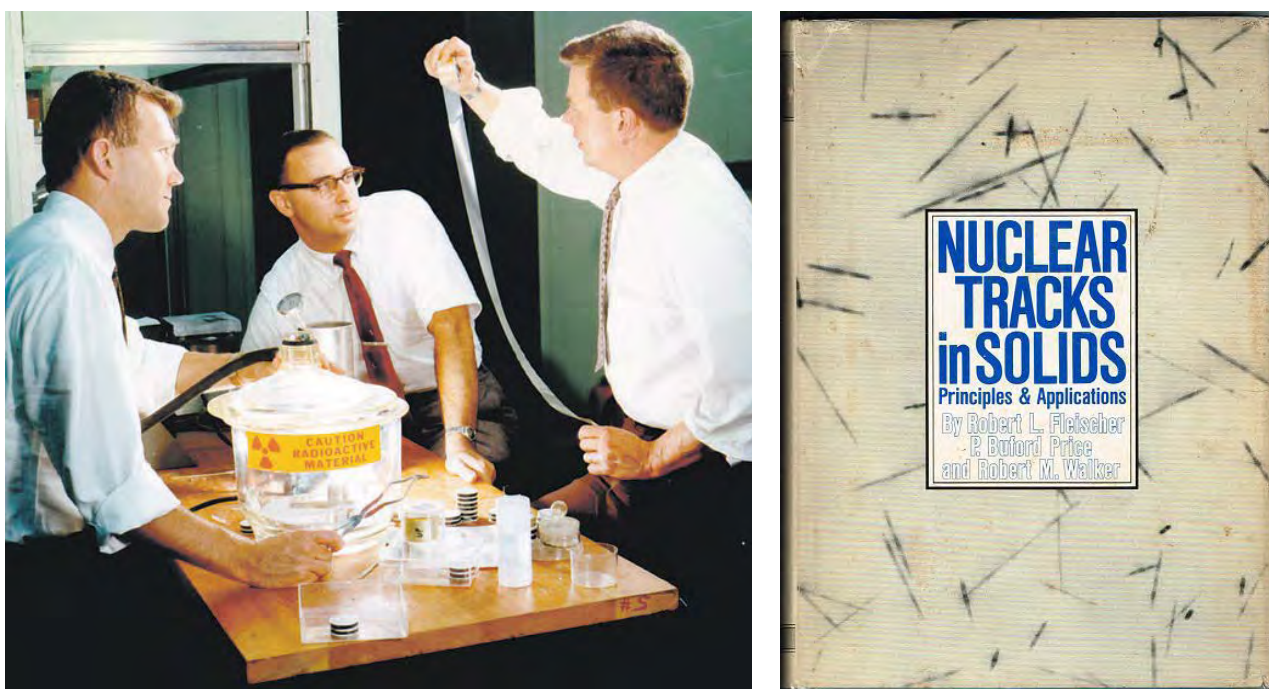
*Veselovskiy R.V., Arató R., Bagdasaryan T.E., Samsonov A.V., Stepanova A.V., Arzamastsev A.A., Myshenkova M.S.* New Apatite Fission-Track Data from the Murmansk Craton, NE Fennoscandia: An Echo of Hidden Thermotectonic Events // *Minerals* 2020. V. 10. P. 1095. Scopus (0.8 п.л., личный вклад – 50%, импакт-фактор SJR 0,522)

В данном исследовании для реконструкции тектоно-термальной эволюции Сибирской платформы в мезозое и кайнозое применяются методы низкотемпературной термохронологии, в первую очередь – трековый анализ апатита, а также средне- и высокотемпературной термохронологии, такие как U-Pb датирование апатита, Ar/Ar датирование флогопита и Rb-Sr минеральная изохрона. Кроме этого, полученные выводы базируются на многочисленных опубликованных ранее определениях U-Pb возраста циркона и Ar/Ar возраста плагиоклаза и слюд. В данной главе приведены описания методов и подходов, определяющих качество и надёжность полученных данных и их интерпретации.

### 3.1. Трековое датирование апатита

#### 3.1.1. Введение

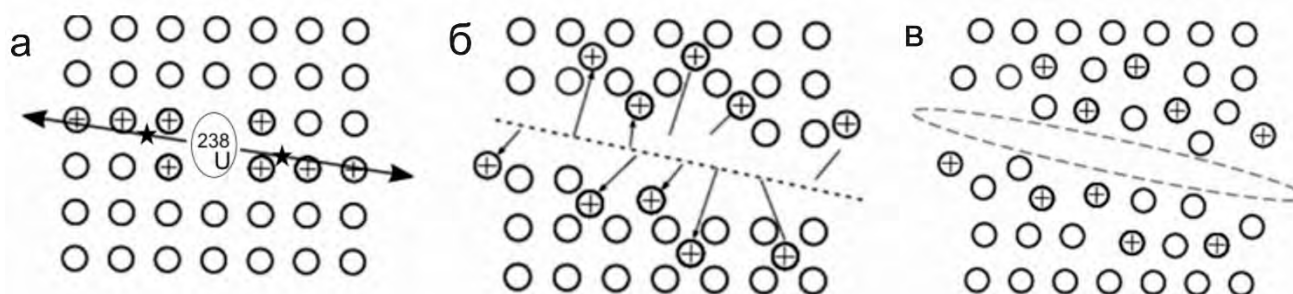
Метод трекового анализа (fission-track analysis) был разработан в начале 1960-х гг. одновременно с открытием советскими учеными явления спонтанного деления ядер (Петржак и Флеров, 1961). Он основан на явлении спонтанного деления (расщепления – fission) ядер  $^{238}\text{U}$  с образованием дефектов в кристаллической решетке минералов – треков, которые как метод радиометрического датирования были предложены Прайсом и Уокером (Price, Walker, 1963) (рис. 11, а, б). Трековый анализ выполняется для нескольких минералов, а наиболее часто для апатита, циркона и титанита.



**Рисунок 11.** (а) Первооткрыватели спонтанного деления: Dr P. Buford Price, Dr Robert L. Fleischer and Dr Robert M. Walker; (б) Первый труд, посвященный трекам спонтанного деления

### 3.1.2. Образование треков спонтанного деления

Принцип формирования треков спонтанного деления изображен на рис. 12. В результате спонтанного деления нестабильное ядро изотопа  $^{238}\text{U}$  распадается на два тяжелых изотопа с различающимися массой и атомным номером (Kr, Xe, Zr, Sr, Rb, Nb, Mo, Ru, Rh, Te, Sb, Ba, Cs, La, Nd, Sm и др.), которые разлетаются в противоположные стороны из точки деления, поскольку они оба положительно заряжены (рис. 12, а). Энергия, которая высвобождается при спонтанном делении, составляет  $\sim 210$  МэВ и значительную часть ( $\sim 170$  МэВ) составляет кинетическая энергия разлетающихся частиц. При этом энергия связи атомов в кристаллической решетке минералов составляет  $\sim 3$  эВ (Соловьев, 2008). Во время перемещения нуклиды взаимодействуют с атомами внутри кристаллической решетки и образуют зону ионизации. Ионизированные атомы из-за кулоновского взаимодействия (отталкивание) слегка отдаляются друг от друга, образуя в результате зону разрушения кристаллической решетки (рис. 12, б), которая позже и называют первичным треком или *треком распада* (fission track; рис. 12, в) (Wagner et al., 1992). Эта теория образования треков известна как модель игры ионного разрыва (Fleischer et al., 1975). Считается, что в трехмерном пространстве треки имеют форму веретена или иглы, то есть в центре они шире, чем на краях, в связи с тем, что нуклиды, образующиеся при делении во время движения и взаимодействия с атомами кристаллической решетки, теряют энергию и затормаживаются.



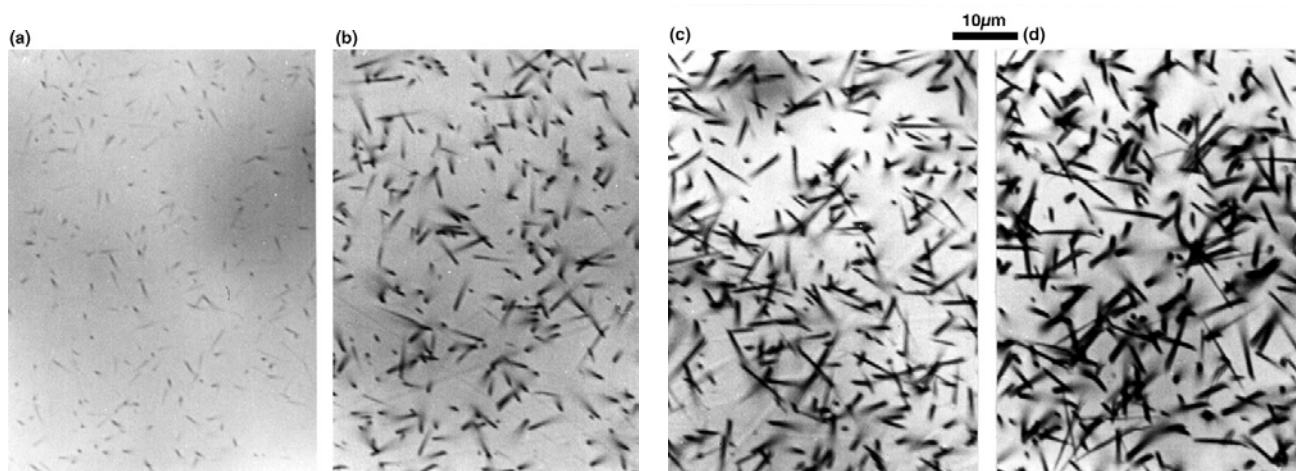
**Рисунок 12.** Принцип формирования треков спонтанного деления (Fleischer et al., 1975).

Спонтанному делению подвержены тяжелые ядра, у которых атомный номер  $Z \geq 90$  и атомная масса  $A \geq 230$  (Th, Pa, U, Np, Pu и др.) (Соловьев, 2008). Наиболее распространенные нуклиды, способные к спонтанному делению –  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{234}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ , однако за исключением  $^{238}\text{U}$  остальные нуклиды имеют или слишком низкие концентрации в природных объектах ( $^{234}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ) или очень длинный период полураспада ( $^{232}\text{Th}$ ), поэтому в общем случае считается, что образование треков происходит за счет деления  $^{238}\text{U}$  (табл. 4) (Holden, 1989; Wagner et al., 1992).

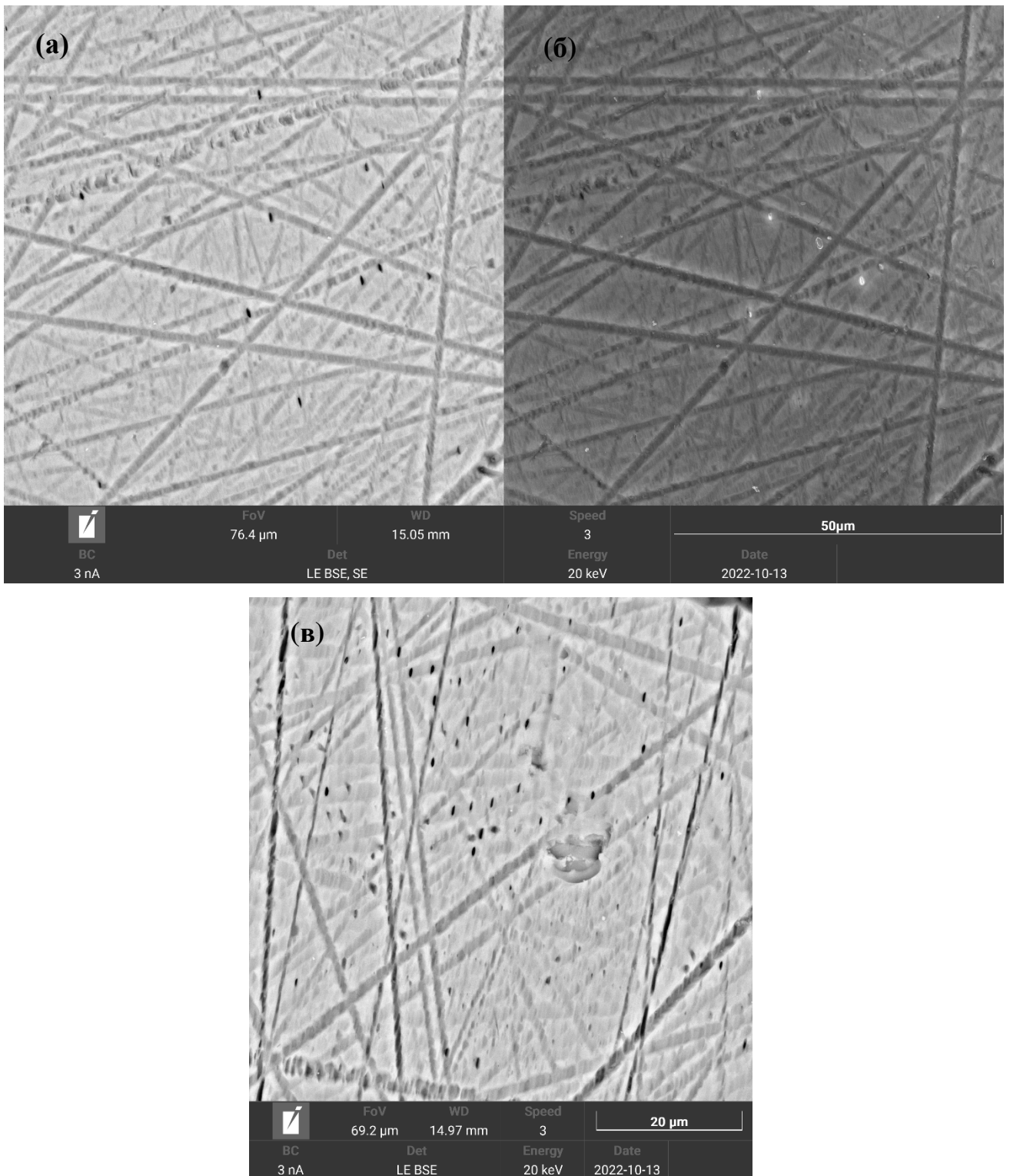
**Таблица 4.** Содержание и период полураспада четырех распространенных в природе и способных к спонтанному делению нуклидов (Holden, 1989; Wagner, Van den Haute, 1992).

Нуклиды	Содержание относительно $^{238}\text{U}$	Период полураспада, лет	Период полураспада спонтанным делением, лет
$^{232}\text{Th}$	4	$1.40 \cdot 10^{10}$	$1.0 \cdot 10^{21}$
$^{234}\text{U}$	$5.44 \cdot 10^{-5}$	$2.46 \cdot 10^5$	$1.5 \cdot 10^{16}$
$^{235}\text{U}$	$7.25 \cdot 10^{-3}$	$7.04 \cdot 10^8$	$1.0 \cdot 10^{19}$
$^{238}\text{U}$	1	$4.47 \cdot 10^9$	$8.2 \cdot 10^{15}$

Первичные треки невидимы в оптическом микроскопе, их можно наблюдать только в сканирующем электронном микроскопе. Чтобы увидеть треки в обычном оптическом микроскопе, минерал травят в кислоте или щелочи, что приводит к увеличению в размерах ослабленных областей минерала – трещин, царапин, в том числе и треков спонтанного деления (рис. 13, 14). В зависимости от минерала, в котором наблюдают треки, выбирается тип химического реагента, температура и продолжительность травления (табл. 5).



**Рисунок 13.** Треки спонтанного деления в титаните после различного времени травления (5, 10, 15 и 20 минут) (Malusa and Fitzgerald, 2019).



**Рисунок 14.** Треки спонтанного деления в апатите в сканирующем электронном микроскопе. (а, в) – изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE), (б) – изображение во вторичных электронах (SE).



**Таблица 5.** Условия химического травления треков в соответствующих минералах (Wagner, Van den Haute, 1992).

Материал	Химический реагент	Температура, °C	Время
Апатит	5.5 М HNO <sub>3</sub>	20	20 сек
Основное стекло	5-20% HF	23	1-5 мин
Обсидиан	48% HF	23	60 сек
Биотит	20% HF	23	1-2 мин
Мусковит	48% HF	23	10-40 мин
Циркон	H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	375-500	1 мин
	(20 г) NaOH:(5 г) H <sub>2</sub> O (~100 N)	220	0.2-4 часа
	HF (48%):H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> (98%) (1:1)	150-180	2-9 часов
	(8 г) NaOH:(11.5 г) KOH	200-220	2-70 часов
	NaOH: KOH: LiOH (6:14:1)	200	2-5 часов

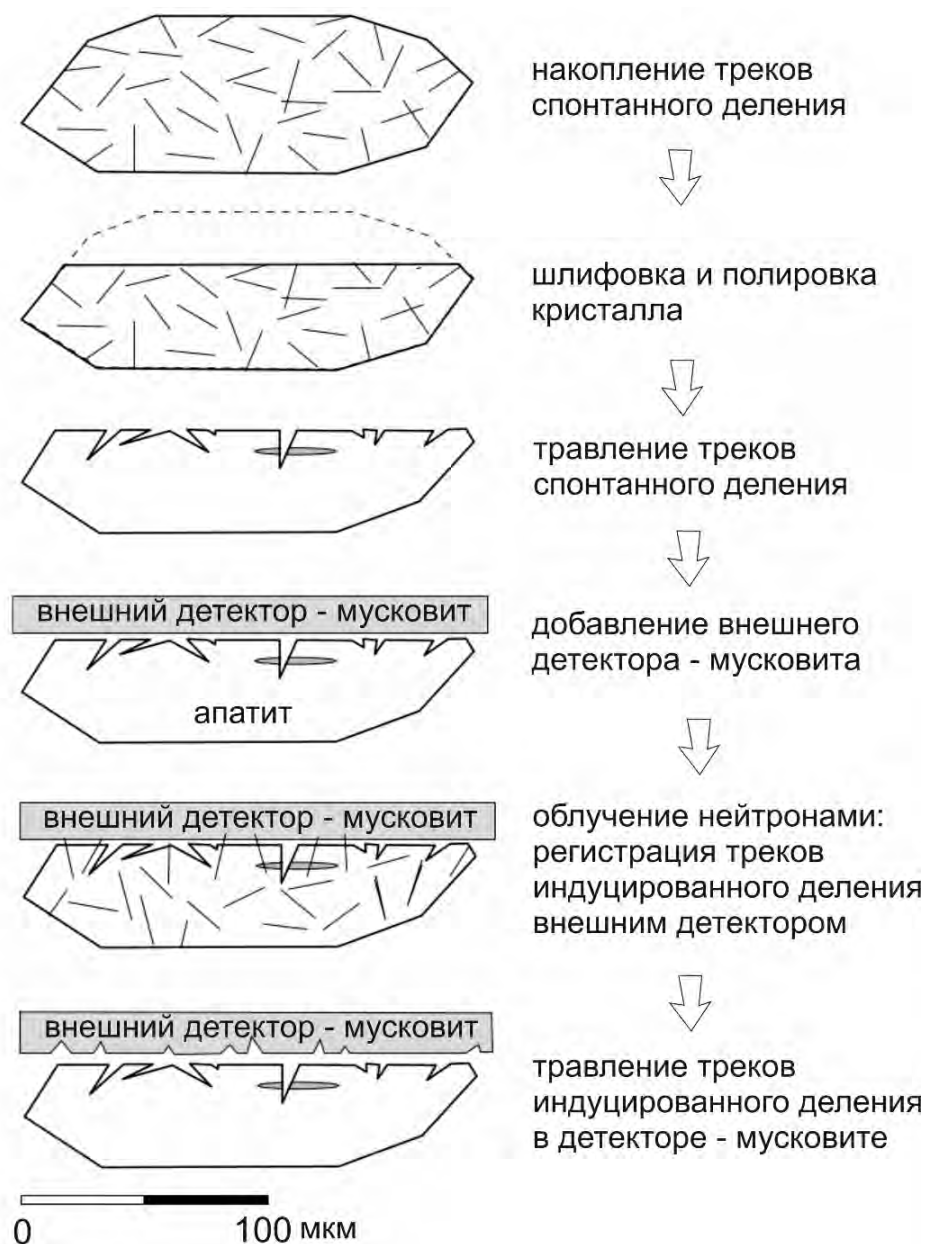
Для определения трекового возраста минерала, после процедуры травления треков, определяется их плотность в не менее чем 20 зёрнах. Одной из главных задач на этом этапе является корректная идентификация треков, т.е. необходимо отличить дефекты, пылинки, трещинки и другие дефекты кристалла от треков. В 1975 году Робертом Флишером были предложены следующие критерии выделения треков (Fleischer et al., 1975):

- трек имеет линейную форму и длину до 20  $\mu\text{m}$ ;
- трек не имеет предпочтительной ориентировки;
- треки исчезают после нагревания выше определенной температуры (зависит от минерала).

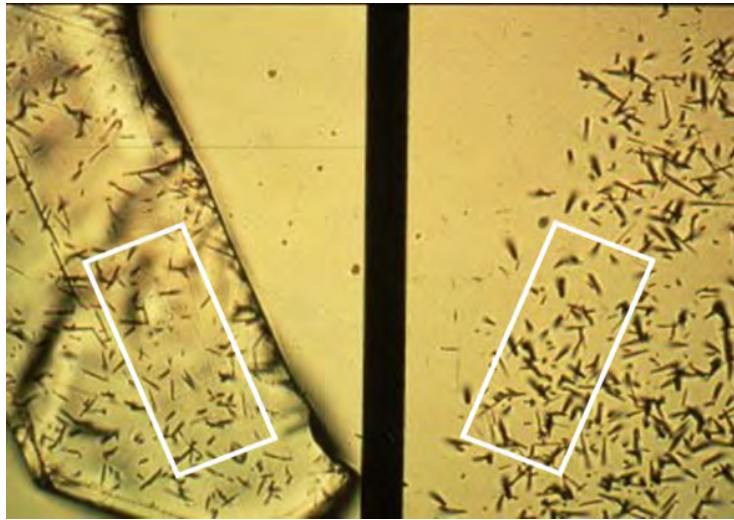
### 3.1.3. Определение трекового возраста методом внешнего детектора

Метод трекового датирования базируется на классическом уравнении радиоактивного распада, как и другие методы изотопного датирования, основанные на естественном радиоактивном распаде нестабильного родительского атома в стабильный дочерний. Однако, в отличие от классических методов определения изотопного возраста минералов, при трековом датировании вместо измерения количества дочернего нуклида измеряется количество треков спонтанного деления  $^{238}\text{U}$ , а концентрация  $^{238}\text{U}$  может определяться двумя методами. Первый метод является классическим, используется с момента становления трекового датирования и называется *метод внешнего детектора* (EDM, External Detector Method). Последовательность метода внешнего детектора представлена на рис. 15. Согласно этому методу, концентрация  $^{238}\text{U}$  определяется через константу отношения  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  и плотность треков (индуцированных треков), возникающих в минерале-детекторе в результате индуцированного деления  $^{235}\text{U}$  во время

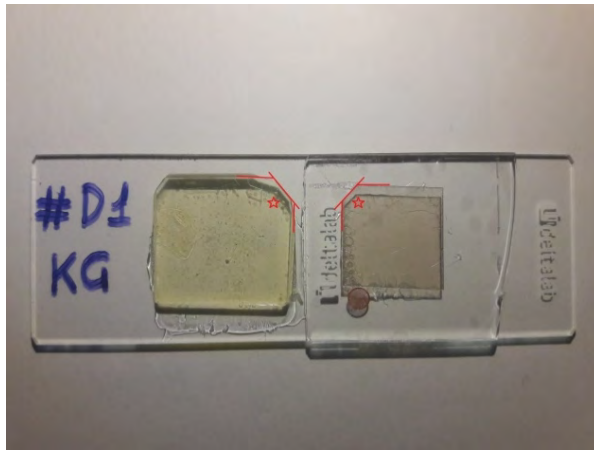
облучения образца, накрытого детектором, в ядерном реакторе потоком тепловых (медленных) нейтронов с точно известной дозой. Для определения количества индуцированных треков используется внешний низкоурановый детектор (например, мусковит), который накрывает кристаллы датруемого минерала и облучается вместе с зернами последнего в реакторе. В результате в нем возникают треки индуцированного деления  $^{235}\text{U}$ , содержащегося в анализируемом минерале и образованные после пролета тяжелых нуклидов через границу зерно-детектор. Таким образом, треки спонтанного деления считаются в зерне, а треки индуцированного деления – в детекторе (рис. 16). Подробно о методике внешнего детектора написано в работах (Malusa and Fitzgerald, 2019; Ветров, 2016).



**Рисунок 15.** Последовательность операций для определения концентрации  $^{238}\text{U}$  методом внешнего детектора (по Hurford and Carter, 1991).



**Рисунок 16.** Кристалл апатита с треками спонтанного деления (слева) и зеркально расположенный мусковит (детектор) с треками индуцированного деления (справа).

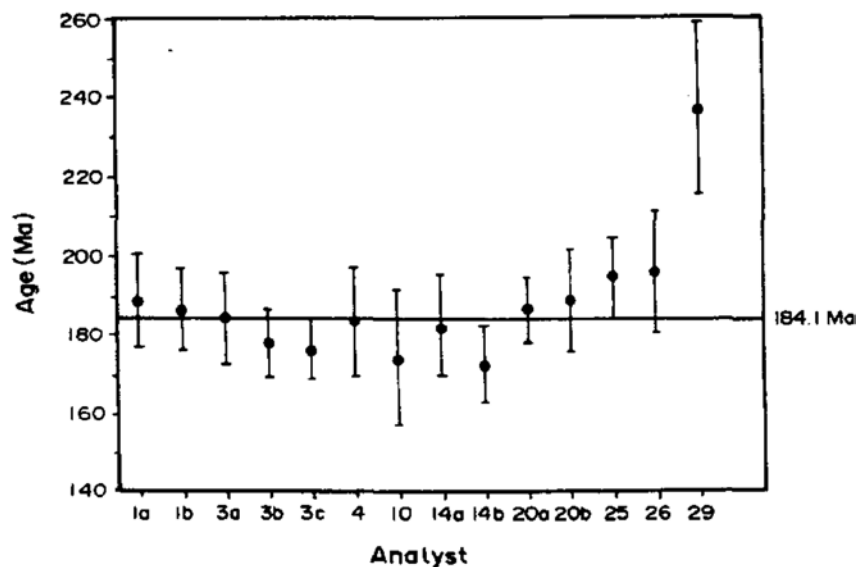


**Рисунок 17.** Процедура пробоподготовки для трекового датирования методом внешнего детектора. (а) Готовый препарат для трекового датирования методом внешнего детектора: слева – монофракция апатита в эпоксидной смоле, справа – внешний детектор мусковит. (б) Подготовка проб для трекового датирования методом внешнего детектора в трековой лаборатории Института ядерной физики (Венгрия, г. Дебрецен).

В данном исследовании часть трековых определений для интрузивных тел Сибирской трапповой провинции были получены по методике внешнего детектора (Gleadow, 1981) в университете Аризоны (США, г.Тусон) при помощи отожженных низкоурановых детекторов из мусковита (рис. 17 а). Зерна апатита размером более 0.2 мм были вмонтированы в эпоксидную смолу (рис. 17 б) и отполированы алмазным абразивом, после чего треки спонтанного деления были выявлены путем травления в 5.5М HNO<sub>3</sub> при температуре 20°C в течение 20 с. Облучение производилось в Университете Орегона, реактор Triga (США, г.Корваллис). Плотность потока нейтронов контролировалась при помощи урансодержащих стекол IRMM 540R. После

облучения индуцированные во внешнем слюдяном детекторе треки были протравлены 40–48 % HF в течение 18 мин. Треки спонтанного деления и индуцированные треки были подсчитаны с использованием микроскопа Olympus BX61 при увеличении 1250х с автоматической системой трекового анализа Kinetek Stage (Dumitru, 1993). Длина треков и параметр  $D_{\text{пар}}$  были измерены при помощи программного обеспечения FTStage (Dumitru, 1993); высокоразрешающая приставка и установка для оцифровки были предоставлены Trevor Dumitru из Stanford University и калиброваны с помощью микрометра. Центральные значения возраста (Galbraith, Laslett, 1993) приводились с ошибками  $1\sigma$  и вычислялись с использованием рекомендованного IUGS метода zeta-калибровки (Hurford, Green, 1983). Апатитовый IRMM 540R zeta-калибровочный фактор ( $\zeta$ ), равный  $368.1 \pm 14.9$  млн лет, был получен в ходе многократных калибровочных процедур с международным стандартом возраста апатита из Durango и Fish Canyon согласно рекомендациям, приведенным в работе (Hurford, 1990).

При проведении трекового анализа подсчету подлежат те треки, которые уверенно определяются и однозначно отличаются от дефектов. Из-за этого условия количество подсчитанных треков может быть несколько меньше истинной существующей плотности и отличаться от аналитика к аналитику вследствие человеческого фактора, что было показано в работе (Van Den Haute et al., 1990) (рис. 18). Поэтому было принято ввести так называемый  $q$ -фактор наблюдения ( $q \leq 1$ ), который характеризует эффективность идентификации треков как отношение плотности треков, подсчитанной конкретным исследователем на конкретном приборе, к истинной плотности треков (Wagner et al., 1992).



**Рисунок 18.** Результаты трекового датирования апатита, выполненные разными аналитиками (Van Den Haute et al., 1990). Горизонтальная линия соответствует среднему значению трекового возраста по результатам работы всех аналитиков, за исключением № 29.

### 3.1.4. $\zeta$ -калибровка

Чтобы минимизировать влияние погрешности определения постоянной спонтанного деления  $^{238}\text{U}$  и измерения дозы нейтронов в ядерном реакторе на конечный результат трекового датирования, в 1970-х годах было предложено использовать калибровочный коэффициент –  $\zeta$ -фактор («зета-фактор»), вычисляемый на основе минералов-стандартов (табл. 6), возраст которых определен другими методами (Fleischer et al., 1972; Hurford et al., 1983; Green, 1985; Hurford, 1998).

$$\zeta = [\exp(\lambda_D t_{std}) - 1] / [\lambda_D (\rho_s / \rho_i)_{std} \rho_d]$$

**Формула 1.** Формула расчета первичного зета-фактора для трекового датирования методом внешнего детектора, где  $\zeta$  – зета-фактор;  $\lambda_d$  – константа распада  $^{238}\text{U}$ ;  $t_{std}$  – возраст минерала стандарта;  $\rho_s$  – плотность треков спонтанного деления;  $\rho_i$  – плотность треков индуцированного деления;  $\rho_d$  – плотность треков индуцированного деления в стеклах дозиметрах.

**Таблица 6.** Минералы стандарты, используемые в трековом датировании.

Минерал	Название стандарта	Возраст, млн. лет	Источник
Апатит	Durango	$31.4 \pm 0.5$	McDowell et al. 2005
Апатит	Fish Canyon Tuff	$27.8 \pm 0.5$	Lanphere et al., 2001; Kuiper et al., 2008
Апатит	Mt Dromedary	$98.7 \pm 0.6$	Renne et al., 1998
Апатит	Duluth complex	$1099.0 \pm 0.6$	Paces and Miller, 1993
Апатит	Mount McClure	$523.51 \pm 1.47$	Schoene and Bowring, 2006
Циркон	Fish Canyon Tuff	$27.8 \pm 0.5$	Lanphere et al., 2001; Kuiper et al., 2008
Циркон	Mt Dromedary	$98.7 \pm 0.6$	Renne et al., 1998
Циркон	Duluth complex	$1099.0 \pm 0.6$	Paces and Miller, 1993
Циркон	Buluk Member Tuff (FTBM)	$16.4 \pm 0.2$	Hurford and Watkins, 1987
Циркон	Mount McClure	$523.51 \pm 1.47$	Schoene and Bowring, 2006
Циркон	Tardree Rhyolite	$61.23 \pm 0.11$	Dave Chew
Титанит	Fish Canyon Tuff	$27.8 \pm 0.5$	Lanphere et al., 2001; Kuiper et al., 2008
Титанит	Mount McClure	$523.51 \pm 1.47$	Schoene and Bowring, 2006

$\zeta$ -фактор рассчитывается индивидуально для каждого аналитика на минералах-стандартах. Считается, что для получения индивидуального  $\zeta$ -фактора необходимо 30-50 калибровочных подсчетов (Соловьев, 2008) в минерале-стандарте.

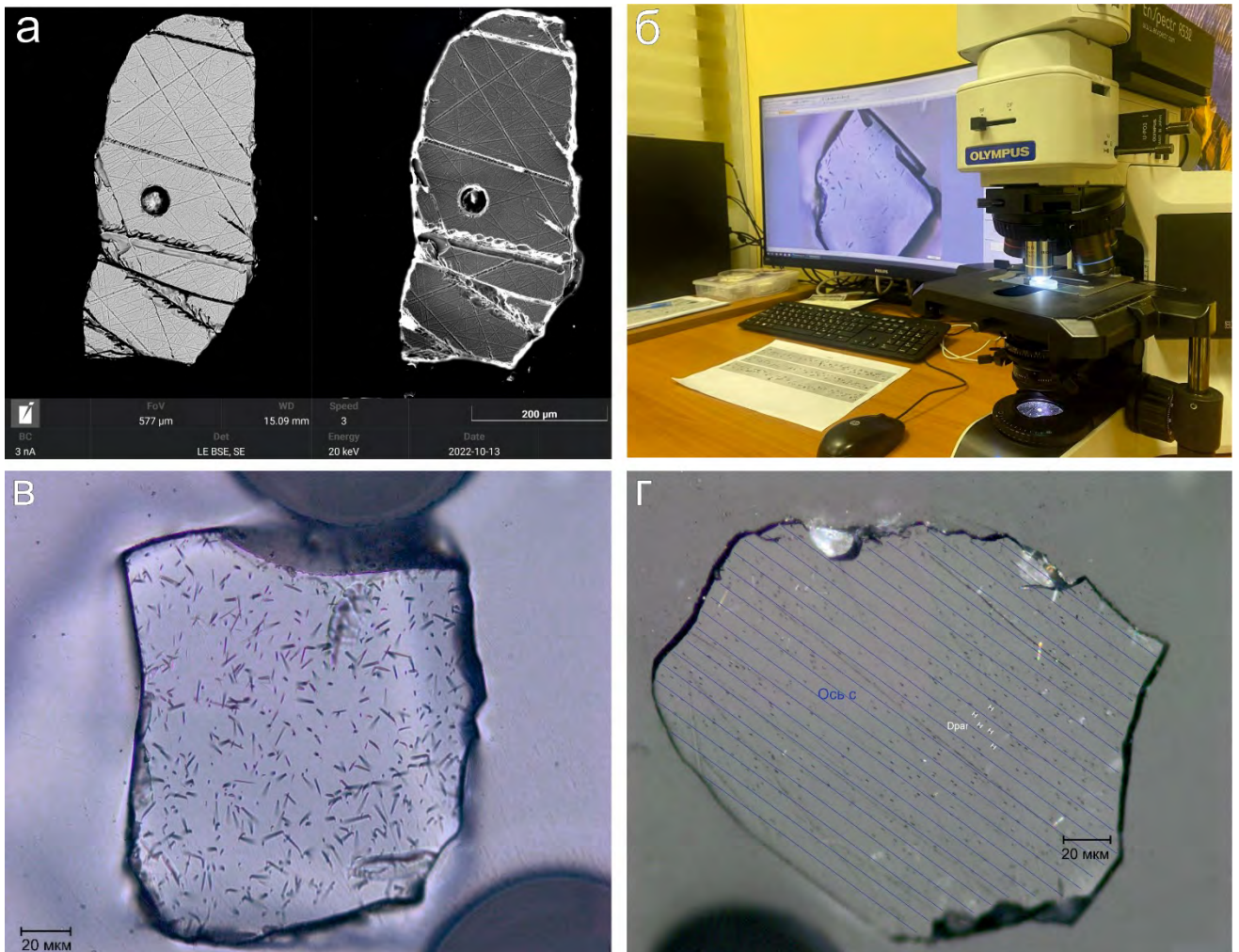
### 3.1.5. Определение трекового возраста с использованием масс-спектрометрии

В мировой практике трекового датирования применение методов масс-спектрометрии для измерения концентрации  $^{238}\text{U}$  в анализируемом минерале всё чаще рассматривается как альтернатива традиционному методу внешнего детектора, поскольку избавляет исследователя от целого ряда трудозатратных операций, в том числе облучения образца тепловыми нейтронами в ядерном реакторе. Наиболее активно для этой цели применяется масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором – Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectroscopy (LA-ICP-MS). Локальность такого подхода обеспечивается использованием для ионизации вещества образца приставки лазерной абляции с диаметром лазерного пучка 20-30 мкм (рис. 19, а). Впервые измерение концентрации изотопов урана по методике LA-ICP-MS для трекового датирования апатита описано в работе (Hasebe et al., 2004), а несколько позже применимость этой методики была убедительно показана в работах (Donelick et al., 2005; Hasebe et al., 2009, 2013; Chew and Donelick, 2012). В настоящее время число исследований с использованием трекового датирования апатита по методике LA-ICP-MS неуклонно растёт, чему способствует всё большая доступность магнитных секторных и, особенно, квадрупольных масс-спектрометров с индуктивно связанной плазмой и приставкой лазерной абляции.

Основными преимуществами использования LA-ICP-MS в трековом анализе являются скорость измерения и, соответственно, получения результатов, а также непосредственное определение исходной концентрации  $^{238}\text{U}$  без учета  $^{235}\text{U}$ . Кроме этого, применение LA-ICP-MS позволяет исключить работу с облученными материалами. Однако данная методика обладает и определенными недостатками. Например, подсчёт треков спонтанного деления необходимо производить в той же области, в которой затем измеряется концентрация урана, что связано с неравномерным его распределением в зерне анализируемого минерала. Кроме того, большие погрешности определения при низких концентрациях урана также накладывают определённые ограничения на использование данной методики. Некоторую сложность представляют малые размеры анализируемой области, в пределах которой может не быть достаточного количества треков, однако недавно было предложено эффективное решение этой проблемы (Ansbergue et al., 2021). Также метод LA-ICP-MS является разрушающим: тепловое воздействие лазера на анализируемую область зерна делает невозможным выполнение повторного подсчета треков непосредственно в этой же области.

Трековый анализ апатита и, в меньшей степени, циркона приобретает всё большую популярность среди отечественных исследователей, однако, несмотря на стабильно увеличивающееся количество лабораторий трекового анализа за рубежом, в России до недавнего

времени существовало всего 3 лаборатории, в которых проводился или проводится трековый анализ: в ГИН РАН (г. Москва), в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и в СПбГУ (г. Санкт-Петербург). Однако большая загруженность перечисленных лабораторий заставляет многих отечественных исследователей выполнять трековый анализ в лабораториях Европы, США или Китая, поэтому очевидно, что развитие этого метода является весьма актуальным научным направлением в нашей стране. В 2021 году в Институте физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН была освоена современная методика трекового датирования апатита с определением концентрации урана в образцах при помощи LA-ICP-MS.



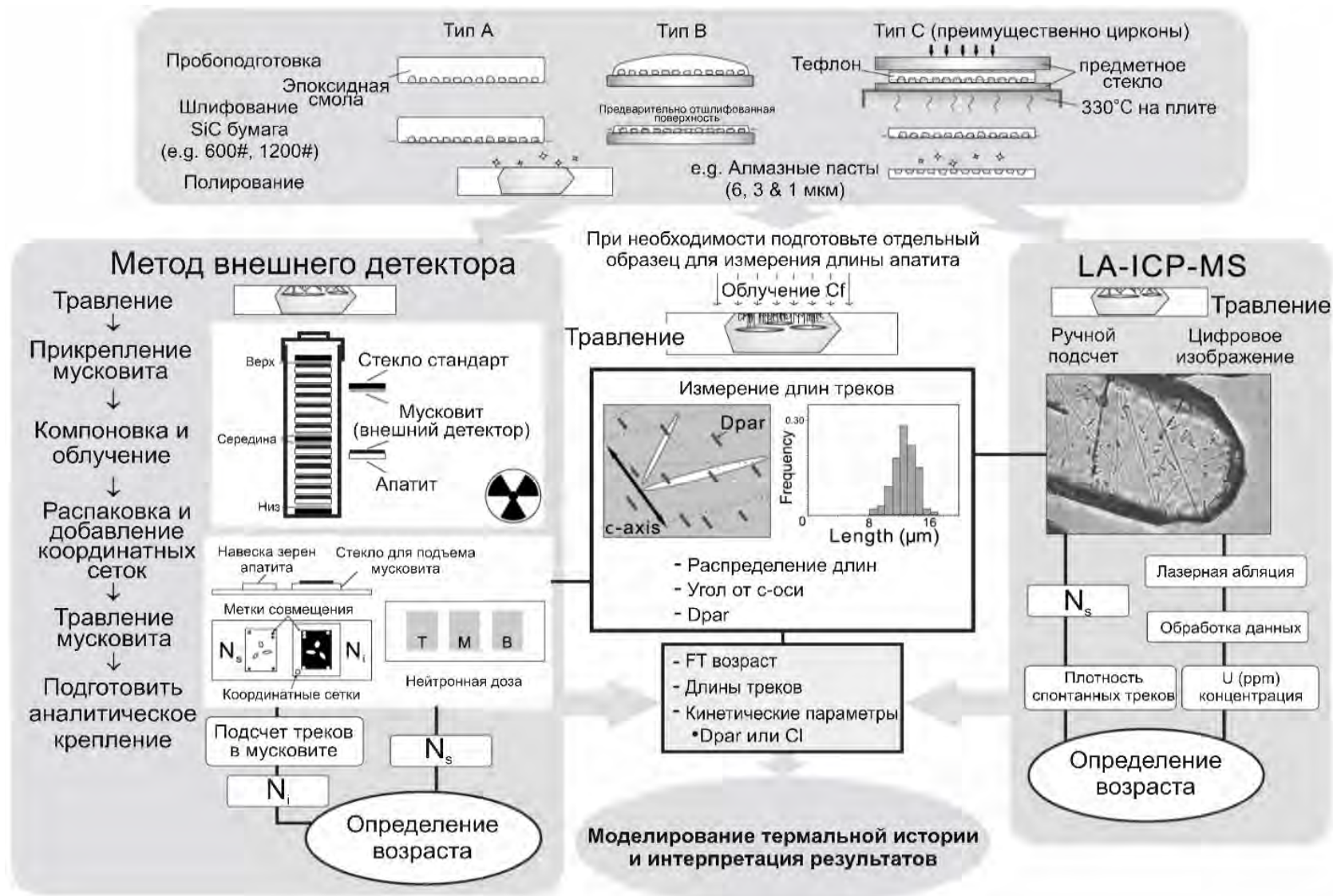
**Рисунок 19.** Некоторые этапы трекового анализа апатита: (а) треки в кристалле апатита в оптическом микроскопе в проходящем свете; (б) микроскоп Olympus BX53M, используемый для трекового датирования; (в) диаметры треков ( $D_{\text{par}}$ ) в оптическом микроскопе в отраженном свете, расположенные параллельно оси  $c$ ; (г) изображение кратера от LA-ICP-MS в апатите в обратно-рассеянных электронах (BSE).

Подсчет плотностей, диаметров треков и длин скрытых треков выполнялись в Центре коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ЦКП ИФЗ РАН) (г. Москва) (Veselovskiy et al., 2022) вручную на микроскопе Olympus BX53M (рис. 19, б), оборудованном цифровой камерой высокого разрешения и прецизионным ручным XY-столиком, под объективом 100x и при общем увеличении 1000x, а также в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследований» СПбГУ (г. Санкт-Петербург) на автоматизированном комплексе для трекового анализа Autoscan Systems (Австралия). Измерение концентрации урана выполнялось в ЦКП «Геоспектр» Геологического института им. Н. Л. Дobreцова СО РАН (г. Улан-Удэ) на масс-спектрометре высокого разрешения ICP-MS Element XR с установкой лазерной абляции UP-213 NewWave по протоколу (Cogne et al., 2020).

Сравнение алгоритмов трекового анализа апатита методом внешнего детектора и с использованием лазерной абляции (LA-ICP-MS) проиллюстрировано на рис. 20 (Malusa and Fitzgerald, 2019). Подготовка проб при обеих процедурах совпадает (рис. 20): зерна апатита выкладываются на стекло (если зерна идиоморфны, то желательно выкладывать их по удлинению параллельно оси *c*), заливаются в эпоксидную смолу, а затем шлифуются на шлифовальной бумаге с абразивностью 2500 с последующей полировкой алмазными пастами с размерностью 9, 6, 3 и 1 мкм. Следующим этапом является травление зерен апатита в азотной кислоте (5.5M HNO<sub>3</sub>) в течение 20 секунд при температуре 24°C для проявления треков спонтанного деления. Согласно современным требованиям, для получения надёжного результата трекового датирования методом внешнего детектора (EDM) необходимо выполнить подсчет треков в 20 зернах (Malusa and Fitzgerald, 2019), а при использовании метода LA-ICP-MS – 80-100 анализов стандарта апатита Durango для зета-калибровки и повторный анализ стандарта через каждые двадцать неизвестных зерен (Cogne et al., 2020). Для построения гистограммы распределения длин треков, с указанием среднего значения и стандартного отклонения от среднего, обычно измеряется не более 100 длин треков (Gallagher et al., 1998). Важно отметить, что наличие измерений 40 длин треков считается необходимым минимумом и дальнейшее увеличение выборки не влияет на распределение длин треков сколько-нибудь значительно (Rahn and Seward, 2000).

При оценке концентрации <sup>238</sup>U методом LA-ICP-MS, подсчет треков ведется строго в пределах той области, в которой будет измерена концентрация урана. Чаще всего для лазерной абляции диаметр пучка устанавливается равным 20-30 мкм (Malusa and Fitzgerald, 2019), однако этот параметр может меняться в зависимости от состояния приставки лазерной абляции и особенностей образца. Размер пучка излучения лазера был выбран нами равным 40 мкм для получения достаточной интенсивности сигнала <sup>238</sup>U и <sup>43</sup>Ca.





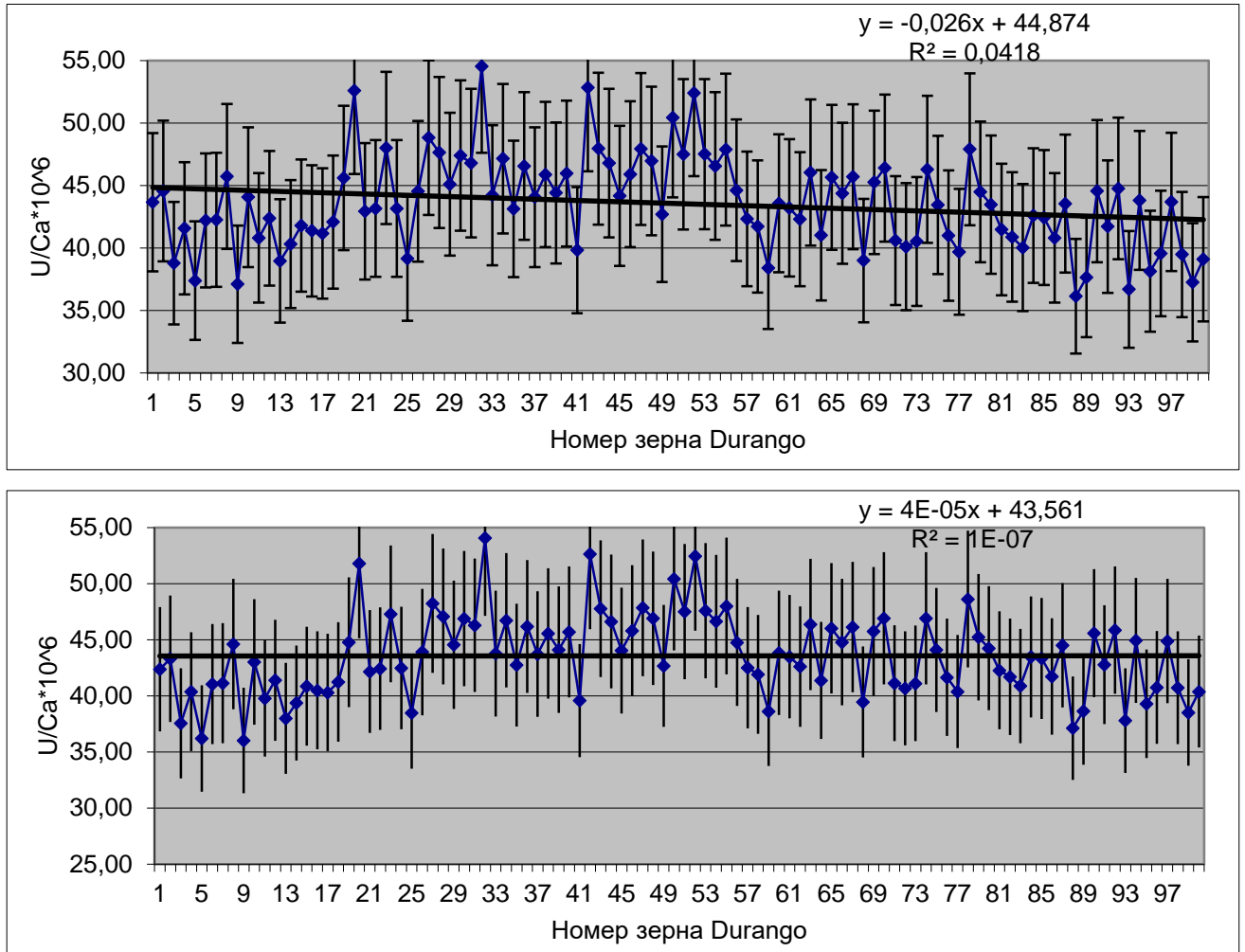
**Рисунок 20.** Блок-диаграмма, иллюстрирующая два альтернативных метода трекового анализа с использованием метода внешнего детектора (EDM) и протокола LA-ICP-MS (Malusa and Fitzgerald, 2019). На рисунках:  $N_s$  – треки спонтанного деления, подсчитанные в зернах;  $N_i$  – треки индуцированного деления, подсчитанные на детекторе слюды;  $q_s$  – плотность треков спонтанного деления (треки/см<sup>2</sup>).

Используемые в настоящем исследовании параметры настроек масс-спектрометра и лазерной приставки приведены в таблице 1-8 в Приложении. Настройка проводилась перед каждым сеансом с помощью измерения масс  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$  в стекле NIST-610 в режиме Tune. Основными критериями при настройке параметров анализа являлись отношения Th/U и ThO/Th, согласно протоколу (Cogne et al., 2020). Параметры считались оптимальными, если отношение Th/U было близко к единице в стекле ( $\text{Th}/\text{U} \approx 1$ ), что близко к атомным соотношениям в стекле, для того, чтобы свести к минимуму фракционирование, а низкие скорости образования оксида регулировались отношением  $\text{ThO}/\text{Th} < 0.15\%$  (Cogne et al., 2020). При этом диапазон непрерывного E-scan сканирования масс был настроен на 30% от значения наименьшей атомной массы, на которой стабилизировалась позиция магнита.

Внешним стандартом служило эталонное стекло NIST-610, в качестве внутреннего стандарта использовалось содержание кальция (CaO 11.45 мас. % в NIST-610 и 54 мас. % в апатите). Первичная обработка данных масс-спектрометрического анализа проводилась с помощью программы Glitter: программа производит фильтрацию и выделение оптимального сигнала, вычитание фона, коррекцию на инструментальный дрейф, дискриминацию и фракционирование изотопов (масс).

При определении концентрации урана методом LA-ICP-MS существует два подхода. Первый подход подразумевает прямое определение  $^{238}\text{U}$ , для которого используется константа распада  $^{238}\text{U}$ , коэффициент регистрации треков спонтанного деления и поправочный коэффициент для травления и подсчета треков (Hasebe et al., 2004; Gleadow et al., 2019). Второй подход, по аналогии с методом внешнего детектора, основан на использовании зета-калибровки (Hurford and Green 1983; Donelick et al., 2005). В настоящей работе был использован второй подход согласно протоколу, опубликованному в работе (Cogne et al., 2020). Протокол основан на предположении, что интенсивность сигнала  $^{43}\text{Ca}$  во время сеанса LA-ICP-MS позволяет оценить объем выжженного апатита и, таким образом, отношение  $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$  дает возможность измерить концентрацию урана. В ходе данного исследования была выполнена первичная длинная сессия LA-ICP-MS на кристаллах апатита Durango с возрастом  $31.44 \pm 0.18$  млн лет ( $2\sigma$ ) (McDowell et al., 2005), на которых предварительно были подсчитаны треки спонтанного деления для оценки первичного зета-фактора LA-ICP-MS.

Перед расчетом значения зета-фактора и его ошибки, выполняется коррекция дрейфа соотношения U/Ca: это необходимо, чтобы сгладить остаточный дрейф, который не корректируется нормализацией к NIST-610 в программном обеспечении Glitter (Van Achterbergh et al., 2001; Griffin, 2008), Iolite (Paton et al., 2011) или LADR (Norris et al., 2021). Пример такой коррекции приведен на рис. 21. После коррекции дрейфа рассчитывается зета-фактор по формуле 2.



**Рисунок 21.** Примеры графиков коррекции дрейфа U/Ca в апатите Durango при выполнении первой сессии для вычисления зета-фактора. Верхний график без коррекции дрейфа, нижний – с коррекцией дрейфа.

$$\zeta_{ICP} = \frac{e^{\lambda_d t_{std}} - 1}{\lambda_d \sum N_{s,i} / \sum P_i \Omega_i}$$

*Возраст минерала стандарта*  
*Константа распада  $^{238}\text{U}$*   
*Количество треков спонтанного деления для  $i$  зерна*  
 *$^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$  для  $i$  зерна*  
*Площадь на которой были подсчитаны треки для  $i$  зерна*

**Формула 2.** Формула расчета первичного зета-фактора для LA-ICP-MS трекового датирования, который определяется во время первой зета-сессии на стандарте апатита Durango, где  $\zeta_{ICP}$  – зета-фактор;  $\lambda_d$  – константа распада  $^{238}\text{U}$ ;  $t_{std}$  – возраст минерала стандарта;  $N_{s,i}$  –

количество треков спонтанного деления для  $i$  зерна;  $P_i$  – площадь, на которой были подсчитаны треки для  $i$  зерна;  $\Omega_i$  –  $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$  для  $i$  зерна.

Во время последующих сессий с образцами неизвестного возраста зета-сессия повторно не выполняется, поскольку за каждую сессию анализируется большое количество тех же зерен стандарта апатита Durango для оценки изменений в работе масс-спектрометра от сессии к сессии, на которую, в первую очередь, влияет настройка плазмы. Для коррекции межсессионного дрейфа оценивается отношение  $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$  стандартного стекла NIST-612. Согласно протоколу, в ходе одной сессии измерения проводились в следующем порядке: (а) 3 стандарта NIST-610; (б) 4 стандарта Durango; (в) 20 зерен с неизвестным возрастом; (г) 3 стандарта NIST-610; (д) 4 стандарта Durango.

Пересчет данных выполнялся согласно протоколу (Cogne et al., 2020) и с помощью таблиц S2 и S3 для MS Excel из дополнительных материалов к упомянутой работе. В каждой сессии с образцами неизвестного возраста вычисляется коэффициент пересчета  $X_s$ , который определяется на основе различий отношения U/Ca в апатите Durango в первой сессии для расчета зета-фактора и в каждой последующей сессии (формула 3). Коэффициент пересчёта корректирует систематические колебания отношений  $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$ , поскольку они могут отличаться до 10% между сессиями, что в первую очередь связано с различиями настроек ICP-MS между сессиями (Cogne et al., 2020; Chew et al., 2016).

$$X_s = \frac{\bar{P}_p}{\bar{P}_s}$$

**Формула 3.** Формула для вычисления коэффициента пересчета ( $X_s$ ), где  $\bar{P}_p$  – среднее арифметическое  $P_{p_i}$  (средневзвешенное значение  $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$  каждого проанализированного зерна Durango во время первой зета-сессии) и  $\bar{P}_s$  (среднее арифметическое  $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$  каждого проанализированного зерна Durango во время последующих сессий с зернами неизвестного возраста).

После вычисления зета-фактора ( $\zeta_{\text{ICP}}$ ) и коэффициента пересчета ( $X_s$ ), трековый возраст определяется по результатам подсчета количества треков и отношения  $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$ , измеренного путем масс-спектрометрии (формула 4) для каждого проанализированного зерна.

$$t_i = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left( 1 + \lambda_d \zeta_{ICP} \frac{N_{s,i}}{P_i \Omega_i} \right)$$

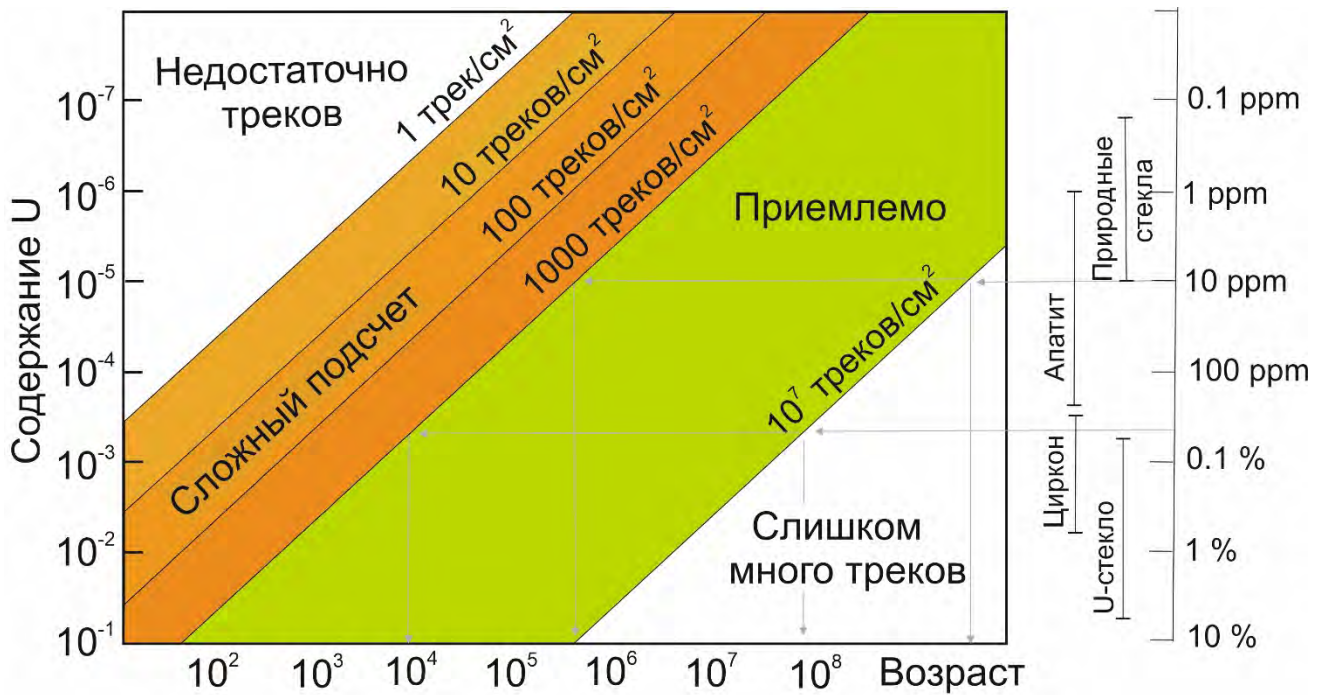
зета-фактор  
 Количество треков спонтанного деления для  $i$  зерна  
 Константа распада  $^{238}\text{U}$   
 $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$  для  $i$  зерна  
 Площадь на которой были подсчитаны треки для  $i$  зерна

**Формула 4.** Уравнение трекового возраста для метода LA-ICP-MS, где  $t_i$  – возраст для  $i$  зерна;  $\lambda_d$  – константа распада  $^{238}\text{U}$ ;  $\zeta_{ICP}$  – зета-фактор;  $N_{s,i}$  – количество треков спонтанного деления для  $i$  зерна;  $P_i$  – площадь на которой были подсчитаны треки для  $i$  зерна;  $\Omega_i$  –  $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$  для  $i$  зерна.

Используемый протокол подготовлен для данных, первичная обработка которых проводится с помощью программы Iolite, на основе которой и приведены таблицы в работе (Cogne et al., 2020). В данной работе обработка выполнялась в программе Glitter, которая не вычисляет погрешность отношения  $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$ : она вычислялась разложением в ряд Тейлора.

### 3.1.6. Ограничения трекового анализа

Каждый трек образуется в результате деления отдельного изотопа  $^{238}\text{U}$ , таким образом, количество треков зависит от содержания урана и времени, в течение которого происходило спонтанное деление. Применение трекового анализа ограничено, в первую очередь, концентрацией урана в исследуемом материале. Она не должна быть слишком низкой, иначе при малой плотности треков погрешность их подсчета увеличится, а также не должна быть слишком высокой, так как из-за большой плотности треков их тяжело различить, когда они перекрывают друг друга. Оптимальная плотность треков оценивается от  $10^3$  до  $10^7$  треков/см<sup>2</sup> (рис. 22) (Wagner, 1978).

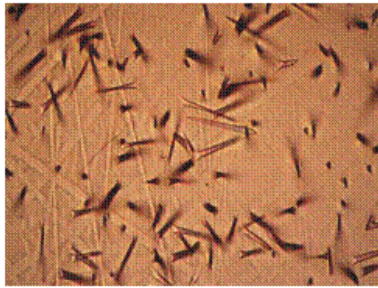


**Рисунок 22.** График применимости трекового метода датирования как функция от содержания урана в образце (Enkelmann et al., 2021; Wagner, 1978).

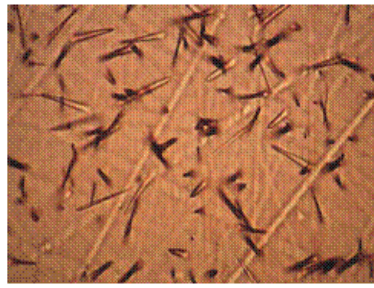
### 3.1.7. Частичный отжиг треков

Средняя длина треков спонтанного деления, не подвергшихся термальному воздействию, составляет  $\sim 15$  мкм (Соловьев, 2008). Длины треков, которые возникают в результате индуцированного деления  $^{235}\text{U}$  в ядерном реакторе, имеют значение около 16.3 мкм в апатите и 11.28 мкм в цирконе (Gleadow et al., 1986). При этом точное значение длины трека зависит от условий травления: от концентрации раствора, температуры, при которой проводилось травление, и его продолжительности.

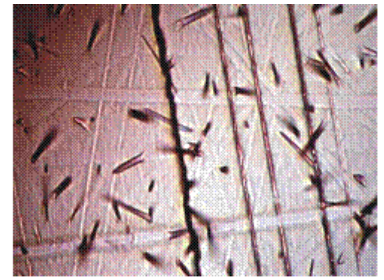
При увеличении температуры зерна минерала треки уменьшаются в длине до полного исчезновения – это явление называют *отжигом треков*. Первоначально считалось, что это осложняет использование метода, однако именно явление отжига треков и стало его главным преимуществом, поскольку отжиг треков стали использовать для реконструкции термальной (тепловой) истории пород (Fleischer et al., 1965).



Неотожженные треки



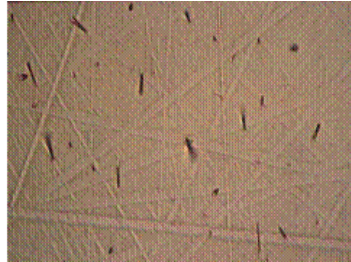
Треки после нагрева до 260 градусов С (1 час)



Треки после нагрева до 310 градусов С (1 час)



Треки после нагрева до 336 градусов С (1 час)



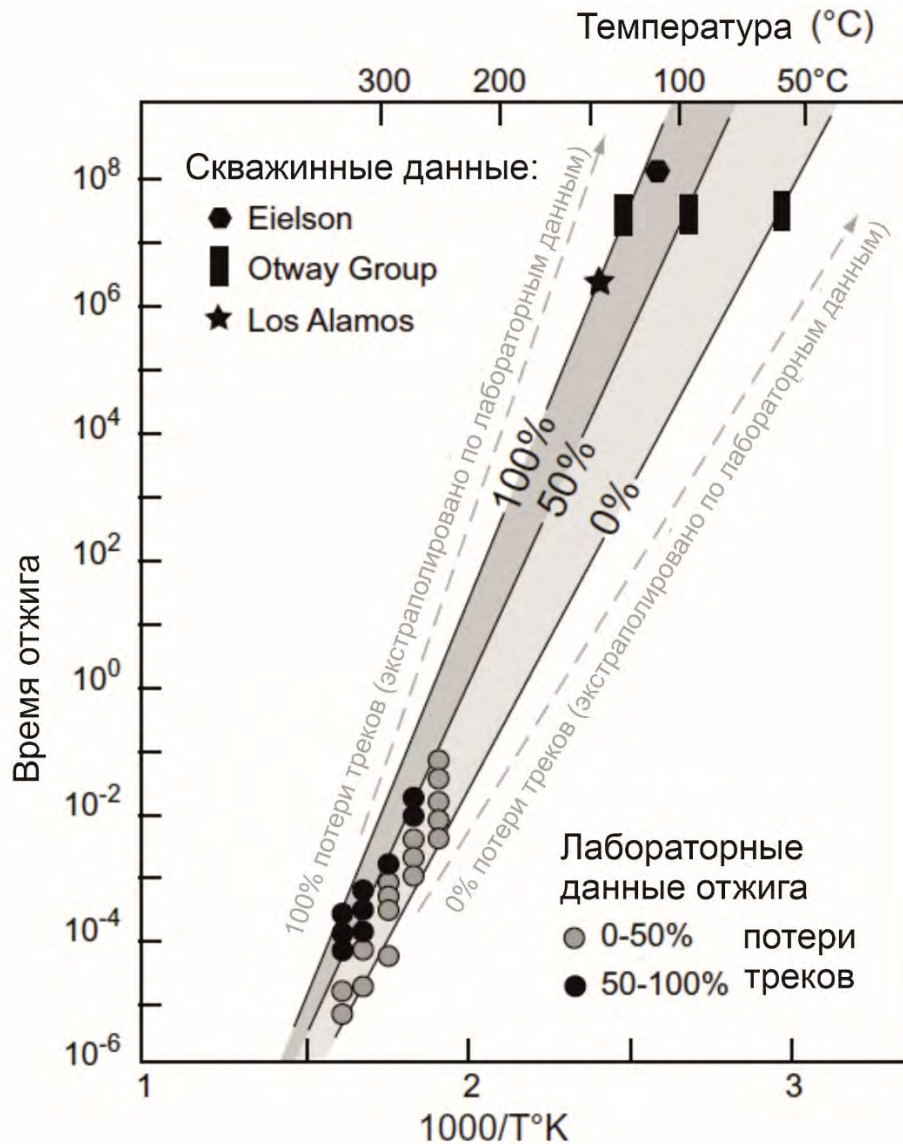
Треки после нагрева до 352 градусов С (1 час)



Треки после нагрева до 366 градусов С (1 час)

**Рисунок 23.** Степень отжига треков при различных температурах (Соловьев, 2008 по экспериментальным данным Geotrack International, 2003).

Отжиг треков, в первую очередь, контролируется температурой минерала и временем, на протяжении которого минерал подвергается воздействию данной температуры. Эксперименты по нагреву зерен минералов до высоких температур были проведены в лабораторных условиях в течение короткого времени (Naeser et al., 1969; Naeser, 1979; Gleadow et al., 1981) (рис. 23). Процент отожженных треков в зависимости от температуры и времени описывается прямыми Аррениуса (рис. 24). В ходе экспериментов параметры, используемые для трекового анализа (плотности треков и их длины), сравнивались с такими же для неоттоженных образцов и наносились на график Аррениуса, который отображает зависимость константы скорости химической реакции от температуры. Линейный график был экстраполирован на геологическое время и, таким образом, был получен температурный интервал *зоны частичного отжига треков* (Partial Annealing Zone, PAZ) (Wagner et al., 1972; Naack, 1977; Gleadow et al., 1978; Yamada et al., 1995; Tagami, 2005 и др.). В интервале температур, соответствующих зоне отжига треков в конкретном минерале, треки отжигаются лишь частично, а границы этой зоны соответствуют 90% и 10% от количества отожжённых треков. В геологическом масштабе времени треки в апатите считаются стабильными при температурах ниже 60°C, в то время как они полностью отжигаются при нагреве выше 120°C на протяжении 1 млн лет (Ketcham et al., 1999; Wagner and Van den Haute, 1992).



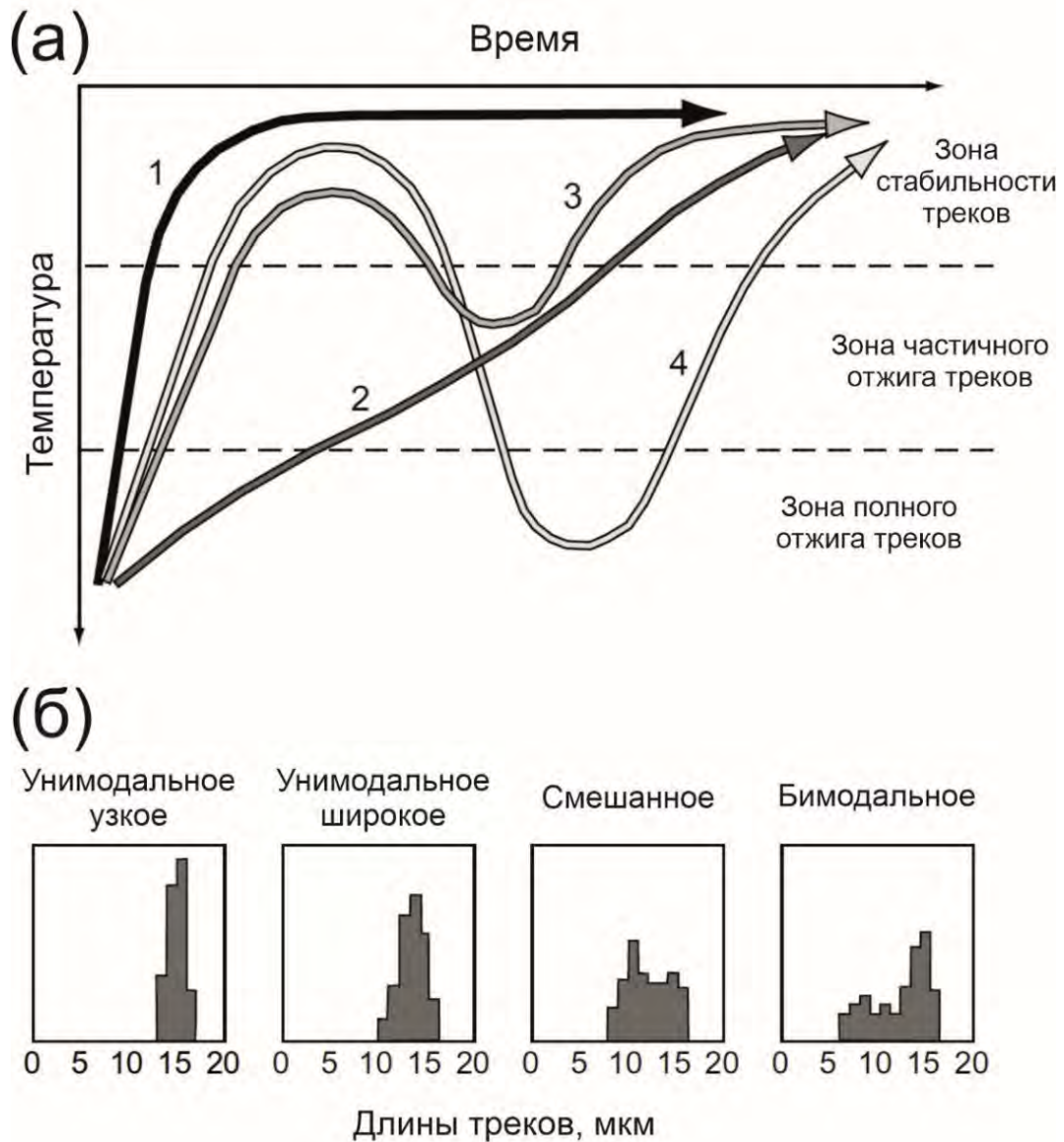
**Рисунок 24.** График Арениуса для результатов отжига треков в апатите по данным лабораторных исследований (Naeser et al., 1969; Naeser, 1979; Gleadow et al., 1981). Пунктирные линии – отжиг 0% и 100% треков.

Распределение длин треков свидетельствует о характере охлаждения в зоне частичного отжига треков и отражает длительность пребывания в этой зоне.

Наглядный пример термальных историй в зависимости от распределения длин треков приведен на рисунке 25 (Malusa and Fitzgerald, 2019). Узкое и унимодальное распределение длин треков свидетельствует о том, что породы быстро остыли до температур ниже зоны частичного отжига треков (кривая 1). Унимодальное, но более широкое распределение длин треков говорит о том, что многие треки отождены (укорочены) и, следовательно, породы медленно и продолжительное время находились в зоне частичного отжига треков (кривая 2). Первые две кривые иллюстрируют различие распределения длин треков от скорости охлаждения пород. Однако также встречаются случаи повторного нагрева пород (кривые 3 и 4). Если распределение



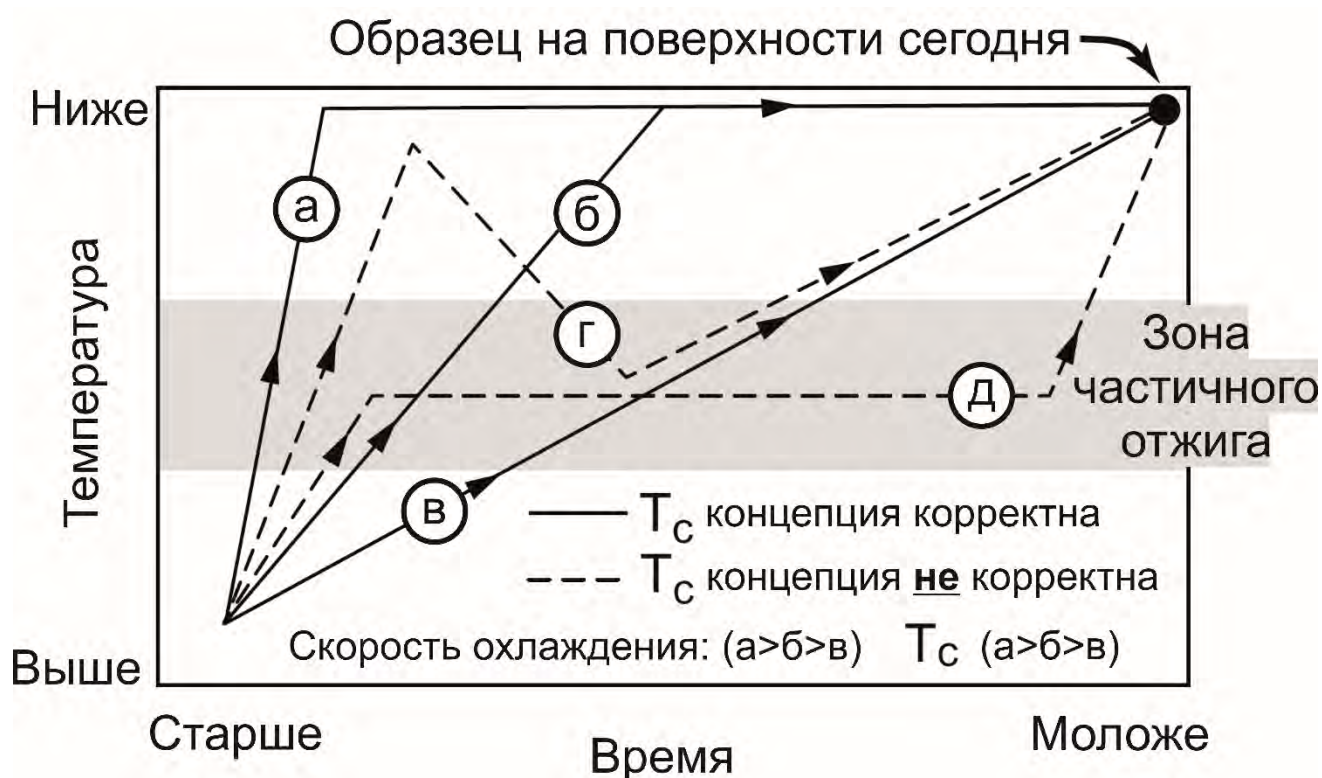
длин треков «смешанное» (со слабовыраженной бимодальностью), это значит, что ранее сформированные треки частично отождены (их степень отжига зависит от длительности и температуры нагрева), а частично сохранили первоначальные длины. Такое распределение свидетельствует о вторичном прогреве пород в зоне частичного отжига треков. Однако если породы нагреваются выше температурной границы зоны частичного отжига треков (кривая 4), то распределение длин треков уже выглядит отчетливо бимодальным. Также стоит отметить, что при длительном повторном нагреве пород после охлаждения ниже температуры полного отжига треков, они все могут быть отождены, и в таком случае распределение длин треков будет иметь унимодальный вид (нагрев больше  $120^{\circ}\text{C}$  для типичного состава апатита как, например, в (Reiners and Brandon, 2006)).



**Рисунок 25.** Модели термальной истории пород в зависимости от распределения длин треков в апатите (Malusa and Fitzgerald, 2019; Wagner 1972)

### 3.1.8. Температура закрытия трековой системы

Температура закрытия изотопной системы отражает температуру, при которой скорость потерь изотопов за счет диффузии незначительна по сравнению со скоростью их накопления (Dodson, 1973; Фор, 1989). При этом концепция температур закрытия применима только в том случае, если породы охлаждались монотонно от высоких температур до низких (Dodson, 1973; Villa, 1998). Так, например, если образец остается продолжительное время в зоне частичного отжига треков или испытывает повторный нагрев и охлаждается несколько раз через зону частичного отжига треков, то использовать трековый возраст как возраст охлаждения ниже температуры закрытия некорректно, поскольку он будет содержать треки, возникшие в минерале при разных термальных событиях (рис. 26) (Malusa and Fitzgerald, 2019). Продолжительность охлаждения зависит от скорости охлаждения и, соответственно, температура закрытия трековой системы тем выше, чем быстрее охлаждается минерал (Reiners and Brandon, 2006) (рис. 26).

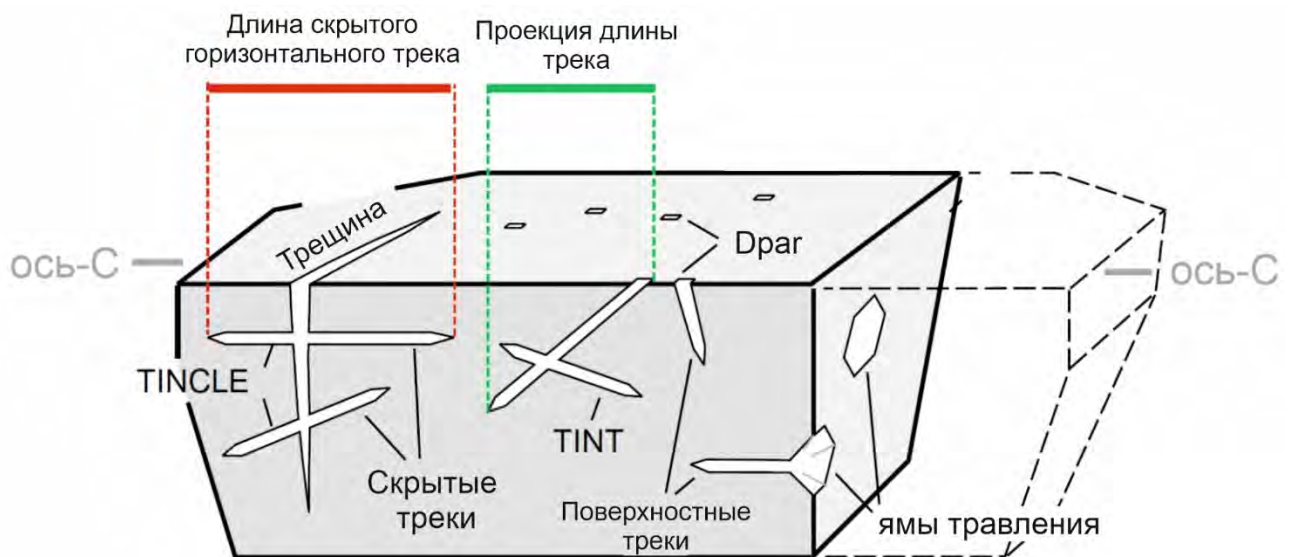


**Рисунок 26.** Иллюстрация терминов “температура закрытия”, “возраст охлаждения” и применимости концепции температуры закрытия (Malusa and Fitzgerald, 2019).

### 3.1.9. Подсчет длин треков. Типы скрытых треков.

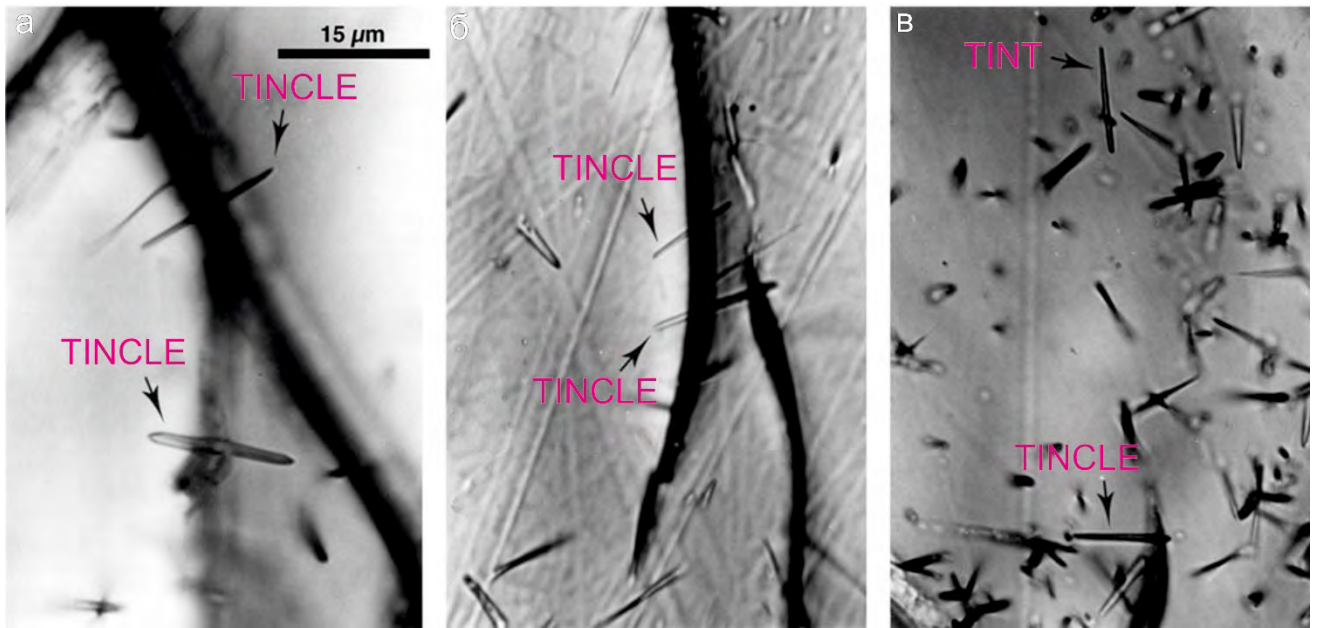
Треки спонтанного деления расположены в трехмерном пространстве хаотично, однако их наблюдение производится на плоскости, поэтому длины проекций треков, выходящих на

поверхность минерала, не отражают истинной длины треков. При измерении длин треков стараются измерить их максимальную длину, поэтому для подсчета выбираются *скрытые треки*, которые расположены субгоризонтально ( $<15^\circ$ ) внутри минерала. Отметим, что с использованием специального оборудования и программного обеспечения, которое позволяет с высокой точностью изменять фокусное расстояние (например, Autoscan), становится возможным измерить длину наклонных треков. Скрытые треки дают наиболее корректное значение распределения длин треков и могут протравливаться различным способом: через трещину, через поверхностный трек или через флюидное включение (Donelick et al., 2005) (рис. 27, 28, а-в). Среди них выделяют: (а) *замкнутые треки TINCLE* (track in cleavage), пересекающие трещины и сколы; (б) *замкнутые треки TINT* (track in track) – треки, пересекающие поверхностные треки; (в) *замкнутые треки TINDEF* (track in defect or fluid inclusion) – замкнутые треки, пересекающие дефект или флюидное включение. Отжиг треков анизотропный: треки параллельные кристаллографической оси *c* наиболее устойчивы к отжигу (Green et al., 1986).



**Рисунок 27.** Типы скрытых треков, используемых для измерения их длин (Malusa and Fitzgerald, 2019). Пояснения к сокращениям в тексте.

Согласно современной методике для каждой пробы измеряется около 100 длин скрытых треков, а результаты измерений представляются в виде гистограммы распределения длин с указанием среднего значения и стандартного отклонения от среднего (Gallagher et al., 1998). Важно заметить, что измерение 40 длин треков считается необходимым минимумом (Rahn and Seward, 2000).



**Рисунок 28.** Скрытые треки спонтанного деления в апатите, пригодные для измерения их длины (показаны стрелками). TINCLE (а и б, в – внизу), TINT (в – вверху). Масштаб одинаков для каждого кадра (Malusa and Fitzgerald, 2019).

### 3.1.10. Кинетические параметры. Определение химического состава апатита

Процесс отжига треков контролируется температурой, продолжительностью прогрева и, в меньшей степени, кристаллографической ориентацией (Donelick et al., 2005). Несмотря на то, что этот процесс до конца не изучен, установлено, что на отжиг треков влияет состав анионов (Cl, F, OH) и катионов (REE, Mn, Sr, Fe, Si) (Donelick et al., 2005; Spiegel et al., 2007). Так, например, хлорсодержащий апатит более устойчив к отжигу треков, чем фторсодержащий (Green et al. 1985), а редкоземельные элементы (РЗЭ) влияют на отжиг треков во фторапатитах (Barbarand et al. 2003). Другим важным кинетическим параметром является  $D_{\text{par}}$  – диаметры треков, измеренных параллельно кристаллографической оси (Donelick 1993; Burtner et al. 1994), который также зависит от химического состава минерала.

Наиболее чувствительными параметрами, определяющими кинетику отжига треков, являются  $D_{\text{par}}$  и содержание хлора, которые анализируются для каждого зерна. В связи с этим для проведения моделирования термальной истории, помимо трекового возраста и распределения длин треков, важно измерять эти два параметра.

В данном исследовании содержание хлора определялось с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan, оснащенного энергодисперсионным спектрометром (EDS) Oxford Instruments (Абингдон, Великобритания) с системой микроанализа на основе ПО Aztec. Анализ производился в режиме высокого вакуума ( $<9 \times 10^{-3}$  Па) при ускоряющем напряжении 20

кВ с высоким разрешением и рабочим расстоянием 15 мм. Образцы были покрыты углеродом путем вакуумного испарения.

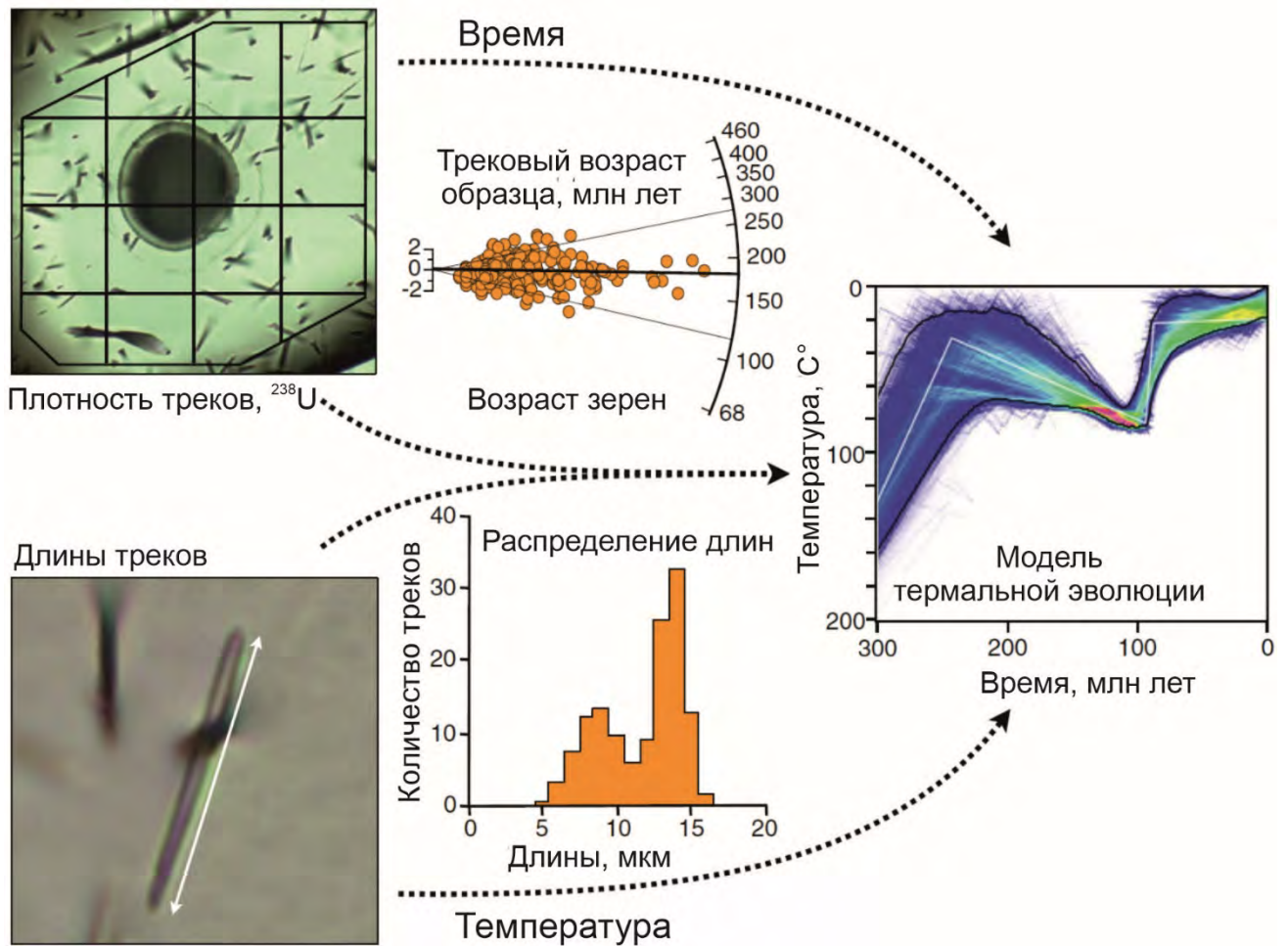
Для апатита из интрузивного тела Норильск-1 (пробы 3596-1 и 3598-1) анализы основных элементов были сделаны с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 SBU (SEM) в Институте земной коры СО РАН А.Е. Марфиным (г. Иркутск) (Иванов и др., 2022).

Для образцов из интрузивных тел Одихинча, Ессей, Падунский силл, Маган и Контайская (пробы Odikhincha, E206-3322, 3-1B, M037-1440, G-32-950, G-32-1051) анализы основных элементов были сделаны с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan Mira 3 в ГЕОХИ РАН.

Для апатита из пород кровли кристаллического фундамента в районе Непско-Ботуобинской антеклизы (пробы O48-9A, O48-9B, O48-11, P49-19, P49-20, P49-21, P49-22, P48-3A, P48-3B), а также для апатита, трековый возраст которого был получен с применением LA-ICP-MS (пробы G-32-1095, M037-1440, M0931-3918), анализы основных элементов были сделаны с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan Mira 4 LMS в ЦКП ИФЗ РАН. Средний химический состав и пределы его изменения в проанализированных зернах апатита приведены в таблицах 1-4, 1-5 в Приложении.

### **3.1.11. Моделирование тепловой истории**

Определив трековый возраст методом внешнего детектора или с применением LA-ICP-MS и параллельно посчитав длины скрытых треков, становится возможным восстановить термальную историю исследуемого минерала в интервале температур зоны частичного отжига треков (рис. 29). Помимо трекового анализа апатита при моделировании термальной истории используют и другие геотермохронометры ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопные возрасты слюды, плагиоклаза, амфибола, U-Pb возрасты апатита и циркона, и др.). Синтез этих данных и позволяет реконструировать тепловую историю пород.



**Рисунок 29.** Аналитическая последовательность для моделирования тепловой истории (Malusa and Fitzgerald, 2019).

Наиболее распространёнными программными продуктами для моделирования термальной истории с использованием, в том числе, результатов трекового анализа апатита и циркона, являются HeFTy (Ketcham, 2005) и QTQt (Gallagher, 2012). HeFTy – это программное обеспечение, в котором статистические тесты гипотез оценивают соответствие между входными данными и прогнозируемыми тепловыми моделями из многих тысяч траекторий времени ( $t$ ) и температуры ( $T$ ) в соответствии с моделью отжига треков в апатите (Ketcham et al., 2007). Программа QTQt использует метод Монте-Карло с марковскими цепями, в котором случайное блуждание по пространству модели приводит к набору «наиболее вероятных» тепловых историй (Vermeesch and Tian, 2014). Как показано в указанной работе, посвященной детальному анализу двух перечисленных выше программ, использование HeFTy предпочтительнее при небольшом наборе данных, а достоверность термальных моделей, получаемых с использованием программы QTQt, улучшается с увеличением объема выборки.

В данном исследовании термальные истории изученных образцов были получены путем обратного моделирования (inverse modelling) данных трекового возраста апатита и длине треков

с использованием программного обеспечения HeFTy (версия 1.8.3, Ketcham, 2005). Выходные данные моделирования представляют две t-T огибающие: более широкая огибающая представляет собой диапазон, в пределах которого любая тепловая история не может быть исключена из рассмотрения измеренными данными (приемлемое соответствие); более узкая огибающая представляет собой диапазон, который поддерживается измеренными данными (хорошее соответствие). HeFTy сравнивает модельные и наблюдаемые (измеренные) термохронологические данные и характеризует их соответствие параметром «goodness-of-fit» (GOF). Результирующие «приемлемые» пути имеют  $GOF > 0.05$ , а «хорошие» пути имеют  $GOF > 0.50$ . Моделирование проводилось до тех пор, пока не было найдено 100 «хороших» путей (фиолетовые кривые на рисунках моделей). В случае если они не были найдены, модели строились до 100 «приемлемых» путей (зеленые кривые на рисунках моделей). Подробные параметры модели и использованные при моделировании ограничения приведены в таблице 1-6 в Приложении.

### 3.2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr и U-Pb изотопное датирование

Для получения дополнительных геотермохронологических данных было выполнено  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование флогопита, U-Pb датирование апатита и Rb-Sr датирование по минеральной изохроне.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологические исследования были выполнены для массивов Одихинча и Маган методом ступенчатого прогрева. Минералы для  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопно-геохронологических исследований выделялись с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации. Навески минеральных фракций совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 году как стандартный K/Ar образец, был аттестован в качестве  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Vern 4m, биотита LP-6. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее  $311.0 \pm 1.5$  млн. лет. Особенностью методики является облучение кварцевых ампул с пробами в охлаждаемом водой канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). При облучении в таких условиях температура ампул с образцами не превышает  $100^\circ\text{C}$ . Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по  $^{40}\text{Ar}$  (10 мин при  $1200^\circ\text{C}$ ) не превышал  $5 \times 10^{-10}$  нсм<sup>3</sup>. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы

Микромасс (Англия) и на многоколлекторном масс-спектрометре Argus фирмы GV-Instruments (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте и на рисунках, соответствуют интервалу  $\pm 1\sigma$ . Результаты приведены в таблице 1-3 в Приложении.

Rb-Sr изотопный возраст был определен для трех образцов из массивов Одихинча, Ессей и Маган во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте имени А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Примерно 50-100 мг порошка из каждого образца промывали разбавленной азотной кислотой на горячей плите в течение 15 минут. После сушки образцы взвешивали, добавляли растворы индикаторов  $^{87}\text{Rb}$ - $^{84}\text{Sr}$  и разлагали в  $\text{HF}+\text{HNO}_3$  при  $140^\circ\text{C}$  в течение 2 дней в тefлоновых флаконах объемом 5 мл в термостатической печи. Разделение Rb, Sr, Sm и Nd проводили по стандартному методу двухступенчатой ионообменной и экстракционной хроматографии на колонках AG 50x8 100-200 меш (Bio-Rad) и Ln-Spec (Triskem). Измерения содержания изотопов проводились на масс-спектрометре Triton (ThermoFisher), оснащенный девятью коллекторами, в статическом режиме в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Измеренный изотопный состав Sr был нормализован в пределах пробега до  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375209$ . Значение SRM-987 во время этой работы составило  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710245 \pm 11$  ( $2\sigma$ , 6 измерений). Присвоенные ошибки ( $2\sigma$ ) для  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 0.5\%$  и  $\pm 0.000025$ , соответственно, в согласии с результатами множественных стандартных анализов (внешняя воспроизводимость). Погрешности, указанные в таблице 1-2 в Приложении, приведены на уровне  $2\sigma$ . Общее количество заготовок для процедуры составило менее 0,01 нг для Rb и 0,1 нг для Sr. Данные, полученные для международного стандарта BCR-2 в ходе этой аналитической работы, составили  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704961 \pm 0.000017$  ( $2\sigma$ , 15 измерений).

U-Pb возраст апатита был определен для двух образцов массива Одихинча и Падунского силла с использованием мультиколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и системой лазерной абляции (LA-MC-ICP-MS) в Аризонском центре LaserChron (Gehrels et al., 2008; Thomson et al., 2012). Зерна апатита были залиты в стандартную эпоксидную шайбу диаметром 1 дюйм вместе с первичным эталонным апатитом Мадагаскара (MAD)  $\sim 486.6$  млн. лет для коррекции элементного фракционирования (Thomson et al., 2012) вместе со вторичным эталонным апатитом из сиенита горы МакКлюр, штат Колорадо ( $523.51 \pm 1.47/1.53/2.09$  млн. лет (Schoene & Bowring, 2006)). Эталонное стекло NIST 614 использовали для коррекции разницы в коэффициенте усиления детектора Фарадея и ионного счетчика при измерении отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  с использованием эталонного значения стекла NIST 614  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , равного 17.482 (Baker et al., 2004). Образцы были отшлифованы примерно на 20 мкм, затем отполированы и очищены перед анализом. Одновременный анализ  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}$  осуществлялся с использованием детекторов Фарадея, при этом  $^{204}\text{Pb}$  измерялся счетчиком ионов. В ходе лазерной абляции использовался лазер Photon Machines



Analyte G2, оснащенный абляционной ячейкой HelEx, с 15-секундной абляцией при выходной энергии 8 МДж и частоте импульсов 7 Гц. Диаметр кратера анализа составлял 50 мкм, его глубина около 15-20 мкм. Во время анализа использовался следующий подход: пять эталонных анализов апатита – в начале, один эталонный апатит – между каждыми четырьмя или пятью неизвестными, и три эталонных анализа апатита – в конце. Результирующие данные представлены в таблице 1-1 в Приложении, при этом ошибки измерений приведены на уровне  $\pm 1\sigma$ .

Возраст отдельных точек измерения определяли с использованием скорректированных на фракционирование элементов соотношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , а затем с использованием модели (Stacy & Kramers, 1975) для оценки соотношения обыкновенного свинца  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для этого возраста. Исходя из этой оценки, соотношение  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  было скорректировано для обыкновенного Pb и рассчитан новый возраст. Эта итерация повторялась 20 раз, причем конвергенция по возрасту обычно происходила в течении 1-3 итераций. Графики конкордии и средневзвешенные значения общего возраста  $^{204}\text{Pb}$ , скорректированного на Pb,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , рассчитанные для каждого образца, представлены на рисунке 28 с использованием программного обеспечения Isoplot. Аналитическая (случайная, внутренняя) неопределенность включает распространение неопределенностей только по измеренным соотношениям, тогда как систематическая (внешняя) неопределенность включает распространение дополнительных неопределенностей по элементному фракционированию дрейфа прибора, эталонному соотношению апатита  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , 2.5% ( $1\sigma$ ) неопределенности по исходным общим значениям Pb (Stacey & Kramers, 1975), и 0.122% ( $1\sigma$ ) неопределенности для значений констант распада  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

Значительная систематическая неопределенность в определении возраста вызвана (1) низкими концентрациями урана в анализируемом апатите (~1.6-2.7 ppm для образца 3-1В и ~1.8-4.6 ppm для образца «Одихинча»), (2) высоким содержанием обыкновенного свинца (до 70%) и (3) низкой изменчивостью в соотношениях радиогенного и исходного Pb для образца 3-1В (таблица 1-1 в Приложении).

## Глава 4. Результаты геохронологических исследований<sup>2</sup>

### 4.1. Трековое датирование апатита методом внешнего детектора

#### 4.1.1. Интрузивные тела Сибирской трапповой провинции

Результаты трекового анализа апатита методом внешнего детектора представлены в таблице 7. Девять из тринадцати проанализированных образцов дали средний возраст в диапазоне от  $207 \pm 17$  до  $173 \pm 13$  млн лет со средним значением  $193 \pm 19$  млн лет ( $\pm 1\sigma$ ). Образцы из массивов Ессей (проба E206-332) и Гулинского (пробы G09-113a, G09-113b, G09-105), имеют наибольшие ошибки определения (от 28 до 51 млн лет,  $1\sigma$ ) из-за малого количества проанализированных зерен (массив Ессей) и низкого содержания урана (Гулинский массив,  $<1$  ppm), поэтому эти возраста следует рассматривать как исключительно предварительные. Средние длины треков варьируют от  $14.89 \pm 0.27$  до  $13.59 \pm 0.34$  мкм, при этом среднее значение составляет  $14.18 \pm 0.17$  мкм.

Чтобы проверить возможное влияние радиационно-усиленного отжига на трековый возраст, была исследована зависимость трекового возраста от концентрации U, определенной с помощью метода внешнего детектора (рис. 30, а, б). Взаимосвязь между концентрацией урана и отжигом треков деления в апатите подробно обсуждается в (Ferne et al., 2018; Carlson et al., 1999; Glorie et al., 2017), однако для рассматриваемых образцов нет видимых оснований считать, что концентрация урана контролирует кинематику отжига треков в апатите.

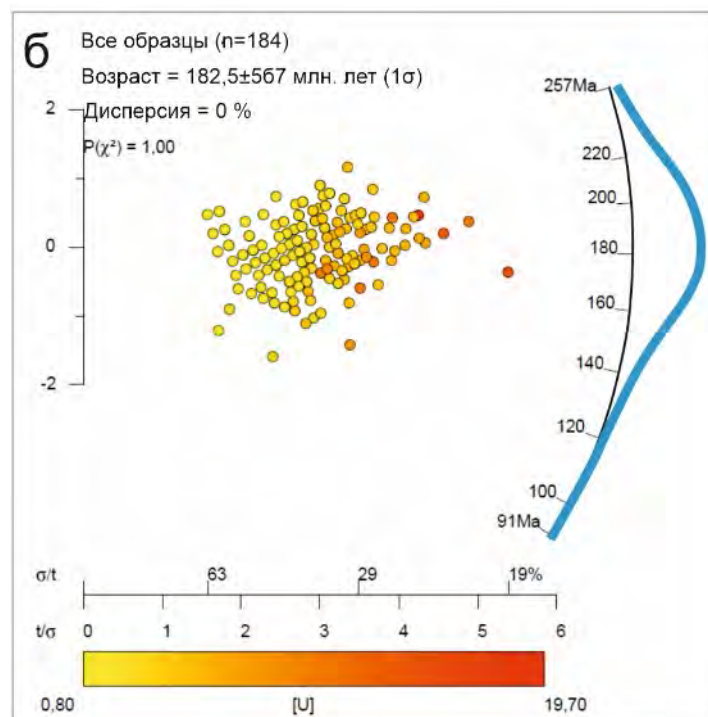
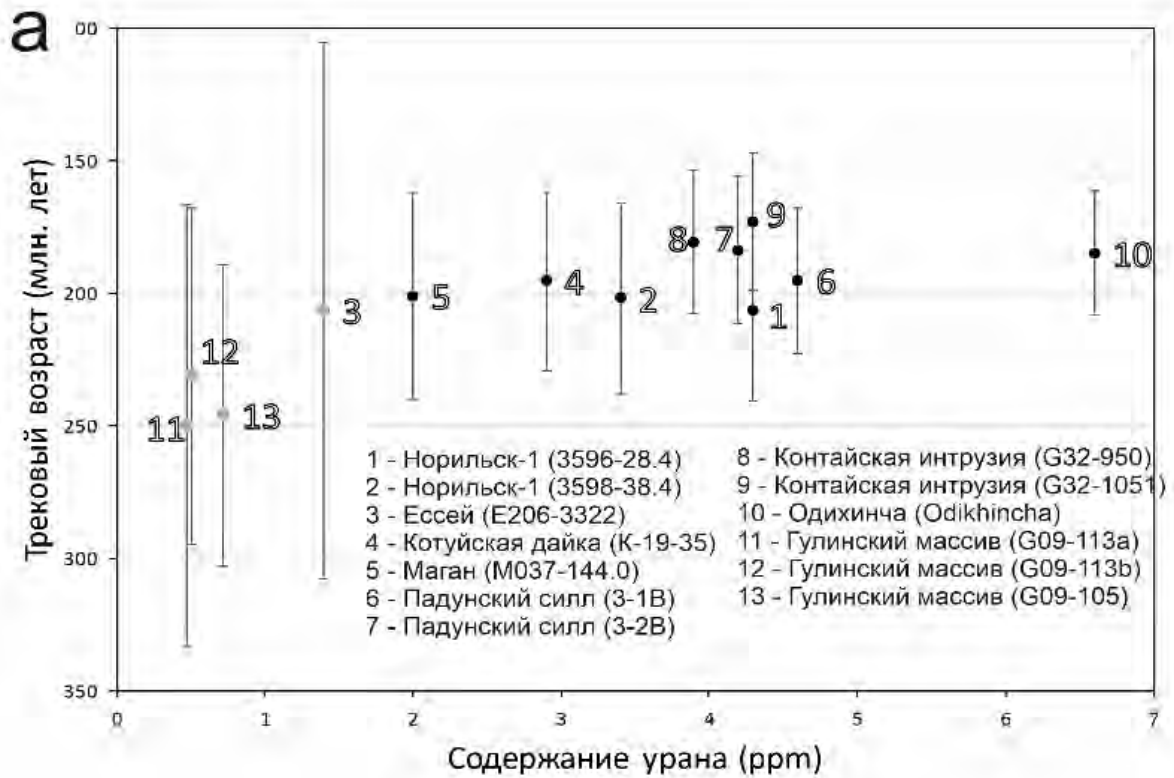
---

<sup>2</sup>При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

*Bagdasaryan T.E., Thomson S.N., Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Zaitsev V.A., Marfin A.E., Zakharov V.S., Yudin D.S.* Thermal history of the Siberian Traps Large Igneous Province revealed by new thermochronology data from intrusions // *Tectonophysics*. 2022. V. 836. 229385. Scopus (1 п.л., личный вклад – 75%, импакт-фактор SJR 1,545)

*Мышенкова М.С., Зайцев В.А., Томсон С., Латышев А.В., Захаров В.С., Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В.* Термальная история Гулинского плутона (север Сибирской платформы) по результатам трекового датирования апатита и компьютерного моделирования // *Геодинамика и тектонофизика*. 2020. Т. 11. № 1. С. 75–87. Scopus (0.6 п.л., личный вклад – 50%, импакт-фактор SJR 0,359)

*Багдасарян Т.Э., Гайдук А.В., Хубанов В.Б., Латышев А.В., Веселовский Р.В.* Первые результаты трекового датирования апатита с применением LA-ICP-MS из кровли фундамента Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская антеклизы) // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2023. Т. 510. № 2. С. 39–43. RSCI (0.2 п.л., личный вклад – 80%, импакт-фактор РИНЦ 0,884)

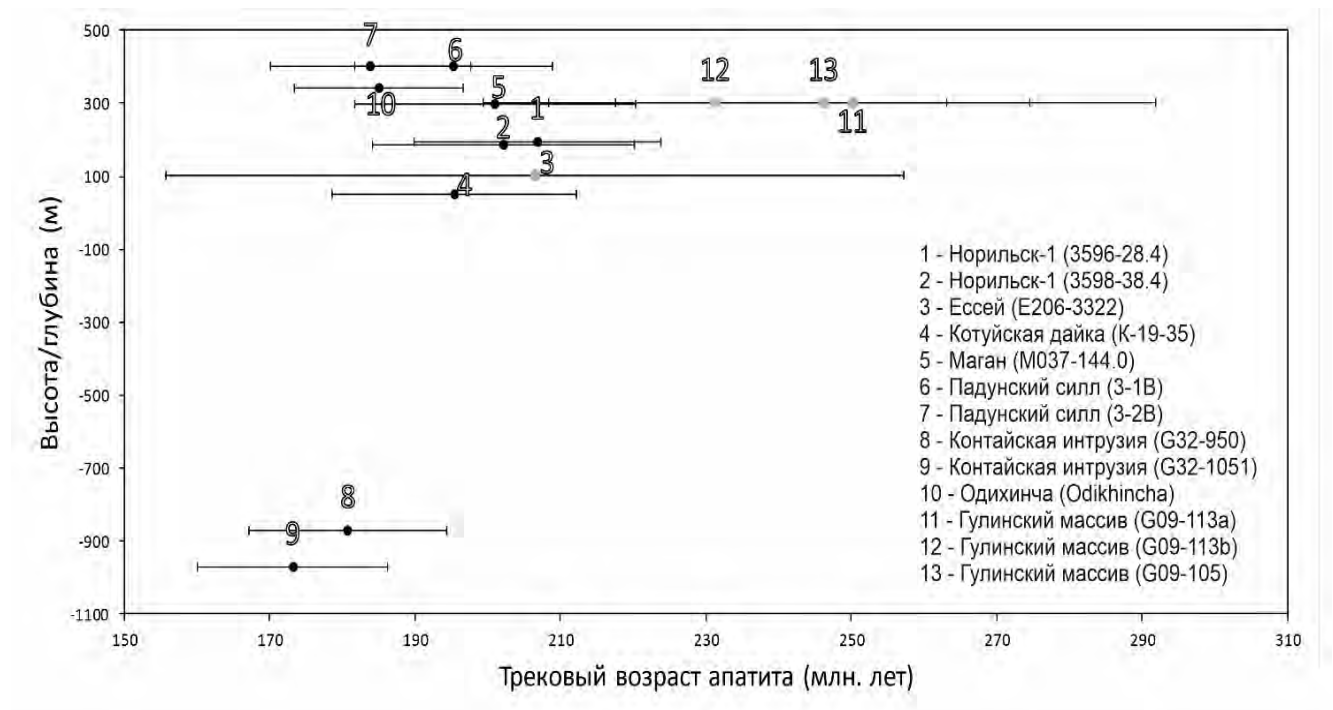


**Рисунок 30.** (а) Зависимость среднего содержания U в апатите от трекового возраста для каждого образца интрузий, полученные методом внешнего детектора. Погрешности приведены  $\pm 2\sigma$ . (б) Радиальные графики, полученные с помощью RadialPlotter (Vermeesch, 2009), показывающие зависимость трекового возраста апатита и концентрации урана для всех образцов из интрузий. Цветная полоса снизу показывает концентрацию урана. Горизонтальная ось показывает уменьшение погрешности определения слева направо. Радиальная ось справа от

графика показывает возрастающий возраст в млн лет, а левая шкала графика отображает стандартные отклонения от центрального возраста. Синяя линия – распределение по возрасту, полученное с помощью RadialPlotter. n – количество зерен. Данные для массивов Ессей и Гулинского выделены серым цветом из-за их низкой надежности

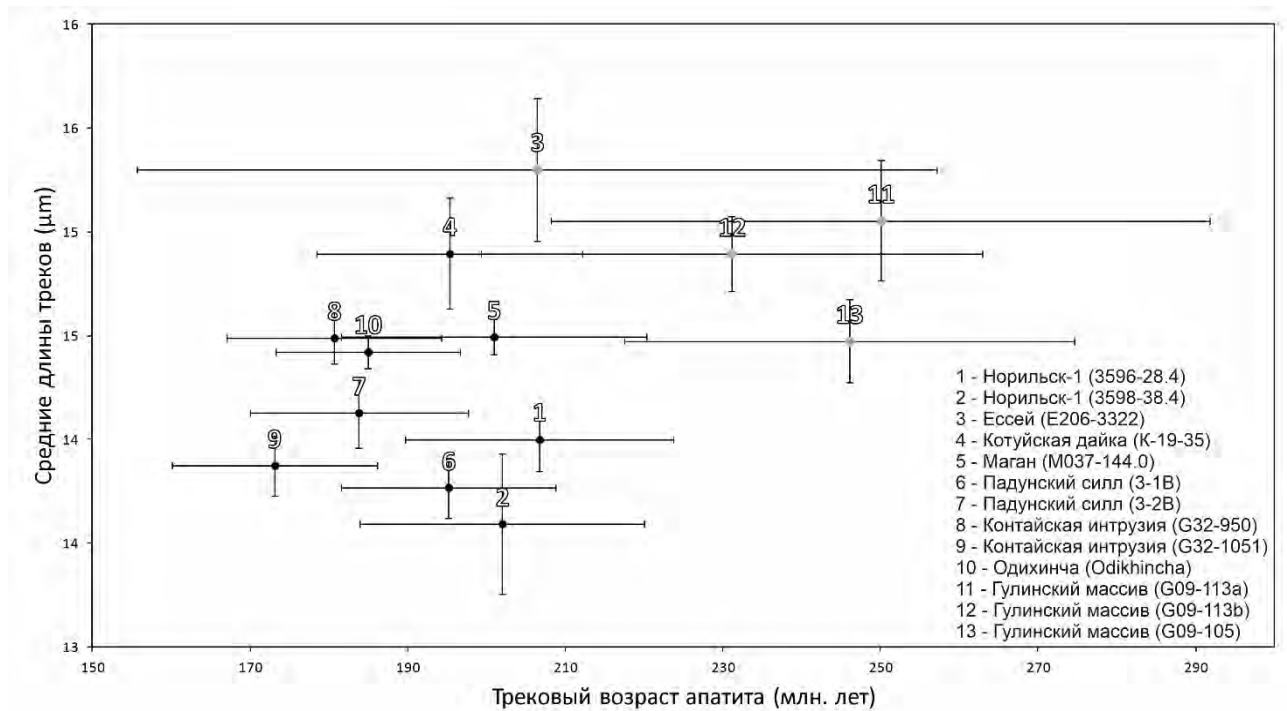
Химический состав зерен апатита, определенный с помощью микронзондовых исследований образцов, показал диапазон содержания Cl от 0.00 до 0.79 мас. % (табл. 1-4 в Приложении). Теоретически, более высокое содержание Cl может служить причиной удревления трековых возрастов, однако в рассматриваемом случае зависимости между трековым возрастом и содержанием Cl в зернах апатита не обнаруживается.

На рисунке 31 показано соотношение трековых возрастов и высоты/глубины отбора проб. Как и ожидалось в случае изменения топографии, значения трекового возраста с поверхности более древние, чем возраст образцов взятых на глубине (по крайней мере, для интрузии Контай). Увеличение трекового возраста на интервале абсолютных отметок 1500 м по мере увеличения высоты может отражать скорость эксгумации исследуемых интрузивных тел, но большие аналитические ошибки препятствуют подобной интерпретации зависимости возраста от высоты в рассматриваемых образцах.



**Рисунок 31.** График зависимости трекового возраста от глубины/высоты для изученных образцов. Погрешности приведены на уровне  $\pm 2\sigma$ . Данные для массивов Ессей и Гулинского выделены серым цветом из-за их низкой надежности.

Для обнаружения возможных постмагматических термальных событий, значения средних длин треков для каждого образца соотнесены с соответствующим трековым возрастом (рис. 32). Отметим, что признаков так называемого тренда «бумеранга» (Green, 1986), который типичен для зерен апатита, подвергшихся нескольким термальным событиям или пребывавших в зоне частичного отжига треков длительное время. Более того, все образцы имеют унимодальные и узкие распределения длин треков, что характерно для быстрого охлаждения образцов при температурах зоны частичного отжига треков.



**Рисунок 32.** График, показывающий взаимосвязь между трековым возрастом и средней длиной треков (MTL). Погрешности приведены  $\pm 2\sigma$ . Данные для массивов Ессей и Гулинского выделены серым цветом из-за их низкой надежности.

**Таблица 7.** Результаты трекового датирования интрузивных тел Сибирской трапповой провинции методом внешнего детектора.

		Номер образца	Число зерен	Плотность треков ( $\times 10^6$ треков $\text{см}^{-2}$ ) (Число треков)			$P\chi^2$	Возраст (млн. лет) ( $\pm 1\sigma$ )	Средняя длина треков ( $\mu\text{м} \pm 1 \text{ s.e.}$ ) (кол-во треков)	Стандартное отклонение ( $\mu\text{м}$ )
				$\rho_s (N_s)$	$\rho_i (N_i)$	$\rho_d (N_d)$				
1	Норильск-1	3596-28.4	20	0.3517 (289)	0.4928 (405)	1.716 (5492)	<0.01% (99.9%)	206.7 $\pm$ 17.0	14.00 $\pm$ 0.16 (39)	0.96
2	Норильск-1	3598-38.4	20	0.2712 (239)	0.3858 (340)	1.702 (5445)	<0.01% (99.8%)	202.1 $\pm$ 18.0	13.59 $\pm$ 0.34 (22)	1.54
3	Ессей	E206-3322	4	0.1133 (29)	0.1563 (40)	1.687 (5399)	<0.01% (95.7%)	206.5 $\pm$ 50.7	15.30 $\pm$ 0.34 (3)	0.49
4	Маган	M037-144.0	20	0.1578 (202)	0.2219 (284)	1.673 (5353)	<0.01% ( $>$ 99.9%)	201.0 $\pm$ 19.4	14.49 $\pm$ 0.09 (96)	0.83
5	Котуйская дайка	K-19-35	20	0.2265 (258)	0.3248 (370)	1.658 (5306)	<0.01% (99.9%)	195.4 $\pm$ 16.8	14.89 $\pm$ 0.27 (44)	1.75
6	Одихинча	Odikhincha	20	0.4673 (477)	0.6309 (644)	1.440 (4608)	<0.01% ( $>$ 99.9%)	185.0 $\pm$ 11.7	14.42 $\pm$ 0.08 (102)	0.79
7	Падунский силл	3-1В	20	0.3440 (395)	0.4355 (500)	1.426 (4562)	<0.01% ( $>$ 99.9%)	195.2 $\pm$ 13.6	13.76 $\pm$ 0.14 (72)	1.20
8	Падунский силл	3-2В	20	0.3001 (329)	0.3995 (438)	1.411 (4516)	<0.01% ( $>$ 99.9%)	183.8 $\pm$ 13.8	14.12 $\pm$ 0.17 (41)	1.08
9	Контайская интрузия	G32-950	20	0.2674 (332)	0.3512 (436)	1.368 (4377)	<0.01% (98.8%)	180.7 $\pm$ 13.6	14.49 $\pm$ 0.12 (49)	0.85
10	Контайская интрузия	G32-1051	20	0.2873 (328)	0.3897 (445)	1.353 (4331)	<0.01% ( $>$ 99.9%)	173.1 $\pm$ 13.0	13.87 $\pm$ 0.14 (43)	0.93
11	Гулинский плутон	G09-113a	40	0.0439 (74)	0.0474 (80)	1.498 (4792)	<0.01% ( $>$ 99.9%)	250.1 $\pm$ 41.8	15.05 $\pm$ 0.29 (14)	1.04
12	Гулинский плутон	G09-113b	40	0.0456 (111)	0.0513 (125)	1.440 (4610)	<0.01% ( $>$ 99.9%)	231.2 $\pm$ 31.8	14.89 $\pm$ 0.18 (9)	0.50
13	Гулинский плутон	G09-105	40	0.0657 (167)	0.7084 (180)	1.469 (4701)	<0.01% ( $>$ 99.9%)	246.1 $\pm$ 28.5	14.47 $\pm$ 0.20 (14)	0.71

Примечания: (i). Анализы выполнены методом внешнего детектора с использованием корректирующего фактора 0.5 для  $4\pi/2\pi$  геометрии; (ii). Возраст вычислен с использованием дозиметрового стекла: IRMM540R с  $\zeta_{540R} = 343.1 \pm 8.7$  (апатит) для образцов 1-5 и  $\zeta_{540R} = 351.9 \pm 3.8$  (апатит) для образцов 6-10; (iii).  $\rho_s$  – плотность треков спонтанного деления  $^{238}\text{U}$ ; ( $N_s$ ) – число подсчитанных треков спонтанного деления;  $\rho_i$  – плотность треков индуцированного деления  $^{235}\text{U}$ ; ( $N_i$ ) – число подсчитанных треков индуцированного деления;

## 4.2. Трековое датирование апатита с использованием LA-ICP-MS

Определение трекового возраста методом LA-ICP-MS выполнялось для интрузивных тел пермо-триасовой трапповой провинции, для которых ранее был получен трековый возраст методом внешнего детектора: массивы Маган и Контайская интрузия, а также для пород кристаллического фундамента Сибирской платформы в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы. Результаты трекового датирования с применением LA-ICP-MS приведены в таблице 8 для интрузий Сибирской трапповой провинции и в таблице 9 для пород кристаллического фундамента Сибирской платформы в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы.

### 4.2.1. Интрузивные тела Сибирской трапповой провинции

Результаты трекового датирования с применением LA-ICP-MS приведены в таблице 8, на рис. 21. Полученные значения трекового возраста находятся в диапазоне от  $150.0 \pm 23.0$  до  $238 \pm 35.8$  млн лет ( $2\sigma$ ). Значение трекового возраста апатита из образца M037-1440 массива Маган ( $217.6 \pm 18.6$  млн лет) имеет наименьшую величину погрешности на уровне  $2\sigma$  поскольку это единственный образец, для которого трековый возраст был определен по измерениям плотностей треков и концентрации урана для 100 зерен; этот результат рассматривается как наиболее надежный. Погрешность определения трекового возраста для двух других проб достаточно высока в связи с небольшим количеством проанализированных зерен (проба G32-1095) или низким содержанием урана (проба M0931-391.8).

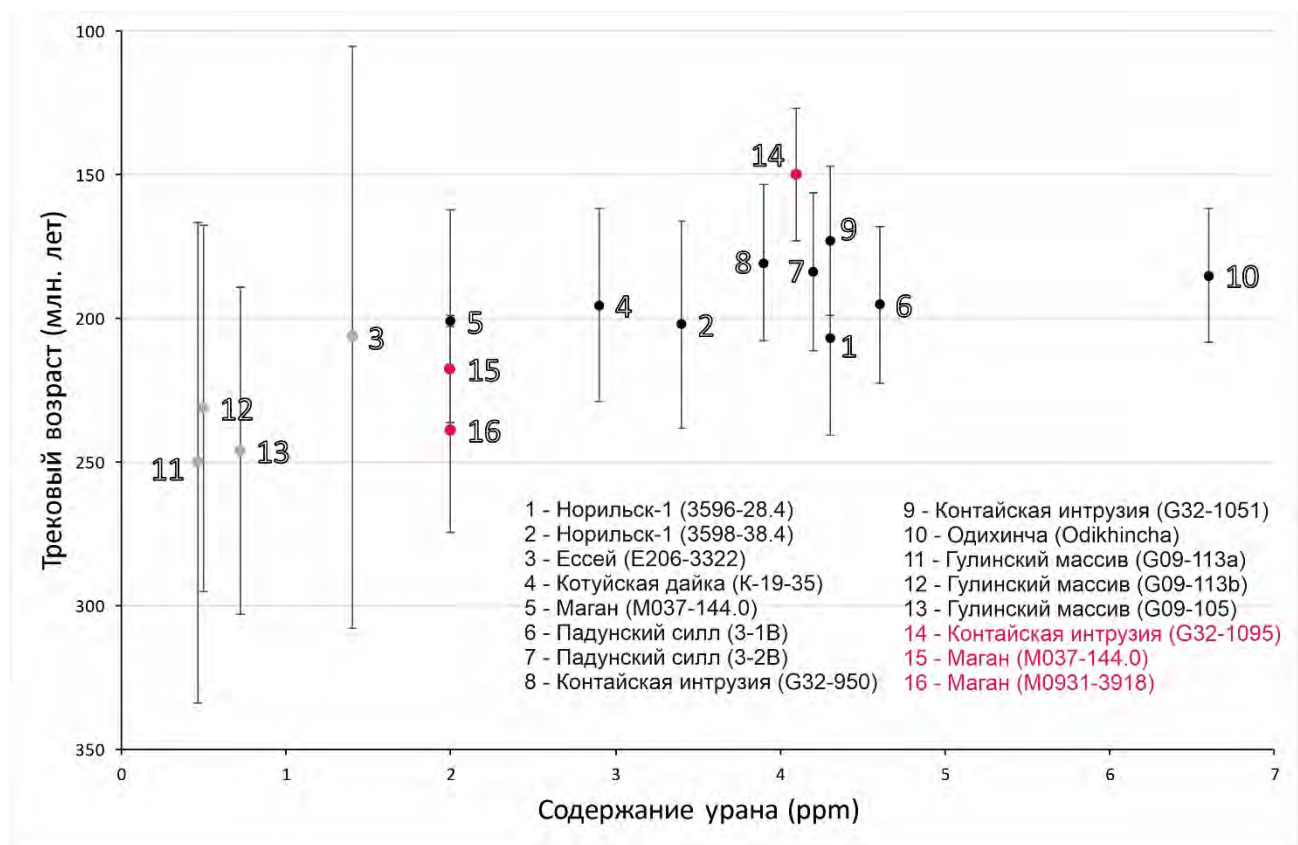
**Таблица 8.** Результаты трекового датирования с применением LA-ICP-MS интрузивных тел Сибирской трапповой провинции.

		Номер образца	Число зерен	LA-ICP-MS				EDM	
				Плотность треков ( $\times 10^6$ треков $\text{см}^{-2}$ ) (Число треков)	Содержание урана (ppm)	$\zeta_{\text{ICP}} \pm 2\sigma$	Возраст (млн лет) ( $\pm 2\sigma$ ) (Pooled age)	Содержание урана (ppm)	Возраст (млн лет) ( $\pm 2\sigma$ ) (Pooled age)
1	Маган	M037-1440	100	0.1398 (870)	1.13	0.66±0.03	217.6±18.6	2.0	201.0±19.4
2	Маган	M0931-3918	32	0.0873 (214)	0.51		238.8±35.8	-	-
3	Контайская интрузия	G32-1095	19	0.1577 (192)	1.88		150.0±23.0	3.9-4.3	180.7±13.6, 173.1±13.0

Примечание.  $\zeta_{\text{ICP}}$  – зета-фактор; Pooled age – объединенный возраст, вычисляется путем сложения содержаний U для нескольких измерений.

Новые трековые возрасты, полученные с применением LA-ICP-MS для массива Маган ( $217.6 \pm 18.6$  и  $238.8 \pm 35.8$  млн лет), с учетом ошибки определения согласуются с результатами трекового датирования методом внешнего детектора ( $201.0 \pm 19.4$  млн лет). Важно отметить, что для апатита из пробы M037-1440 трековый анализ методами EDM и LA-ICP-MS выполнен по принципу «образец-в-образец». Для Контайской интрузии возраст, полученный с применением LA-ICP-MS ( $150.0 \pm 23.0$  млн лет), с учетом ошибки определения также находится в генеральном согласии с результатами, полученными методом внешнего детектора ( $180.7 \pm 13.6$  и  $173.1 \pm 13.0$  млн лет).

Для оценки эффекта радиационно-усиленного отжига треков (Fernie et al., 2018; Carlson et al., 1999; Glorie et al., 2017), была рассмотрена зависимость трекового возраста от концентрации урана (рис. 33): отсутствие явной зависимости не дает оснований полагать, что в исследованных образцах концентрация урана сколько-нибудь значимо влияет на отжиг треков в апатите.



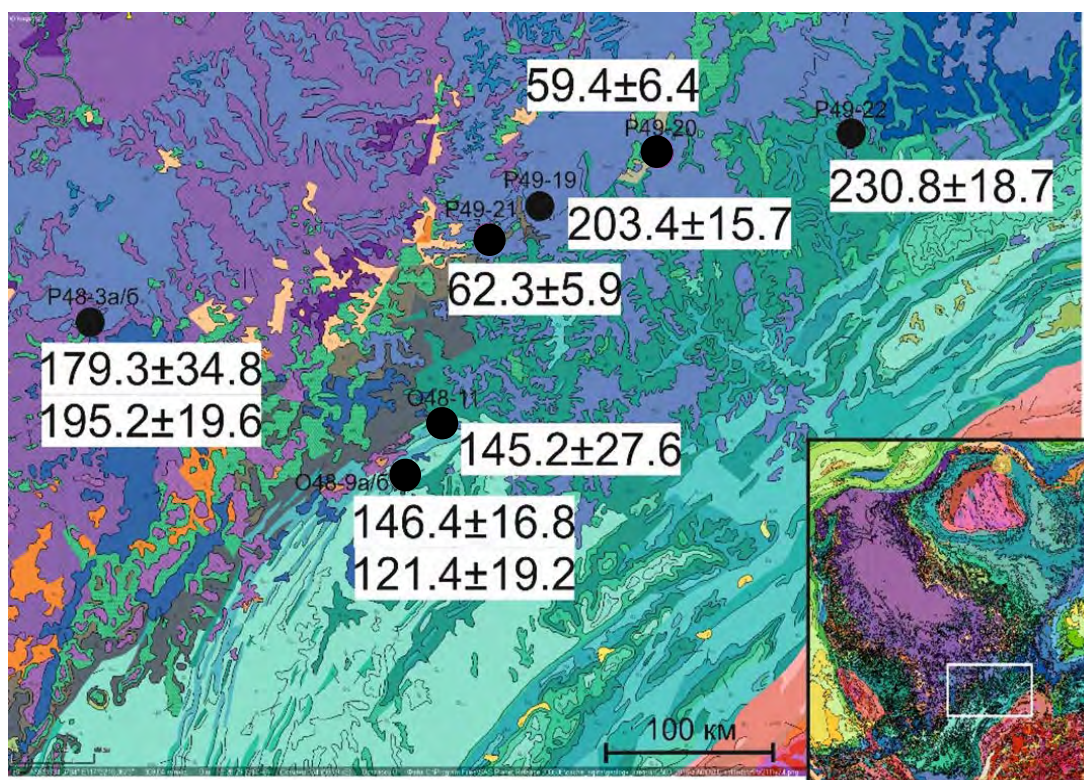
**Рисунок 33.** Зависимость содержания урана в апатите от трекового возраста. Вертикальные линии –  $\pm 2\sigma$ . Черные точки – образцы, для которых трековый возраст получен по методу внешнего детектора. Данные для массивов Ессей и Гулинского выделены серым цветом из-за их низкой надежности. Красные точки – образцы, для которых трековый возраст получен с применением LA-ICP-MS.



Данные о химическом составе зерен апатита из исследованных образцов свидетельствуют, что содержание Cl в апатите из Контайской интрузии находится в интервале 0.31-0.45 вес.% (таблица 1-4 в Приложении), а в апатите из интрузива Маган оно ниже предела обнаружения. Наличие Cl в апатите повышает устойчивость треков к термическому отжигу (кинетический параметр) и может являться причиной увеличения (удревнения) трековых возрастов (Malusa and Fitzgerald, 2019), однако в данном случае, в виду малого количества образцов, сделать какие-либо выводы о влиянии концентрации Cl на трековый возраст не представляется возможным.

#### 4.2.2. Породы кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Непско-Ботуобинской антеклизы

Результаты трекового датирования апатита из пород кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Непско-Ботуобинской антеклизы представлены в таблице 9. Согласно современной методике, надёжными считаются те значения трекового возраста, которые получены при подсчёте треков спонтанного деления  $^{238}\text{U}$  в не менее чем 20 зёрнах, т.е. все полученные определения, кроме возраста образца P48-3A, являются надёжными.



**Рисунок 34.** Распределение определений трекового возраста апатита (млн лет  $\pm 2\sigma$ ) пород кровли кристаллического фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы. Чёрным шрифтом показаны номера проб.

Полученные трековые возрасты образуют три кластера (рис. 34, 35): 1) поздний триас – ранняя юра (231 – 179 млн лет); 2) конец поздней юры – ранний мел (150 – 121 млн лет); и 3) палеоцен (62 – 59 млн лет).

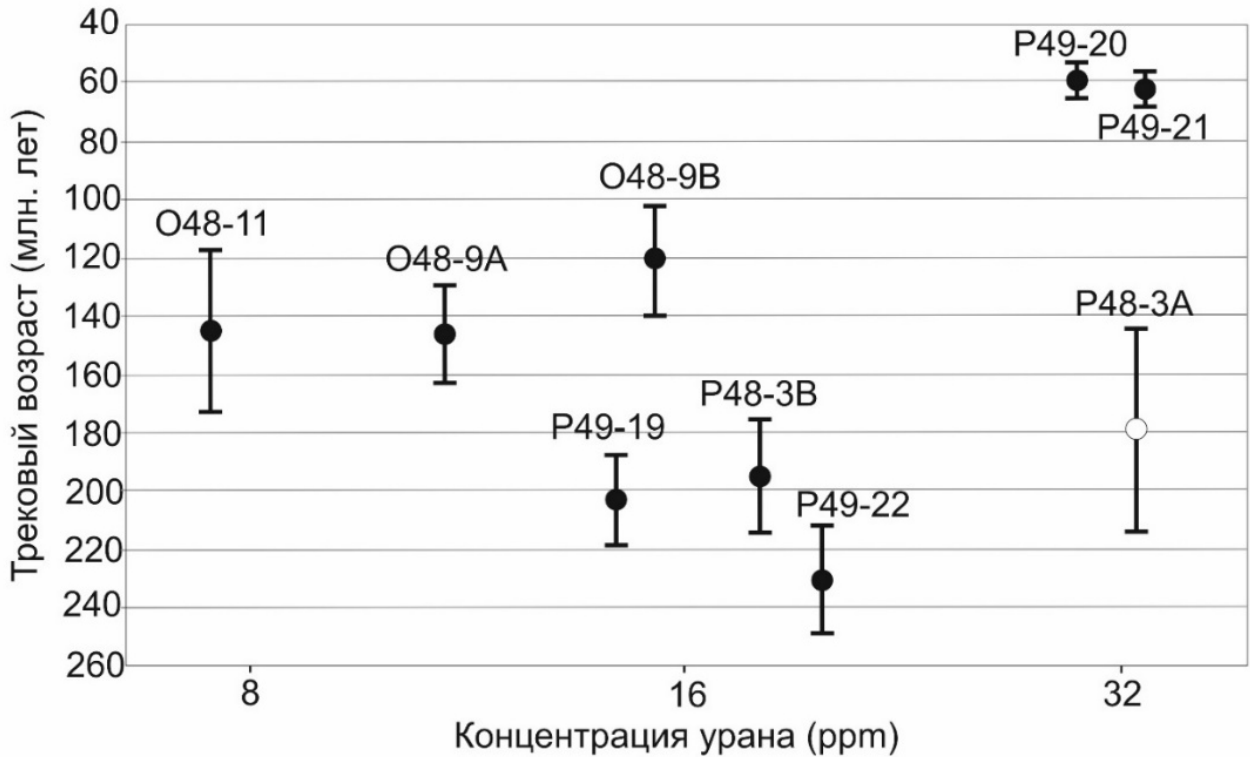
Данные химического состава зерен апатита из исследованных образцов свидетельствуют, что во всех образцах он представлен фторапатитом с близкими составами без примеси хлора (таблица 1-5 в Приложении).

**Таблица 9.** Результаты трекового датирования с применением LA-ICP-MS пород кристаллического фундамента Сибирской платформы в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы.

	Номер образца	Число зерен	Плотность треков ( $\times 10^6$ треков $\text{см}^{-2}$ ) (Число треков)	Содержание урана (ppm)	$\zeta_{\text{ICP}} \pm 2\sigma$	Возраст (млн лет) ( $\pm 2\sigma$ ) (Pooled age)	Средняя длина треков ( $\mu\text{m} \pm 1 \text{ s.e.}$ ) (кол-во треков)	Стандартное отклонение ( $\mu\text{m}$ )
1	P48-3A	15	3.93 (942)	32.70	0.60 $\pm$ 0.04	179.3 $\pm$ 34.8	13.58 $\pm$ 1.24 (12)	1.25
2	P48-3B	57	2.03 (1855)	18.00		195.2 $\pm$ 19.6	12.05 $\pm$ 1.33 (100)	1.33
3	P49-19	101	1.52 (2453)	14.30		203.4 $\pm$ 15.7	14.21 $\pm$ 1.03 (105)	1.18
4	P49-20	39	1.03 (642)	29.80		59.4 $\pm$ 6.4	14.53 $\pm$ 0.81 (64)	0.92
5	P49-21	76	1.11 (1348)	33.20		62.3 $\pm$ 5.9	13.68 $\pm$ 1.24 (100)	1.40
6	P49-22	100	2.60 (4161)	19.87		230.8 $\pm$ 18.7	14.62 $\pm$ 0.81 (100)	0.85
7	O48-9A	58	0.92 (868)	10.91		146.4 $\pm$ 16.8	13.72 $\pm$ 1.30 (56)	1.46
8	O48-9B	95	0.99 (1493)	15.20		121.4 $\pm$ 19.2	13.89 $\pm$ 0.95 (100)	1.13
9	O48-11	67	0.60 (652)	7.51		145.2 $\pm$ 27.6	13.65 $\pm$ 1.24 (54)	1.44

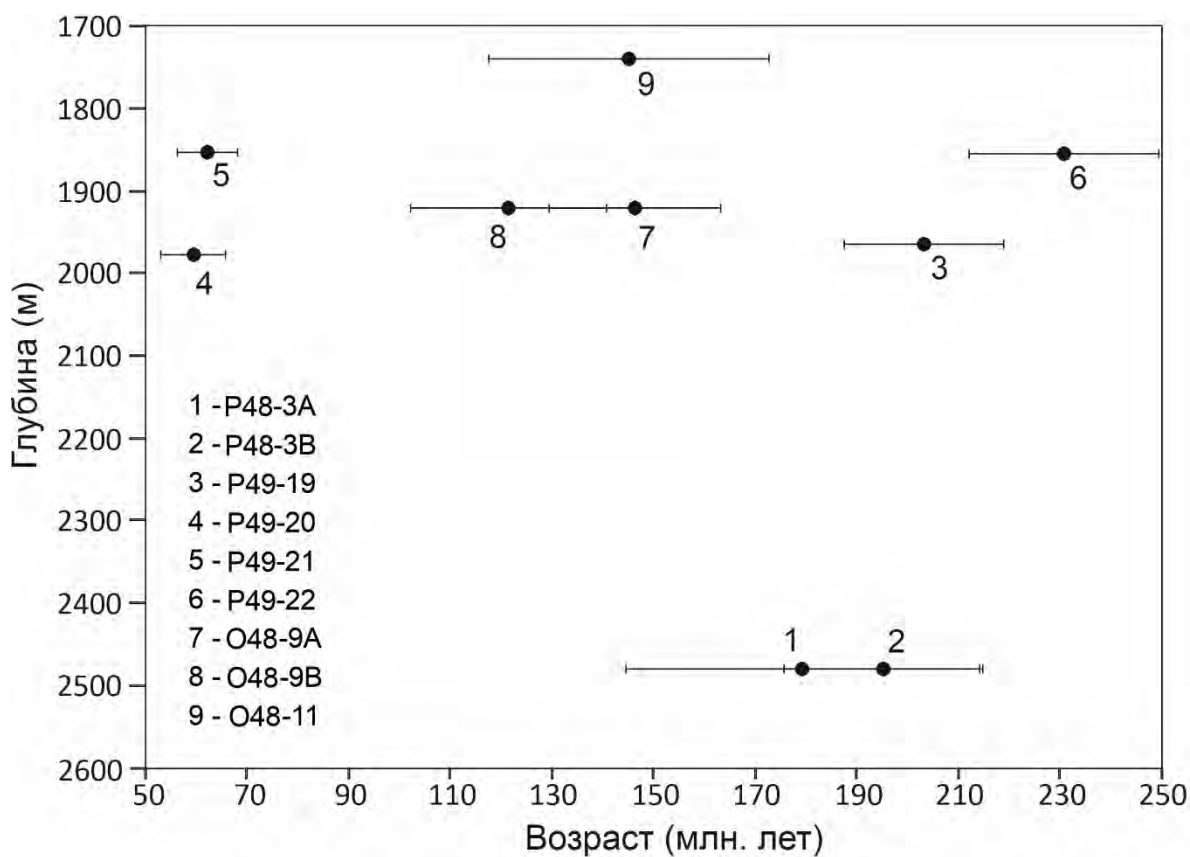
Примечание.  $\zeta_{\text{ICP}}$  – зета-фактор; Pooled age – объединенный возраст, вычисляется путем сложения содержаний U для нескольких измерений.

Чтобы проверить возможное влияние радиационно-усиленного отжига на трековый возраст апатита, была рассмотрена зависимость трековых возрастов от концентрации U, определенной LA-ICP-MS (рис. 35). В образцах кровли фундамента однозначной зависимости значения трекового возраста и концентрации урана нет для большинства образцов, помимо самых молодых (палеоценовых). Данный факт может свидетельствовать о влиянии концентрации урана на отжиг треков деления в апатите, однако поскольку выборка представлена всего двумя пробами, делать сколько-нибудь значимые выводы на данном этапе исследований не представляется возможным.



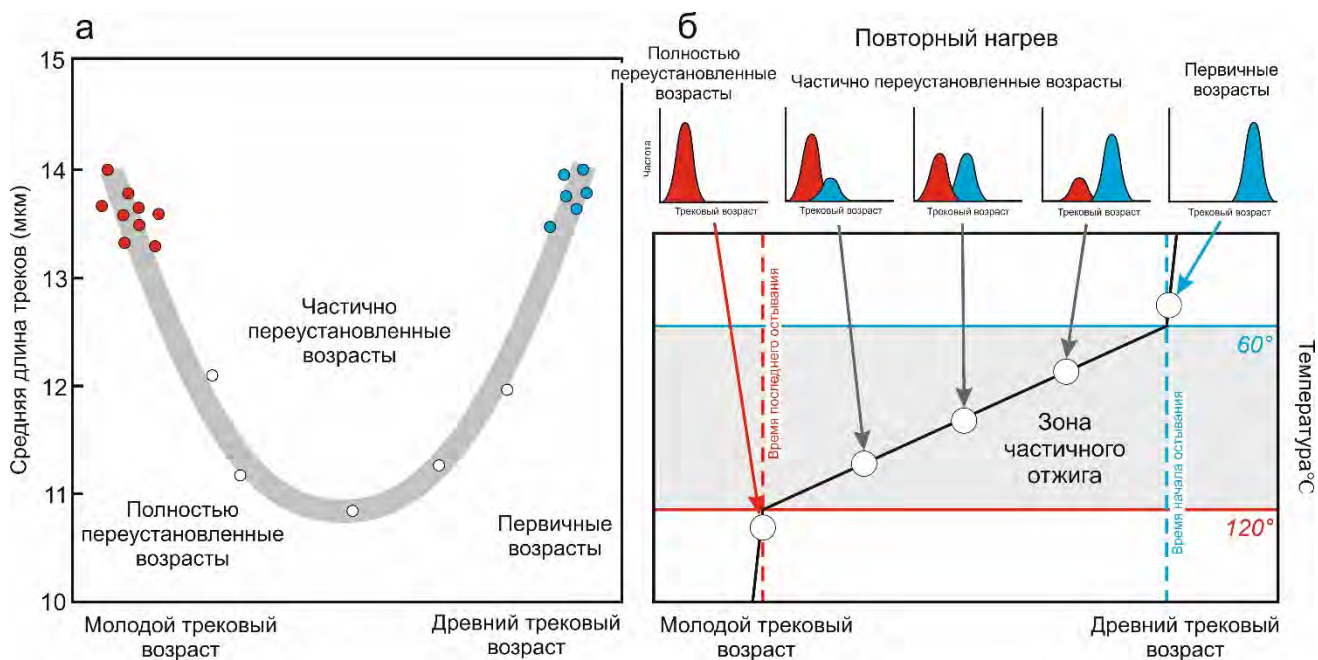
**Рисунок 35.** Зависимость трекового возраста апатита от концентрации урана. Погрешности приведены на уровне  $2\sigma$ . Черные кружки обозначают надёжные оценки трекового возраста; белый кружок (проба P48-3A) – ненадёжное определение возраста.

На рисунке 36 показано взаимоотношение между трековыми возрастами и высотой/глубиной отбора проб: корреляции между сравниваемыми параметрами не прослеживается, что не позволяет интерпретировать трековые определения как отражение единой термальной истории пород кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Непско-Ботубинской антеклизы.

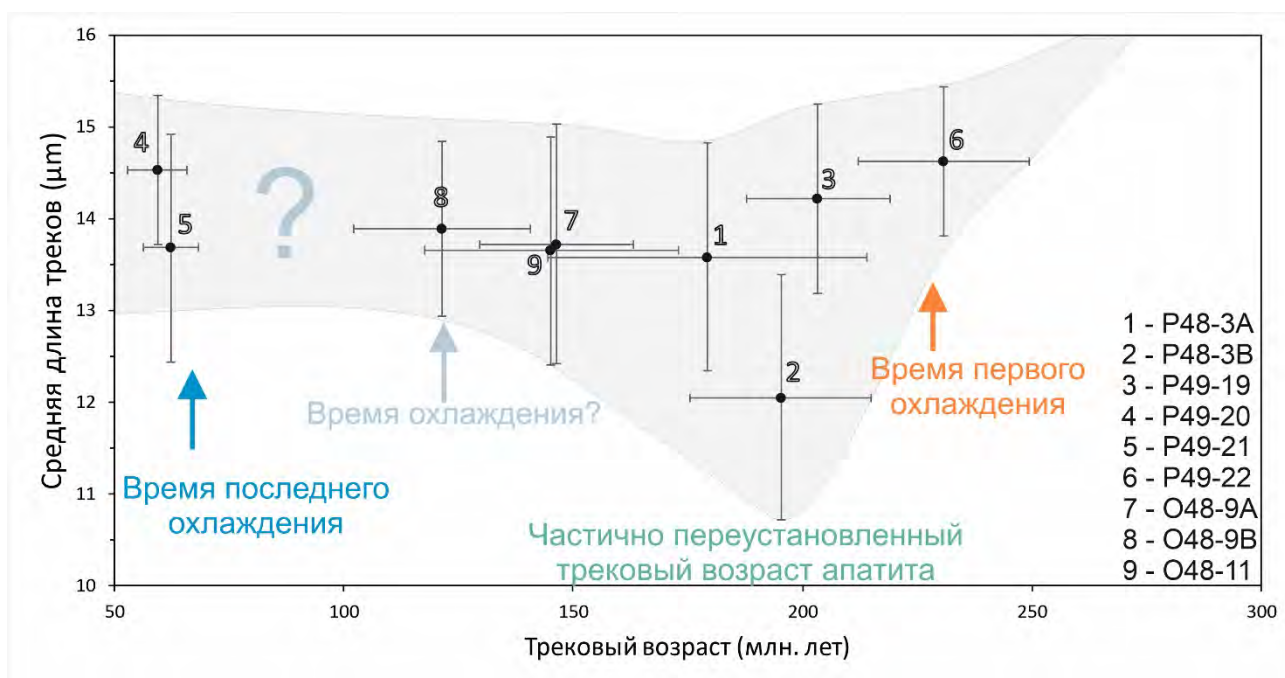


**Рисунок 36.** График зависимости трекового возраста от глубины/высоты отбора изученных образцов. Погрешности приведены на уровне  $2\sigma$ .

Интересный результат наблюдается на графике, отражающем сопоставление значений средней длины треков для каждого образца с соответствующим трековым возрастом (рис. 37). На графике наблюдается так называемый тренд-«бумеранг», который характерен для зерен апатита, испытавшим несколько термических событий или пребывавших в зоне частичного отжига треков длительное время (рис. 37 а, б) (Green, 1986; Tagami et al., 1996; Gallagher and Brown, 1997; Gallagher et al., 1998; Khudoley et al., 2018). На таком графике можно выделить нисходящий сегмент поздне триасовых-раннеюрских возрастов и восходящий сегмент позднеюрских-раннемеловых возрастов (рис. 38).



**Рисунок 37.** (а) График вида «бумеранг», показывающий взаимосвязь между трековым возрастом и средней длиной треков (MTL) для образцов, испытавших две стадии нагрева и охлаждения при разных палеотемпературах в одно и то же время (Khudoley et al., 2018; по O'Sullivan et al., 1995). Самые древние трековые определения (синие круги) отражают одно древнее событие нагрева и охлаждения; самые молодые трековые определения (красные круги) отражают последнее охлаждение, перед которым имел место прогрев выше температуры полного отжига треков ( $120^{\circ}\text{C}$  для апатита) и сброс трекового возраста. (б) Зависимость трековых возрастов от температуры повторного нагрева в интервале зоны частичного отжига треков в апатите ( $60\text{--}120^{\circ}\text{C}$ ). Так образец с самым древним трековым возрастом (синие распределения) не нагревался повторно выше  $60^{\circ}\text{C}$ . Образцы с промежуточными трековыми возрастами и распределением длин треков пребывали в зоне частичного отжига треков (от  $60$  до  $120^{\circ}\text{C}$ ) в результате повторного нагрева и отражают омоложение самых древних возрастов. Образцы с самыми молодыми трековыми возрастами (красные распределения) испытали повторных нагрев выше температуры полного отжига треков ( $>120^{\circ}\text{C}$ ) и отражают время последнего охлаждения.



**Рисунок 38.** График вида «бумеранг», показывающий взаимосвязь между трековым возрастом и средней длиной треков (MTL). Погрешности приведены на уровне  $2\sigma$ . Черные круги обозначают пробы, для которых распределение длин треков более широкое; синие круги – пробы для которых распределение длин треков унимодальное.

График-«бумеранг» объединяет трековые возрасты с относительно большими значениями средних длин треков (пробы P49-19, P49-22), характерными для зерен, которые меньше остальных находились в зоне частичного отжига треков в апатите ( $120-60^{\circ}\text{C}$ ). Соответственно, трековые возрасты для проб с наименьшими значениями средних длин треков (проба P48-3B) свидетельствуют о продолжительном нахождении апатита в зоне частичного отжига треков. Самые молодые палеоценовые трековые возрасты (пробы P49-20 и P49-21) испытали вторичный прогрев выше температуры отжига треков и фиксируют последнее охлаждение. Время последнего охлаждения ограничено переходом от образцов с промежуточными трековыми возрастными и самыми маленькими длинами треков к образцам с более молодыми трековыми возрастными и большими значениями длин треков.

Таким образом, время первого охлаждения можно оценить около 230 млн лет, а время последнего – около 60 млн лет. Промежуточный трековый возраст для пробы P48-3B ( $195.2 \pm 19.6$  млн лет) можно интерпретировать как частично переустановленный в силу длительного нахождения в зоне частичного отжига треков и наименьшего значения средней длины треков. Однако помимо этой пробы отнесение других трековых возрастов (например, пробы P48-3A, O48-9A, O48-11) к переустановленным затруднительно, так как, возможно, они находятся уже на восходящем крыле графика-«бумеранга», связанным с последующим этапом охлаждения, и тогда график-«бумеранг» мог бы раздваиваться в левой части. Для уточнения

этого факта необходимо иметь большее количество трековых возрастов. Также стоит отметить, что трековых определений апатита для пород кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы древнее 230 млн лет не обнаружено, что может свидетельствовать о том, что породы фундамента в районе Непско-Ботубинской антеклизы могли прогреться выше 120°C около 251 млн лет в результате траппового магматизма. Это предположение требует проведения дополнительных исследований.

### 4.3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr и U-Pb изотопное датирование

Возраст интрузий Одихинча и Падунского силла был оценен с помощью U-Pb LA-MC-ICP-MS датирования апатита как  $266\pm 29$  и  $241\pm 12$  млн лет ( $\pm 2\sigma$ ), соответственно (рис. 39, а, б). U-Pb возраст апатита для массива Одихинча в пределах погрешности совпадает с опубликованными U-Pb возрастными перовскита, составляющими  $266.0\pm 3.0$  и  $259.0\pm 6.5$  млн лет (Липенков и др., 2015), с возрастом андрадита  $250\pm 1$  млн лет (Salnikova et al., 2019), а также с Rb-Sr определениями, представленными ниже. U-Pb возраст, полученный для Падунского силла ( $241\pm 12$  млн лет), согласуется с опубликованными U-Pb возрастными цирконов  $254.2\pm 2.3$  и  $251.46\pm 0.05 - 251.68\pm 0.06$  млн лет (Paton et al., 2010; Burgess and Bowring, 2015), а также с  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данными по плагиоклазу –  $241.6\pm 1.3/2.6$  и  $239.1\pm 1.1/2.5$  млн лет (Ivanov et al., 2009, 2013).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста по флогопиту для интрузий Маган и Одихинча были получены методом ступенчатого нагрева и показали возраст плато  $254.7\pm 3.1$  и  $264.3\pm 3.0$  млн лет соответственно (рис. 39, в).

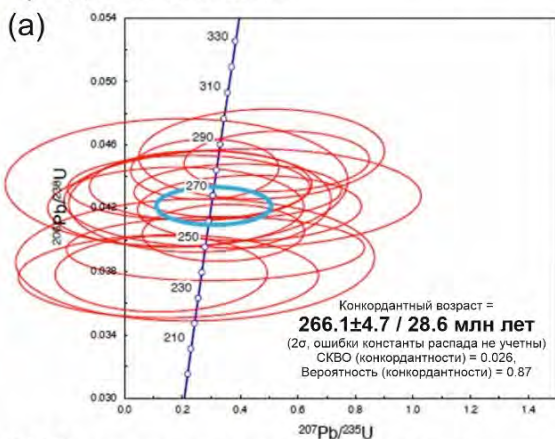
Интрузии Одихинча, Маган и Ессей были датированы Rb-Sr методом по минеральной изохроне (рис. 39, г). Минеральные фракции апатита, пироксена и флогопита из массива Маган образуют изохрону  $242.8\pm 6.8$  млн лет. Изохрона для Ессея, полученная по фракциям флогопита, кальцита, апатита и породе в целом, соответствует возрасту  $243.1\pm 2.7$  млн лет. Изохрона, построенная по изотопным отношениям в кальците, флогопите и тяжелых минералах (в основном апатита) из карбонатита массива Одихинча, соответствует возрасты  $258.04\pm 0.64$  млн лет.

Полученные в этой работе результаты изотопного датирования методами  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr и U-Pb LA-ICP-MS для массива Одихинча в целом подтверждают ранее опубликованные U-Pb возрасты перовскита (Липенков и др., 2015) (Таблица 7). Аналогичный возраст  $257\pm 6$  млн лет известен для массива Кугда, расположенного в 20 км к северу от массива Одихинча (Аносова и др., 2019). Изотопный возраст интрузий Маган и Ессея определен впервые, и полученные значения их возраста подтверждают косвенные геологические свидетельства того, что время их

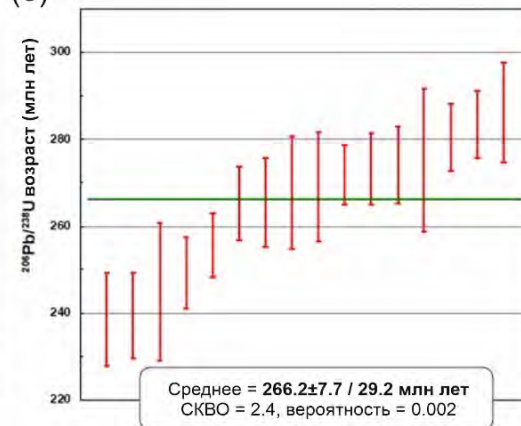
внедрения было близко к основной фазе пермо-триасового магматизма на Сибирской платформе.

### U-Pb по апатиту

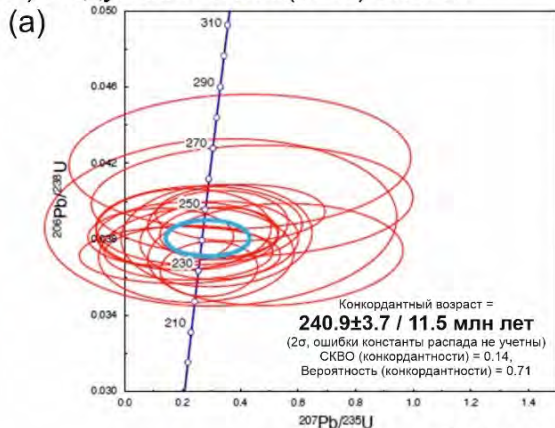
#### 1) Одихинча апатит



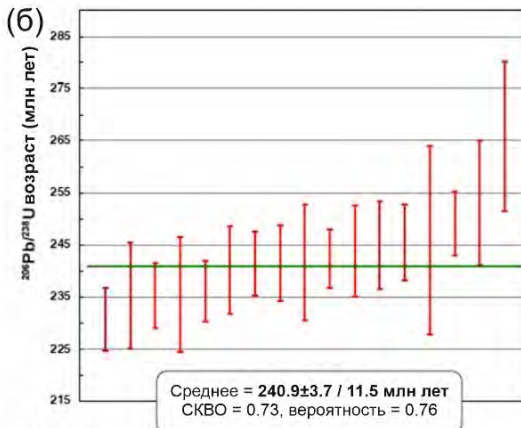
#### (б)



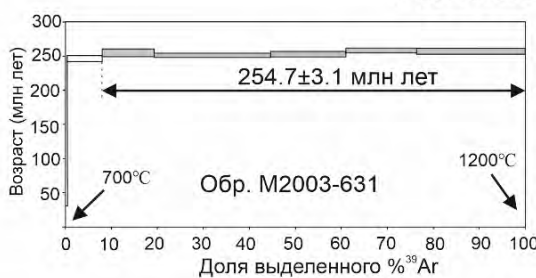
#### 2) Падунский силл (3.1б) апатит



#### (б)



### Ar/Ar по флогопиту



### Rb-Sr метод

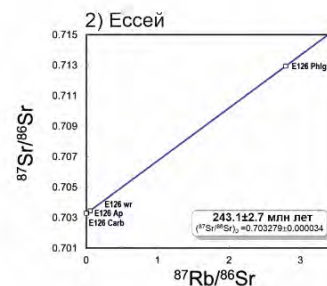
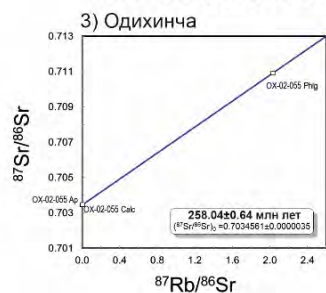
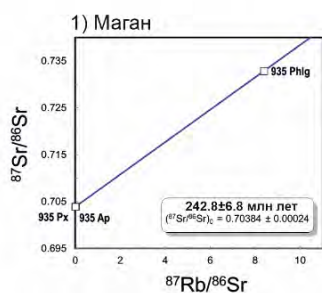


Рисунок 39. Новые геохронологические данные, полученные для интрузий Одихинча, Маган, Ессей и Падунского силла.



## 4.4. Моделирование термальной эволюции

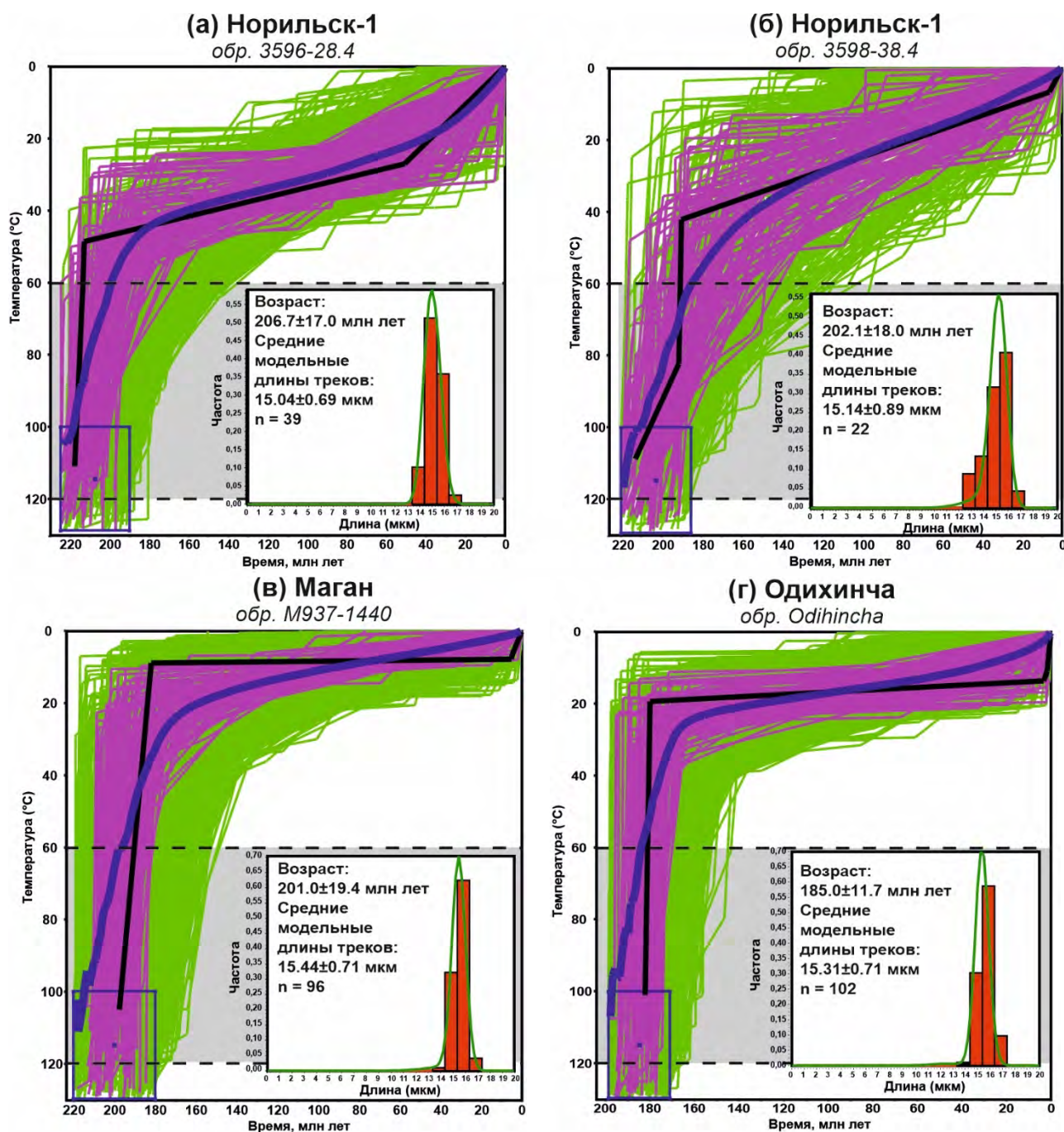
### 4.4.1. Термальные истории интрузивных тел Сибирской трапповой провинции

Температурно-временные (t-T) модели для пятнадцати образцов с распределением длин треков показаны на рис. 40. По образцу из массива Ессей (E206-3322) моделирование не производилось в связи с крайне малым количеством измерений длин треков, недостаточным для получения надёжных результатов. Так же модели для Гулинского плутона являются наименее надёжными, в связи с малым количеством урана и как следствие малого количества треков в апатите.

В качестве начального ограничения t-T моделей был взят трековый возраст апатита и его погрешность. Вторым граничным условием моделей является точка, соответствующая возрасту 0 млн лет и современной среднегодовой температуре, зависящей от глубины отбора образцов, вычисленной исходя из современного значения геотермального градиента (Дучков и др., 2013). Для образцов, отобранных с земной поверхности, использовалась среднегодовая температура 0°C. Параметры моделирования для каждого образца представлены в таблице 1-6 в Приложении в соответствии с рекомендациями, приведенными в (Flowers et al., 2015).

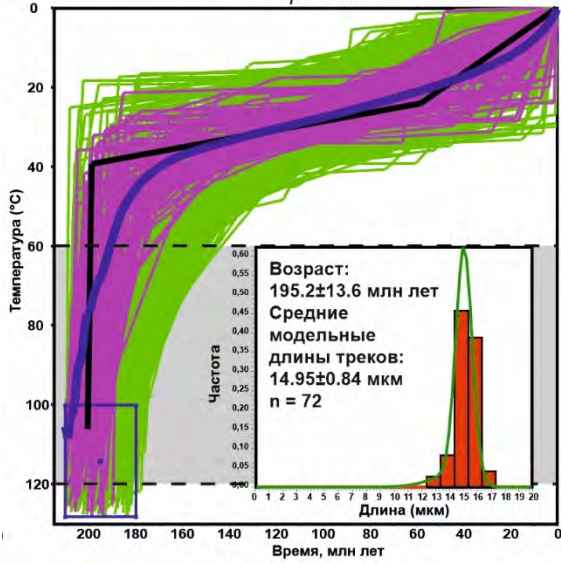
Обращает на себя внимание, что распределения длин треков для всех образцов являются унимодальными и, в основном, узкими, со средним значением длины треков в диапазоне от 13.6 до 14.9 мкм. Это предполагает относительно быстрое монотонное охлаждение пород без периодов длительного пребывания в пределах зоны частичного отжига треков (120-60°C) (рис. 40). Отметим, что t-T модель для образца Котуйской дайки (K-19-35; рис. 40, и) отличается от других, поскольку она характеризуется бимодальным распределением длин треков, что может указывать на повторный нагрев или более длительное пребывание в пределах зоны частичного отжига треков.

Распределения длин треков проб, для которых трековый возраст был получен по методу с применением LA-ICP-MS, являются унимодальными со средним значением длины треков в диапазоне от 12.76 до 14.63 мкм. Это предполагает относительно быстрое монотонное охлаждение пород без периодов длительного пребывания в пределах зоны частичного отжига треков (120-60°C) (рис. 41). Кроме того, модели, построенные по данным, полученным с использованием LA-ICP-MS, хорошо соотносятся с результатами, полученными методом внешнего детектора (EDM) (рис. 40).

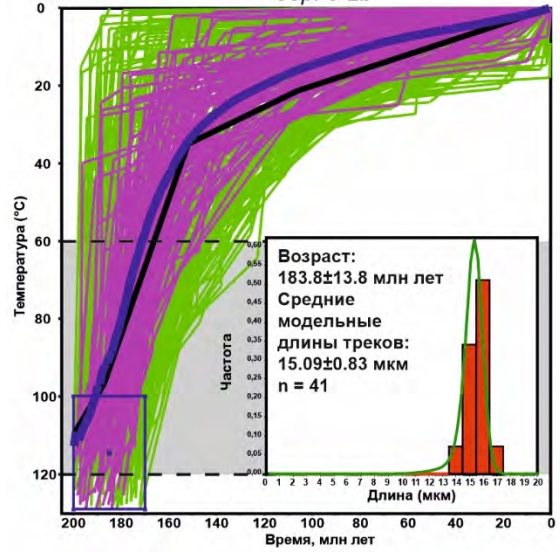


**Рисунок 40.** Результаты моделирования термальной истории апатита из интрузий Сибирской трапповой провинции по результатам трекового датирования образцов методом внешнего детектора (t-T модели). Фиолетовый и зеленый цвета соответствуют 95% и 50% доверительным интервалам относительно наилучшей модели, соответственно; синяя пунктирная линия – положение термальной модели, наилучшим образом соответствующей распределению длин треков. Серым цветом показана зона частичного отжига треков в апатите (APAZ) 120°C и 60°C. На врезках: красная гистограмма – распределение длин треков, измеренное в образце; зелёная кривая – распределение длин треков, предполагаемое моделью.

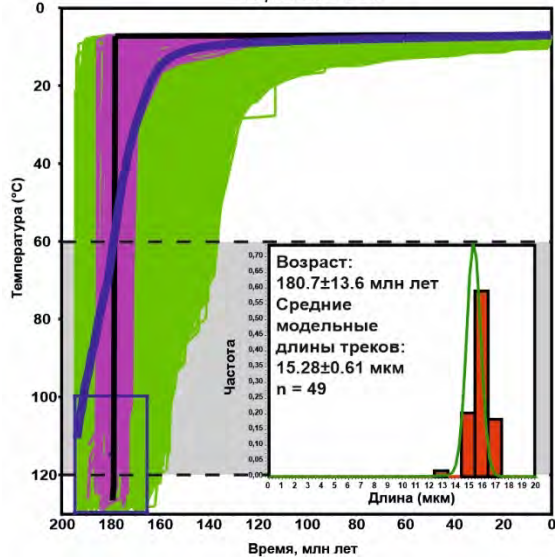
(д) Падунский силл  
обр. 3-1b



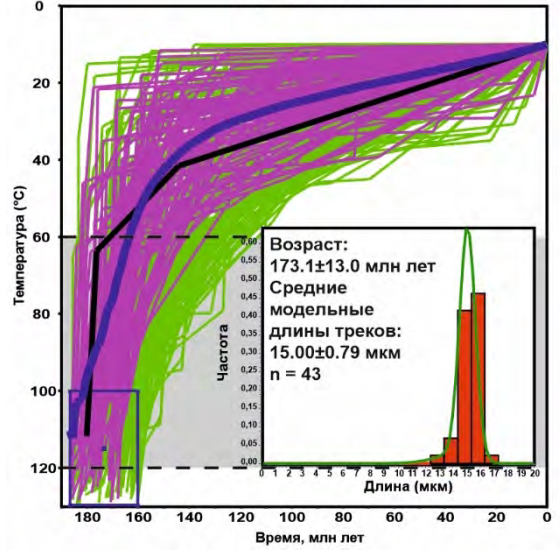
(е) Падунский силл  
обр. 3-2b



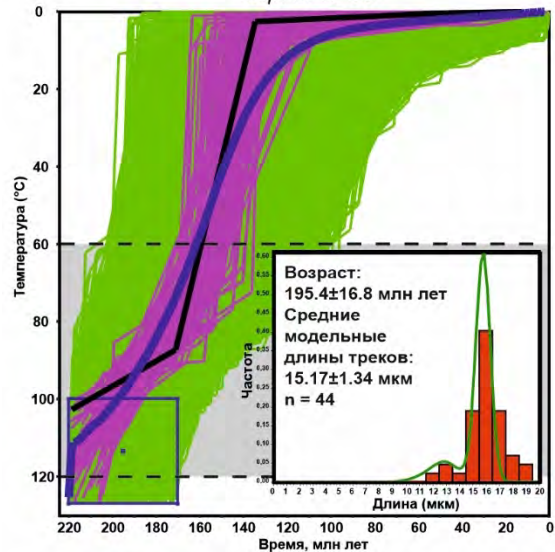
(ж) Контайская интрузия  
обр. G32-950



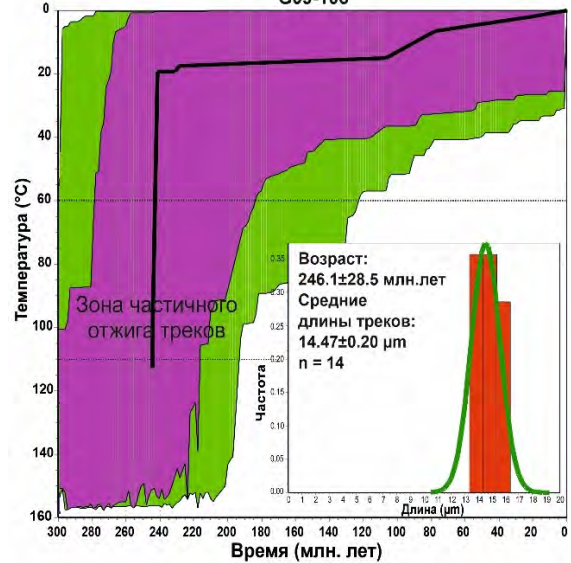
(з) Контайская интрузия  
обр. G32-1051



(и) Котуйская дайка  
обр. K-19-35



(к) Гулинсий массив  
G09-105



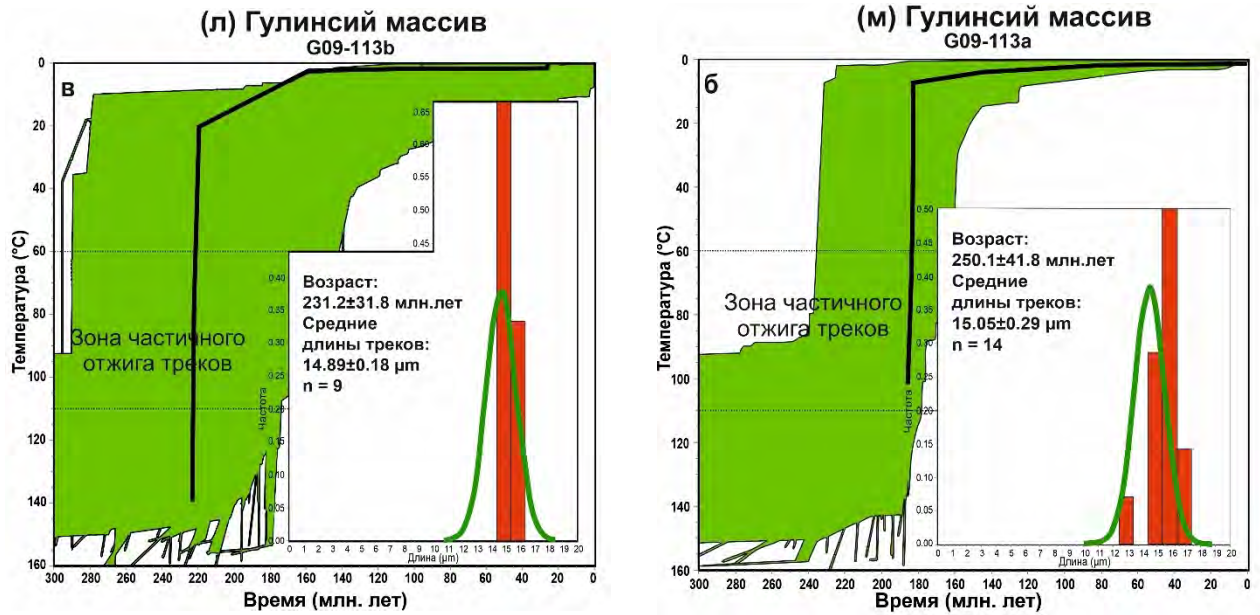


Рисунок 40. Продолжение.

## Трековый анализ с использованием LA-ICP-MS

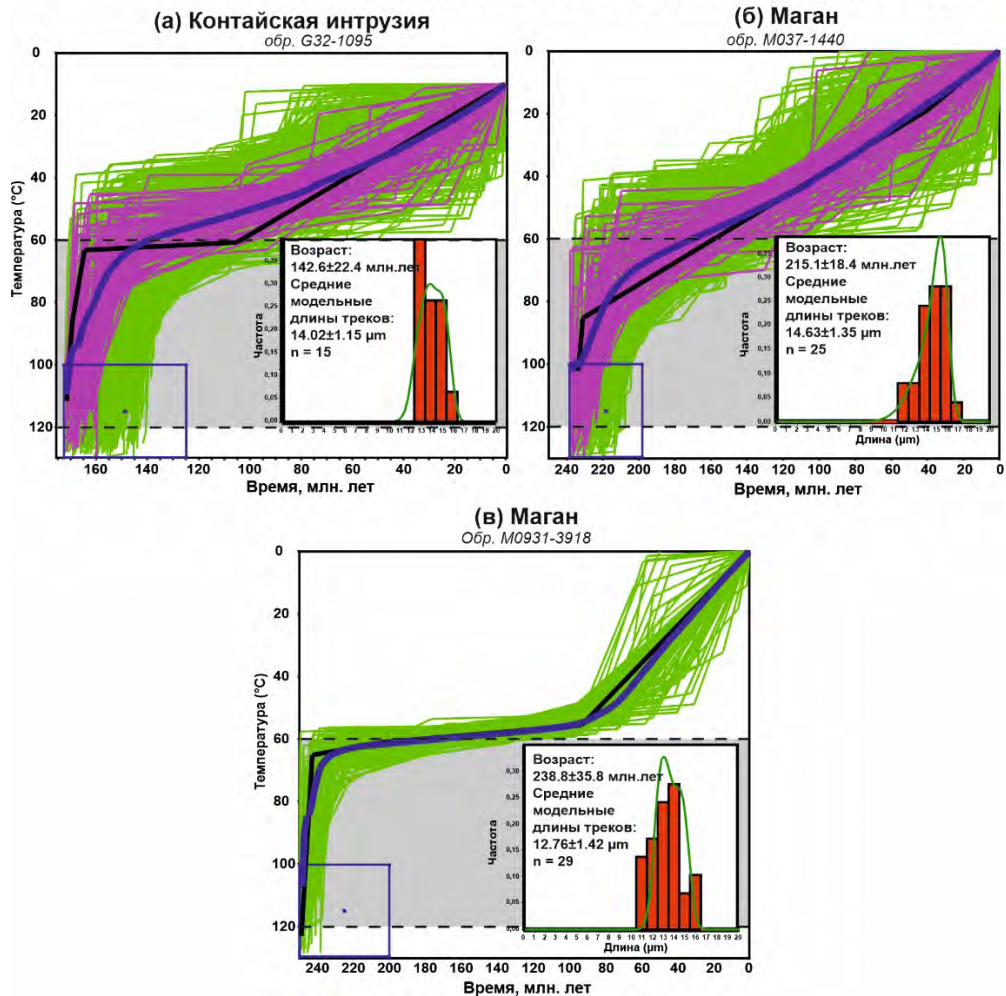


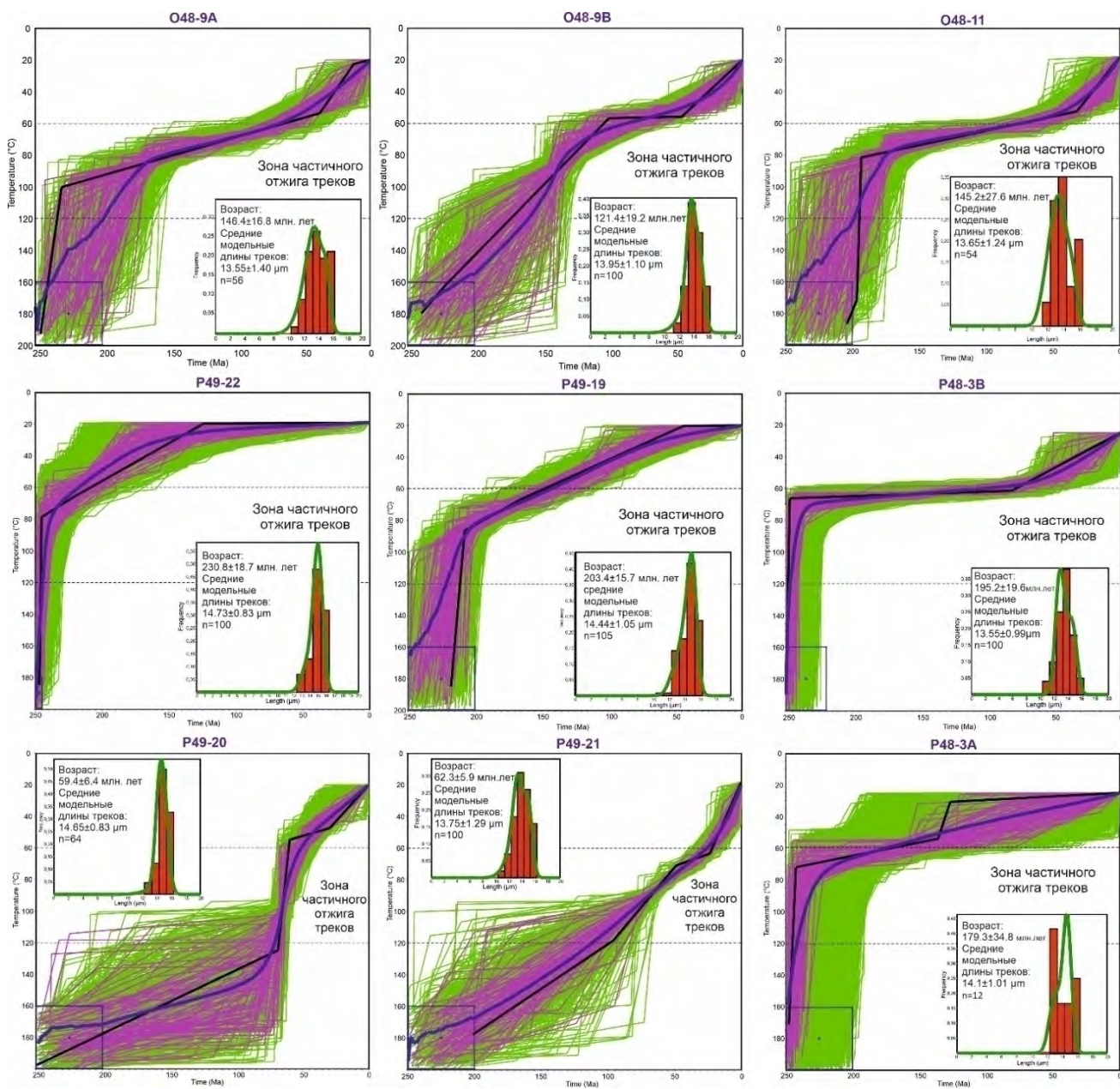
Рисунок 41. Результаты моделирования термальной истории апатита из интрузий Сибирской траптовой провинции по результатам трекового датирования образцов методом LA-ICP-MS (t-T модели). Условные обозначения см. рис. 40.

#### 4.4.2. Термальные истории пород кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в основании Непско-Ботуобинской антеклизы

Температурно-временные (t-T) модели построены для 9 проб кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 42). Дополнительные температурно-временные ограничения, например, результаты U-Pb датирования апатита,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и Rb-Sr для пород кровли кристаллического фундамента отсутствуют, поэтому все модели имеют первое граничное условие в области 200°C и 250 млн лет. Второе граничное условие соответствует температуре 20°C (на глубине 2 км) и возрасту 0 млн лет.

Распределения длин треков для пород кровли фундамента Сибирской платформы унимодальные со средними значениями длин от 13.2 до 14.6 мкм. Для большинства образцов (пробы О48-9А, О48-9В, О48-11, Р49-19, Р49-21, Р48-3А) это распределение широкое, что предполагает длительное (десятки млн лет) пребывание в зоне частичного отжига треков. Для остальных образцов (пробы Р49-20, Р49-22, Р48-3В) распределение длин треков узкое, что предполагает быстрое охлаждение без периодов длительного пребывания в пределах зоны частичного отжига треков.

Термальные модели для кластера поздне триасовых-раннеюрских трековых определений (231-179 млн лет) имеют смешанный характер: имеются модели, отражающие как длительное пребывание в зоне частичного отжига треков (пробы Р48-3А, Р49-19), так и более кратковременное (пробы Р49-22, Р48-3В) (рис. 42). Для трековых определений позднеюрского-раннемелового возрастного кластера (150-121 млн лет) все модели (пробы О48-9А, О48-9В, О48-11) показывают длительное пребывание в зоне частичного отжига треков. Термальные модели для кластера палеоценовых трековых возрастов (62-59 млн лет) показывают, как и для первого кластера, смешанный характер (пробы Р49-20, Р49-21).



**Рисунок 42.** Результаты моделирования термальной истории апатита по данным трекового анализа проб из пород кристаллического фундамента Сибирской платформы в основании Непско-Ботубинской антеклизы. Обозначения см. рис. 40.

## Глава 5. Тектоно-термальная история интрузивных тел Сибирской трапповой провинции в мезозое и кайнозое<sup>3</sup>

Новые определения трекового возраста для интрузий Сибирской платформы (табл. 10) согласуются с первыми результатами трекового датирования апатита пород кровли кристаллического фундамента – 222-185 млн лет (Розен и др., 2009). Похожие трековые определения ( $192 \pm 11$  млн лет) были получены недавно в ходе детальных термохронологических исследований на Таймыре (Khudoley et al., 2018). Кроме того, полученный диапазон значений трековых возрастов, с учетом ошибки определения, находится в согласии с результатами для Гулинского плутона (Маймеча-Котуйский район), для которого трековый возраст апатита находится в диапазоне  $\sim 250$ -231 млн лет со средней ошибкой определения ( $1\sigma$ )  $\pm 34$  млн лет.

Термальные истории, являющиеся результатом t-T моделирования (рис. 40, 41), демонстрируют схожую картину, фиксируя в период  $\sim 220$ -160 млн лет этап быстрого охлаждения в зоне частичного отжига треков до приповерхностных температур  $\sim 40$ -20°C. Сходство t-T моделей для 7 изученных интрузивных тел позволяет сделать вывод, что они отражают общую тенденцию региональной тектоно-термальной истории и не являются результатом локальных термальных событий или геохимических особенностей изученных пород.

Полученные результаты, вместе с ранее опубликованными данными (таблица 10), позволяют предложить сводную тектоно-термальную модель интрузивных тел Сибирской трапповой провинции за последние 250 млн лет. Для реконструкции тектоно-термальной эволюции интрузивных тел, помимо результатов трекового анализа апатита, были также использованы изотопно-геохронологические определения, полученные разными методами по разным минералам для того, чтобы проследить их тепловую историю с учетом соответствующих температур закрытия изотопных систем.

---

<sup>3</sup>При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

**Bagdasaryan T.E., Thomson S.N., Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Zaitsev V.A., Marfin A.E., Zakharov V.S., Yudin D.S.** Thermal history of the Siberian Traps Large Igneous Province revealed by new thermochronology data from intrusions // *Tectonophysics*. 2022. V. 836. 229385. Scopus (1 п.л., личный вклад – 75%, импакт-фактор SJR 1,545)

**Мышенкова М.С., Зайцев В.А., Томсон С., Латышев А.В., Захаров В.С., Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В.** Термальная история Гулинского плутона (север Сибирской платформы) по результатам трекового датирования апатита и компьютерного моделирования // *Геодинамика и тектонофизика*. 2020. Т. 11. № 1. С. 75–87. Scopus (0.6 п.л., личный вклад – 50%, импакт-фактор SJR 0,359)

**Таблица 10.** Результаты трекового датирования апатита и изотопно-геохронологических исследований, использованные в данной работе.

##	Объект	Возраст (млн лет)	Метод, минерал	Ссылка
1	Норильск-1	251.64±0.10	U-Pb, Zrn	Burgess and Bowring, 2015
2		251.907±0.067	U-Pb, Zrn	Burgess and Bowring, 2015
3		251.813±0.065	U-Pb, Zrn	Burgess and Bowring, 2015
4		251.2±0.3	U-Pb, Zrn, Bdy	Kamo et al., 1996
5		257.3±4.5	U-Pb, Ap	Marfin et al., 2020
6		248.9±5.1	U-Pb, Ap	Marfin et al., 2020
7		249.9±1.2	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar, Bt	Renne, 1995
8		249.6±1.0	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar, Bt	Renne, 1995
9		249.2±1.6	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar, Amp	Renne, 1995
10		206.7±17.0	AFT	Bagdasaryan et al., 2022
11		202.1±18.0	AFT	Bagdasaryan et al., 2022
12	Ессей	243.1±2.7	Rb-Sr	Bagdasaryan et al., 2022
13		206.5±50.7*	AFT	Bagdasaryan et al., 2022
14	Маган	242.8±6.8	Rb-Sr	Bagdasaryan et al., 2022
15		254.7±3.1	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar, слюда	Bagdasaryan et al., 2022
16		201.0±19.4	AFT	Bagdasaryan et al., 2022
17	Котуйская дайка	195.4±16.8	AFT	Bagdasaryan et al., 2022
18	Одихинча	266.0±3.0	U-Pb, Prv	Липенков и др., 2015
19		259.0±6.5	U-Pb, Prv	Липенков и др., 2015
20		266.1±4.7/28.6	U-Pb, Ap	Bagdasaryan et al., 2022
21		258.04±0.64	Rb-Sr	Bagdasaryan et al., 2022
22		249.8±0.3	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar, Phl	Basu et al., 1995
23		264.3±3.0	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar, слюда	Bagdasaryan et al., 2022
24		185.0±11.7	AFT	Bagdasaryan et al., 2022
25	Контайская интрузия	248.5±2.6	U-Pb, Zrn	Липенков и др., 2015
26		246.5±2.6	U-Pb, Zrn	Липенков и др., 2015
27		249.9±5.2	U-Pb, Zrn	Липенков и др., 2015
28		180.7±13.6	AFT	Bagdasaryan et al., 2022
29		173.1±13.0	AFT	Bagdasaryan et al., 2022
30	Падунский силл	254.2±2.3	U-Pb, Zrn	Paton et al., 2010
31		251.5-251.7	U-Pb, Zrn	Burgess and Bowring, 2015
32		240.9±3.7/11.5	U-Pb, Ap	Bagdasaryan et al., 2022
33		241.6 ±1.3/2.6	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar, Pl	Ivanov et al., 2009
34		239.1 ±1.1/2.5	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar, Pl	Ivanov et al., 2013
35		195.2±13.6	AFT	Bagdasaryan et al., 2022
36		183.8±13.8	AFT	Bagdasaryan et al., 2022
37	Фундамент СВ Сибирской платформы	218.4±16.8	AFT	Розен и др., 2009
38		185.9±11.7	AFT	Розен и др., 2009
39		221.0±15.7	AFT	Розен и др., 2009
40		222.6±16.6	AFT	Розен и др., 2009
41	Фундамент южной части Сибирской платформы в основании Непско- Ботуобинской антеклизы	179.3±34.8	AFT	Багдасарян и др., 2023
42		195.2±19.6	AFT	Багдасарян и др., 2023
43		203.4±15.7	AFT	Багдасарян и др., 2023
44		59.4±6.4	AFT	Багдасарян и др., 2023
45		62.3±5.9	AFT	Багдасарян и др., 2023
46		230.8±18.7	AFT	Багдасарян и др., 2023
47		146.4±16.8	AFT	Багдасарян и др., 2023
48		121.4±19.2	AFT	Багдасарян и др., 2023
49		145.2±27.6	AFT	Багдасарян и др., 2023
50	Гулинский плутон	250.1±41.8	AFT	Myshenkova et al., 2020
51		231.2±31.8	AFT	Myshenkova et al., 2020
52		246.1±28.5	AFT	Myshenkova et al., 2020

\*AFT – трековый возраст апатита



Время внедрения интрузий фиксируется U-Pb определениями по циркону, бадделеиту и перовскиту, принимая в рассмотрение высокие температуры закрытия ( $>600^{\circ}\text{C}$ ) U-Pb системы в этих минералах. Почти для всех изученных интрузивных тел время внедрения составляет около 251 млн лет. Возможным исключением является плутон Одихинча, U-Pb возраст по перовскиту которого варьирует от 250 до 270 млн лет, но обсуждение возраста внедрения массива Одихинча выходит за рамки данного исследования и не влияет на конечные выводы. Вторым температурно-возрастным ограничением являются результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования плагиоклаза и результаты Rb-Sr датирования, которые фиксируют время остывания интрузий ниже  $\sim 300^{\circ}\text{C}$  (Schaen et al., 2021; Waight, 2013).

Для северной группы изученных интрузивных U-Pb и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрасты схожи с учетом ошибки определения, а также в связи с систематически более молодыми (на  $\sim 0.9\%$ )  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастными относительно U-Pb возрастными (Ivanov et al., 2005). Однако для Падунского силла, расположенного в южной части Сибирской платформы, U-Pb возраст по циркону составляет около 251 млн лет, а  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст плагиоклаза и U-Pb возраст апатита составляют  $\sim 240$  млн лет (с учетом ошибки указанные значения изотопного возраста перекрываются с основной фазой магматической активности  $\sim 251$  млн лет).

Последним ограничением при моделировании является трековый возраст апатита и распределение длин треков. Для всех изученных интрузий трековые возрасты с учетом ошибки определения ( $\pm 1\sigma$ ) находятся в диапазоне от 230 до 170 млн лет, а распределения длин треков могут быть охарактеризованы как узкие и унимодальные. Это означает, что трековые возрасты апатита приблизительно соответствуют времени, когда породы быстро остыли ниже интервала температур  $120-60^{\circ}\text{C}$  (зона частичного отжига треков в апатите). Все перечисленные выше ограничения использованы для разработки тектоно-термальной модели интрузивных тел Сибирских траппов начиная с границы палеозоя и мезозоя.

Существенное различие между U-Pb, Rb-Sr,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и трековыми возрастными изученных интрузивных тел, которое составляет порядка первых десятков миллионов лет, может быть объяснено следующими причинами:

- (1) длительное постмагматическое остывание интрузивных тел или верхней коры после основной фазы траппового магматизма;
- (2) вторичный прогрев в результате гипотетического более молодого магматического события;
- (3) вторичный прогрев в результате захоронения интрузивных тел под мощным вулканическим чехлом, играющим роль «теплого одеяла» (экранирование теплового потока), с последующим охлаждением в результате эксгумации в позднем триасе – ранней юре.

Ниже подробно рассматриваются все перечисленные сценарии.

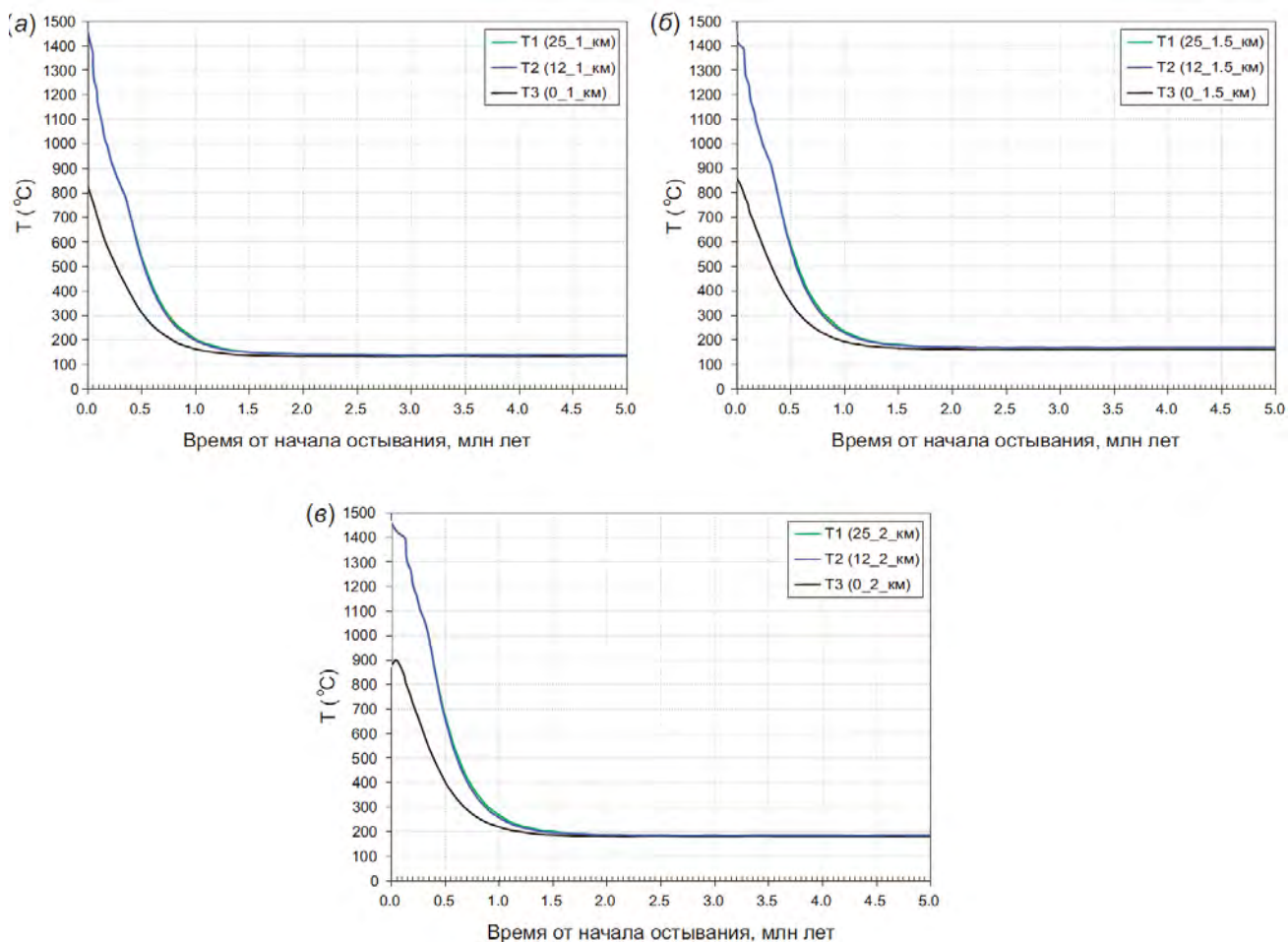
### **5.1. Длительное постмагматическое остывание интрузивных тел или верхней коры Сибирской платформы после основной фазы траппового магматизма**

Продолжительность постмагматического охлаждения крупной интрузии оценивалась на примере Гулинского плутона с использованием компьютерного моделирования. Показано, что охлаждение столь крупного (45 км в диаметре) щелочно-ультрамафитового комплекса до температуры вмещающих пород произошло в течение 1-2 млн лет как в его центральной части, так и приконтактной (рис. 43). Продолжительность остывания после внедрения крупного силла, подобного Падунскому силлу, также была оценена в (Veselovskiy et al., 2019a), где было показано, что охлаждение таких интрузивных тел до температур вмещающих пород происходит в течение примерно десяти тысяч лет.

Розен и др. (2009), основываясь на U-Pb, Rb-Sr, трековых возрастах апатита и компьютерном моделировании, предложили непрерывную (до 25 млн лет) историю охлаждения верхней коры Сибирской платформы после прекращения траппового магматизма. Но эта модель выглядит несовместимой с результатами трековых и палеомагнитных исследований. Во-первых, результаты t-T моделирования, основанные на полученных в этой работе трековых данных, показывают, что скорость охлаждения большинства изученных пород в диапазоне температур зоны частичного отжига треков в апатите (120-60°C) выше, чем в диапазоне 320-120°C. Однако, в случае постмагматического охлаждения путем термической релаксации, охлаждение с более высоких температур должно происходить быстрее. Во-вторых, палеомагнитные исследования интрузивных тел в Ангаро-Тасеевском (Latyshev et al., 2018) и Норильском (Latyshev et al., 2021) районах показывают, что они остыли ниже ~580°C (температура Кюри магнетита) в течение первых тысяч лет после внедрения или даже быстрее, поскольку вековые вариации геомагнитного поля в этих интрузиях не усреднены. Отсутствие пост-траппового регионального перемагничивания различных магматических (Veselovskiy et al., 2009) и осадочных (Pavlov et al., 2019) пород в упомянутых районах Сибирской платформы также противоречит гипотезе о длительном и медленном охлаждении интрузивных тел или верхней коры.

Для того, чтобы проверить этот вывод, было проведено компьютерное моделирование термальной эволюции верхней коры после внедрения крупной подкоревой интрузии. Описание исходной модели, всех используемых параметров и результирующих графиков приведено в таблице 1-7 в Приложении. Результаты моделирования показали, что верхняя кора остывает через ~20 млн лет после внедрения подкоревой интрузии. Принимая во внимание чрезвычайно короткую продолжительность (~1 млн лет) формирования основного объема траппов, нет никаких оснований полагать, что верхняя кора была значительно прогрета более

продолжительное время. Таким образом, длительное постмагматическое остывание в результате тепловой релаксации не рассматривается в этой работе в качестве удовлетворительного объяснения существенного различия между имеющимися определениями U-Pb возраста циркона, бадделеита и перовскита и трековыми возрастными апатита.



**Рисунок 43.** Результаты компьютерного моделирования процесса остывания Гулинского плутона для трех точек: Т1 – на удалении 25 км по горизонтали от контакта с вмещающими породами (зеленая кривая), Т2 – на расстоянии 12 км от контакта с вмещающими породами (синяя кривая), Т3 – непосредственно у контакта с вмещающими породами (черная кривая): (а) – для глубины 1 км; (б) – для глубины 1.5 км; (в) – для глубины 2 км от кровли массива.

## 5.2. Вторичный прогрев в результате более молодого магматического события

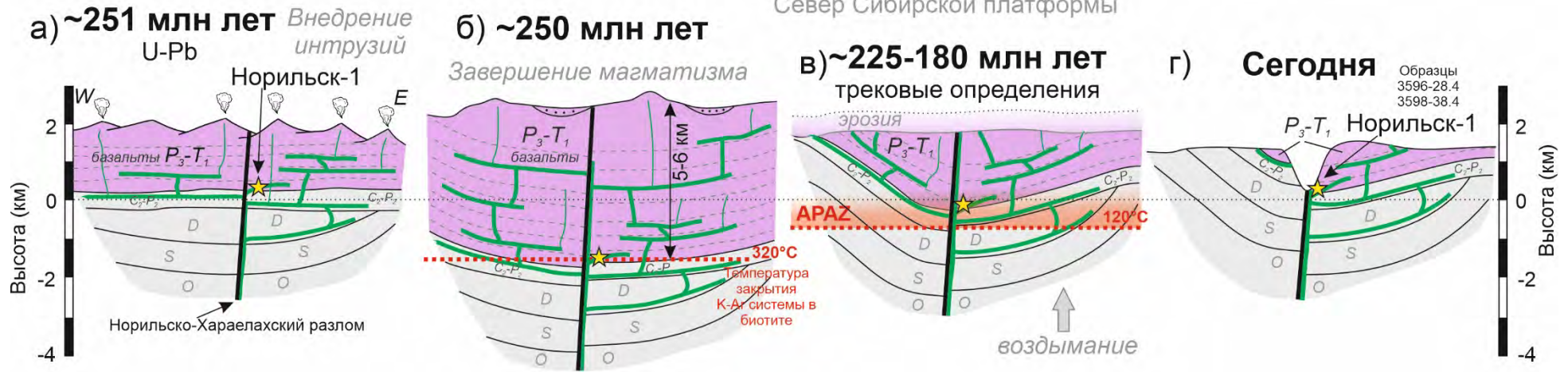
Вторичный прогрев изученных интрузивных тел эндогенным событием представляется маловероятным, поскольку никаких следов столь значительного события в посттрапповой истории Сибирской платформы не известно. Кимберлитовый магматизм, проявившийся в

северо-восточной части Сибирской платформы 231-215 и 171-156 млн лет назад (Sun et al., 2014), мог иметь, очевидно, только локальный тепловой эффект. Также в пределах Сибирской платформы известно несколько магматических тел (например, Болгохтохская интрузия), U-Pb возраст которых (Kamo et al., 2003) близок к полученным значениям трекового возраста апатита, но масштаб подобных магматических событий также является локальным и не может быть причиной крупномасштабного повторного прогрева интрузивных тел северной и южной частей Сибирской платформы в позднем триасе и ранней юре.

### **5.3. Вторичный прогрев в результате захоронения интрузивных тел под вулканическим чехлом в условиях повышенного теплового потока и его последующая эксгумация в поздне триасовое-раннеюрское время**

На данном этапе исследований, наиболее вероятный сценарий тектоно-термальной эволюции изученных интрузивных тел Сибирской трапповой провинции предусматривает (рис. 44), что после их образования в приповерхностных условиях около 251 млн лет назад интрузии были погребены под мощным вулканогенным (платобазальтовым, трапповым) чехлом, который в последствии был эродирован. В результате исследуемые породы были повторно нагреты и оставались на протяжении более миллиона лет при температурах выше температуры полного отжига треков в апатите (120°C для типичных составов апатита (Reiners and Brandon, 2006)). В течение временного интервала 220-160 млн лет (диапазон полученных трековых возрастов) породы быстро остыли в интервале температур 120-60°C, о чем свидетельствует узкое унимодальное распределение длин треков. Наиболее вероятно, что эта стадия охлаждения отражает этап регионального поднятия и денудации всей Сибирской платформы в позднем триасе (Никишин и др., 2010; Зинчук, 2013).

**Норильский район**  
Север Сибирской платформы



**Ангаро-Тасеевская впадина**  
Юг Сибирской платформы



**Рисунок 44.** Предлагаемая модель тектоно-термальной эволюции интрузивных тел Норильск-1 (вверху, а-г) и Падунского силла (внизу, д-з) за последние 250 млн лет. Желтые звезды – места отбора проб. APAZ – зона частичного отжига треков в апатите.

Предлагаемая модель тектоно-термальной эволюции несколько отличается для северной и южной групп интрузивных тел (рис. 44). Рассмотрим эти модели на примере интрузий Норильск-1 (северная группа тел) и Падунского силла (юг платформы).

Внедрение *интрузии Норильск-1* произошло около 251 млн лет назад в моронговско-мокулаевское время (Latyshev et al., 2020) на глубине не более 2.5 км, что, возможно, соответствует половине максимальной мощности лавового покрова в Норильском регионе (рис. 44, а). Следует отметить, что общая мощность лав, перекрывающих интрузию Норильск-1 сразу после завершения траппового вулканизма, дискуссионна, поскольку палеогеотермический градиент неизвестен. Однако можно попытаться оценить его минимальные и максимальные значения. Геотермальный градиент Сибирской платформы в течение временного интервала 245-135 млн лет был оценен с помощью компьютерного моделирования в (Розен и др., 2009) как  $\sim 18^\circ\text{C}/\text{км}$ . В этом случае, изученные интрузии северной группы тел, чтобы нагреться выше температуры полного отжига треков, должны были быть погребены на глубину до 7 км. Учитывая современную мощность пермо-триасовой лавовой толщи на севере Сибирской платформы (3.0-3.5 км) такое погружение предполагает, что мощность ныне эродированного вулканического чехла могла достигать 3 км. Отметим, что в районе современного внутриплитного магматизма – Восточно-Африканской рифтовой системе, геотермальный градиент достигает  $90^\circ\text{C}/\text{км}$  (Jones, 2017). В то же время, в самой молодой трапповой провинции – Колумбия-Ривер, где основная фаза базальтового вулканизма была проявлена 17-5 млн лет назад (Reidel, 2015; Kasbohn and Schoene, 2018), геотермальный градиент составляет до  $60^\circ\text{C}/\text{км}$  (Blackwell et al., 1990). При таком большом геотермальном градиенте, для прогрева выше  $120^\circ\text{C}$  изученные интрузивные тела должны были погрузиться на глубину около 2 км. Кроме этого, вышележащие вулканические и осадочные породы могут действовать как «тепловое одеяло», приводя к повышенным значениям геотермального градиента (Luszczak et al., 2017; Veselovskiy et al., 2019). Таким образом, мощность эродированного вулканического чехла сильно зависит от величины геотермального градиента и может быть оценена в интервале от 3 до 1 км. На рис. 44 (б) изображена максимально возможная (согласно приведенным выше рассуждениям) мощность лав в районе Норильска в момент завершения траппового магматизма – 5-6 км.

Треки спонтанного деления начали накапливаться в апатите изученных интрузий на севере Сибирской платформы между  $\sim 225$ -180 млн лет (рис. 44, в), что свидетельствует об охлаждении этих пород ниже  $120^\circ\text{C}$  из-за эрозии и, возможно, уменьшения геотермального градиента. Согласно полученным t-T моделям (рис. 40), породы охлаждались в зоне частичного отжига треков не более 20 млн лет (средняя скорость охлаждения  $3^\circ\text{C}/\text{млн лет}$ ), что соответствует довольно высокой скорости воздымания в пределах платформ  $\sim 160$  м/млн лет

(при принятии геотермального градиента  $\sim 18^\circ\text{C}/\text{км}$ ), или более умеренной скорости 50 м/млн лет (при значении геотермального градиента  $60^\circ\text{C}/\text{км}$ ).

Тектоно-термальная история *Падунского силла* на юге Сибирской платформы несколько отличается от истории северной группы интрузий. Во-первых, нет существенных оснований предполагать наличие мощного траппового вулканического чехла в Ангаро-Тасеевской впадине 250 млн лет назад из-за отсутствия реликтов этого чехла и малого числа даек, которые могли бы представлять собой питающие каналы к вулканическим аппаратам. Еще одной отличительной особенностью Ангаро-Тасеевской впадины по сравнению с северными территориями Сибирских траппов является наличие мощных (до 200-300 м) силлов пород основного состава, которые внедрились на небольших глубинах  $\sim 1-2$  км и имеют региональное распространение. Согласно результатам палеомагнитных исследований (Latyshev et al., 2018), силлы Ангаро-Тасеевской впадины образовались во время масштабных и интенсивных магматических событий. Учитывая эти наблюдения, можно предложить следующую модель тектоно-термальной истории Падунского силла (рис. 40, д-з): силл внедрился  $\sim 251$  млн лет назад и находился в интервале температур зоны частичного отжига трекков в апатите в диапазоне 210-170 млн лет назад во время регионального воздымания Сибирской платформы вблизи границы триаса и юры. 170 млн лет назад силл остыл ниже  $60^\circ\text{C}$  и расшифровка его дальнейшей тектоно-термальной эволюции полностью зависит от значения палеогеотермального градиента, величина которого может быть оценена лишь условно. Согласно предложенной модели, мощность эродированного вулканического чехла не превышала 1-2 км. Возможно, что относительно более молодой  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст плагиоклаза ( $\sim 240$  млн лет) может отражать постмагматическое остывание Падунского силла, поскольку мощные силлы могли быть источником прогрева верхней коры. Стоит отметить, что U-Pb изотопная система в апатите имеет температуру закрытия около  $500^\circ\text{C}$  (Cochrane et al., 2014), но она также может быть нарушена растворением и повторным осаждением апатита флюидами или в процессе цеолитового метаморфизма при гораздо меньших температурах. Однако данное предположение требует проведения дополнительных исследований.

Дальнейшая термальная эволюция как интрузивных тел северной группы, так и Падунского силла может быть прослежена только с использованием наиболее низкотемпературных термохронометров, например, (U-Th)/He методом датирования апатита, и является предметом дальнейших исследований.

#### 5.4. Геологические подтверждения предлагаемой тектоно-термальной модели эволюции интрузивных тел Сибирских траппов

Предложенная выше постпалеозойская тектоно-термальная модель эволюции интрузивных тел Сибирских траппов предполагает, что значительный объем вулканического чехла мог быть эродирован в течение позднего триаса. Указаниями на существование такого мощного чехла являются: (1) многочисленные дайки далдыканского комплекса в Норильском районе, прорывающие весь сохранившийся вулканический разрез и свидетельствующие о больших объемах проходившей через них магмы; (2) многочисленные щелочно-ультрамафитовые субвулканические дайки, широко распространенные в бассейне р. Котуй; (3) огромный Гулинский плутон, внедрившийся в близкие по возрасту вулканические породы дельканской свиты (Kamo et al., 2003) на глубине около 1.5-2.0 км, и также рассматривающийся как свидетельство поступления огромного объема магм к поверхности.

Обломочный материал, сносимый с Сибирской платформы в позднем триасе и ранней юре, мог переноситься и накапливаться в расположенных по периферии осадочных бассейнах, таких как Енисей-Хатангский, Лено-Анабарский, Южно-Карский, Западно-Сибирский и Иркутский бассейны. Также нельзя исключить, что эрозия вулканического чехла происходила на протяжении всего триаса, что следует исходя из триасовых Sm-Nd изотопных определений пород Лено-Анабарского прогиба (Malyshev et al., 2016). Однако эти данные были получены по небольшой области в северо-восточной части Сибири и не могут быть экстраполированы на всю платформу. Мощность терригенно-осадочных комплексов в этих бассейнах вполне допускает такой сценарий. Например, первоначальная мощность юрских отложений в Иркутском бассейне оценивается не менее чем в 2 км, что необходимо для формирования углей Иркутского угленосного бассейна (Demonterova et al., 2017). В пределах Западно-Сибирского бассейна мощность верхнетриасовых и нижнеюрских пород очень изменчива. В северной части бассейна средне-верхнетриасовые терригенные отложения Тампейской серии достигают 1 км (Казаков и др., 2002). Максимальная мощность нижнетриасовых терригенных комплексов составляет 0.8-1.0 км, а среднеюрский комплекс Тюменской свиты достигают 0.5 км (Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания..., 2004). В Енисей-Хатангском бассейне ниже-среднеюрские терригенные толщи достигают мощности 1.5-2.0 км (Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания..., 2004).

Перечислим геологические данные, подтверждающие предложенную модель тектоно-термальной эволюции изученных интрузивных тел. Период с позднего триаса до конца ранней юры был временем интенсивного воздымания Сибирской платформы (Никишин и др., 2010; Зинчук, 2013), что могло привести к эрозии вулканического чехла и, как следствие, к



экструзии и охлаждению рассматриваемых интрузивных тел. Время этого поднятия коррелирует с результатами  $t$ - $T$  моделирования, которые указывают на быстрое охлаждение пород в одно и то же геологическое время (рис. 40, 41). Полученные трековые возрасты также близки к возрасту метаморфизма пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций в районе Норильска ~232 млн лет (Спиридонов и др., 2000, 2010) и перекрываются с приповерхностными минеральными преобразованиями ~215 млн лет в Чадобецком щелочно-ультрамафитовом карбонатитовом комплексе (Прокопьев и др., 2021). Трековые возрасты интрузивных тел Маймеча-Котуйской провинции (Одихинча, Маган, Контайская интрузия и Котуйская дайка) совпадают с основной фазой мезозойского горообразования на Таймыре (Afanasenkov et al., 2016; Khudoley et al., 2018).

Этап остывания Падунского силла на юге платформы может быть связан с региональным поднятием и эрозией около ~180-190 млн лет назад, синхронным с закрытием Монголо-Охотского океана (Arzhannikova et al., 2022) и формированием юрских бассейнов на юге Сибирской платформы, таких как Иркутско-Черемховский и Рыбинско-Долгомостовский (Кириченко и др., 2012; Mikheeva et al., 2017). Также этот этап остывания может являться следствием прогибания Западно-Сибирского и Енисей-Хатангского бассейнов (Vyssotski et al., 2006).

## Глава 6. Тектоно-термальная эволюция южной части Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская антеклиза) в мезозое и кайнозое<sup>4</sup>

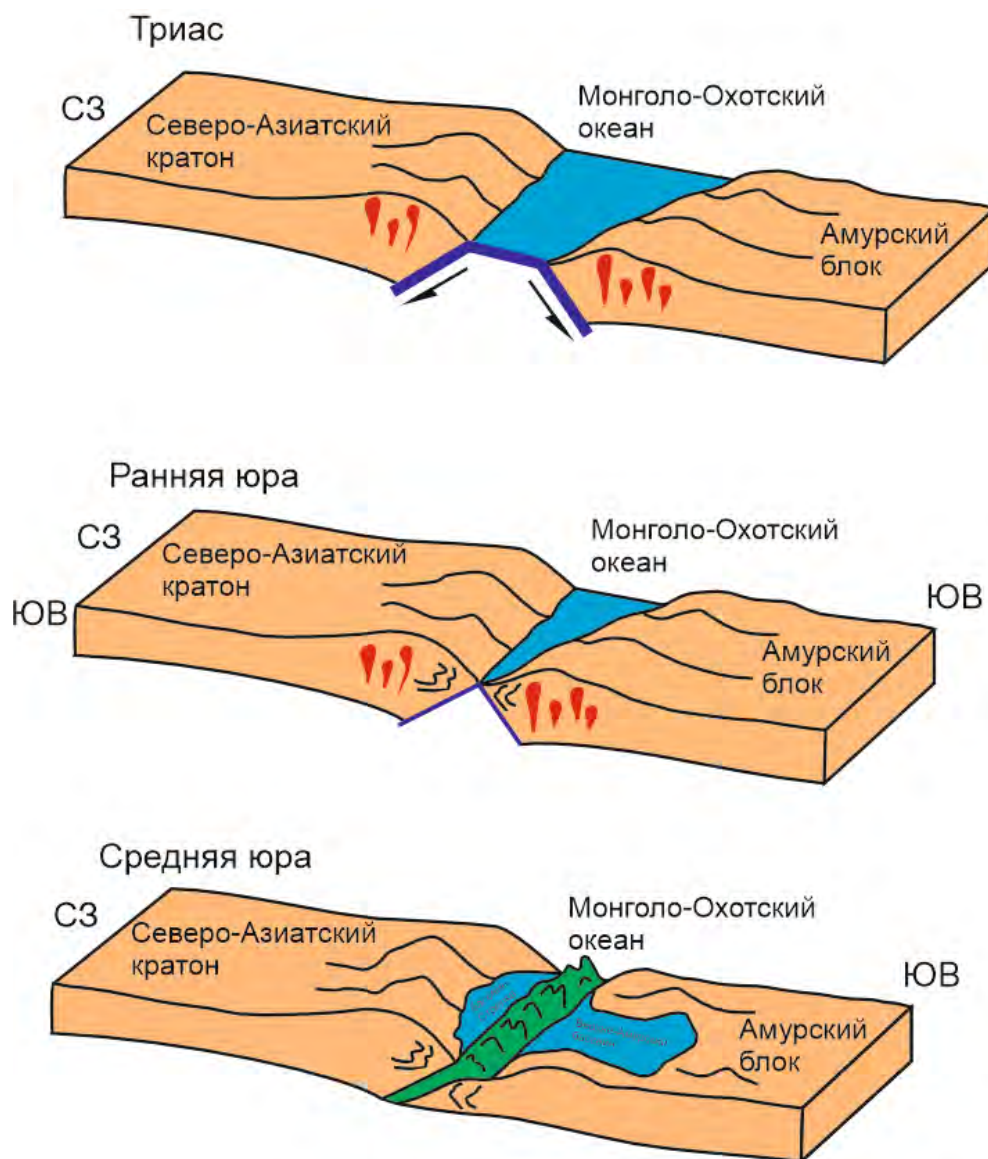
Как это было показано выше, полученные в данной работе трековые возрасты апатита для пород кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Непско-Ботуобинской антеклизы образуют три кластера: (1) поздний триас – ранняя юра (231-179 млн лет); (2) конец поздней юры – ранний мел (150-121 млн лет); (3) палеоцен (62-59 млн лет). Рассмотрим возможную тектоническую интерпретацию соответствующих термальных событий на южной окраине Сибирской платформы с привлечением данных по её складчатому обрамлению (рис. 48).

*Позднетриасово-раннеюрский* кластер трековых определений совпадает с большей частью трековых возрастов апатита, полученных по Сибирской платформе в данном исследовании и в работе (Розен и др., 2009), маркирующих этап воздымания и денудации на всей платформе, который проявился синхронно с деформациями на Таймыре (Khudoley et al., 2018). Примерно в то же время, на южной активной окраине Сибирской платформы происходило закрытие Монголо-Охотского океана (Demonterova et al., 2017; Sorokin et al., 2020), причем, судя по отсутствию в соответствующих осадочных комплексах Монголо-Охотского океанического бассейна обломочных цирконов моложе 171 млн лет, закрытие этого бассейна произошло на границе ранней и средней юры (Sorokin et al., 2020) (рис. 45). Такое масштабное тектоническое событие могло повлиять на термальную эволюцию пород южной окраины Сибирской платформы и отразиться на термальной истории апатита. Кроме этого, результаты геохронологических исследований цирконов из песчаников Иркутского бассейна показали, что к ааленскому веку средней юры (~175 млн лет) вклад обломочного материала, поступавшего в Иркутский бассейн с Сибирской платформы, уменьшился, а из Забайкалья – увеличился, что рассматривается как отражение роста горно-складчатого сооружения Монголо-Охотского пояса (Demonterova et al., 2017).

---

<sup>4</sup>При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

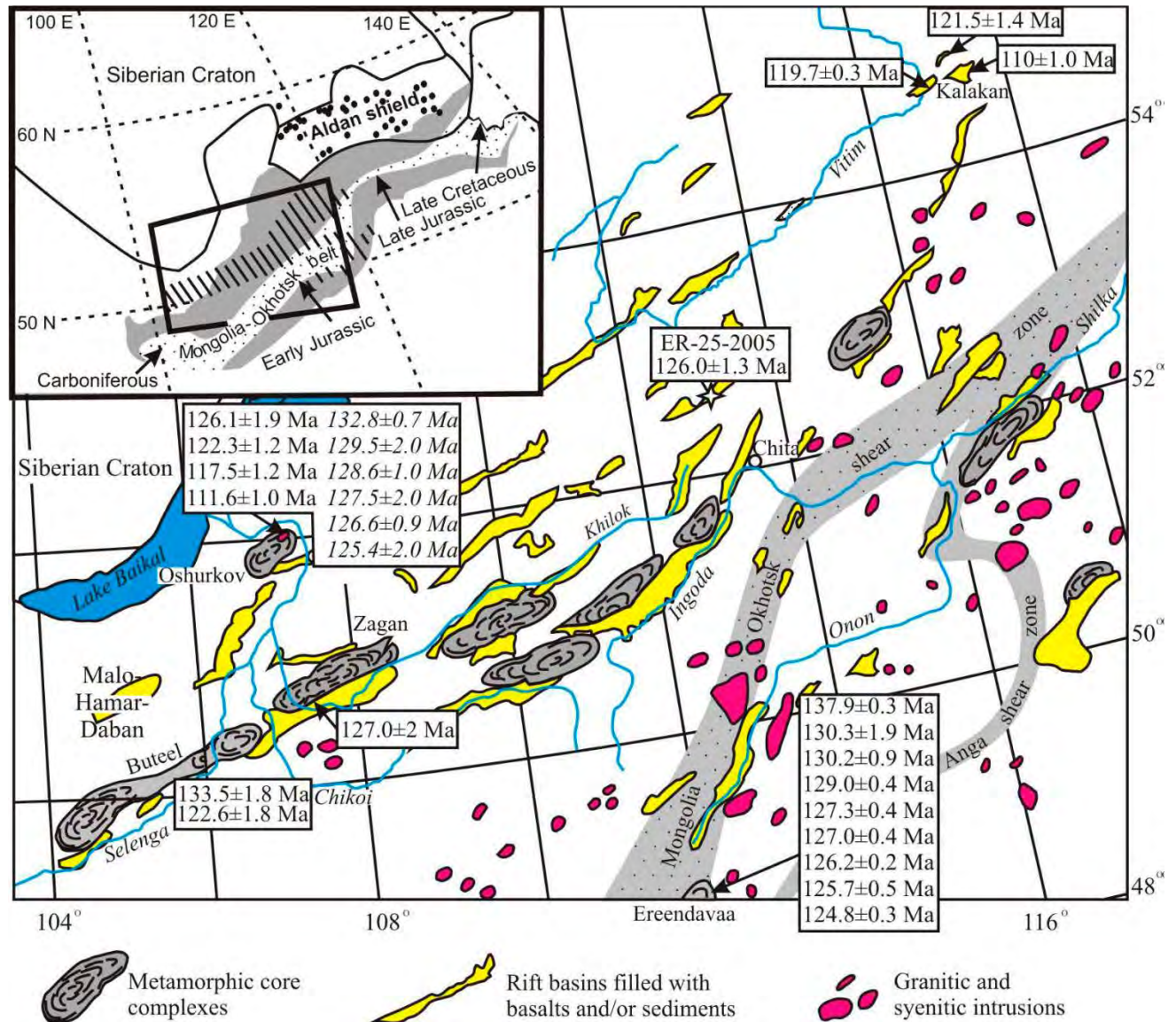
**Багдасарян Т.Э., Гайдук А.В., Хубанов В.Б., Латышев А.В., Веселовский Р.В.** Первые результаты трекового датирования апатита с применением LA-ICP-MS из кровли фундамента Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская антеклиза) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 2. С. 39-43. RSCI (0.2 п.л., личный вклад – 80%, импакт-фактор РИНЦ 0,884)  
**Veselovskiy R.V., Arató R., Bagdasaryan T.E., Samsonov A.V., Stepanova A.V., Arzamastsev A.A., Myshenkova M.S.** New Apatite Fission-Track Data from the Murmansk Craton, NE Fennoscandia: An Echo of Hidden Thermotectonic Events // Minerals 2020. V. 10. P. 1095. Scopus (0.8 п.л., личный вклад – 50%, импакт-фактор SJR 0,522)



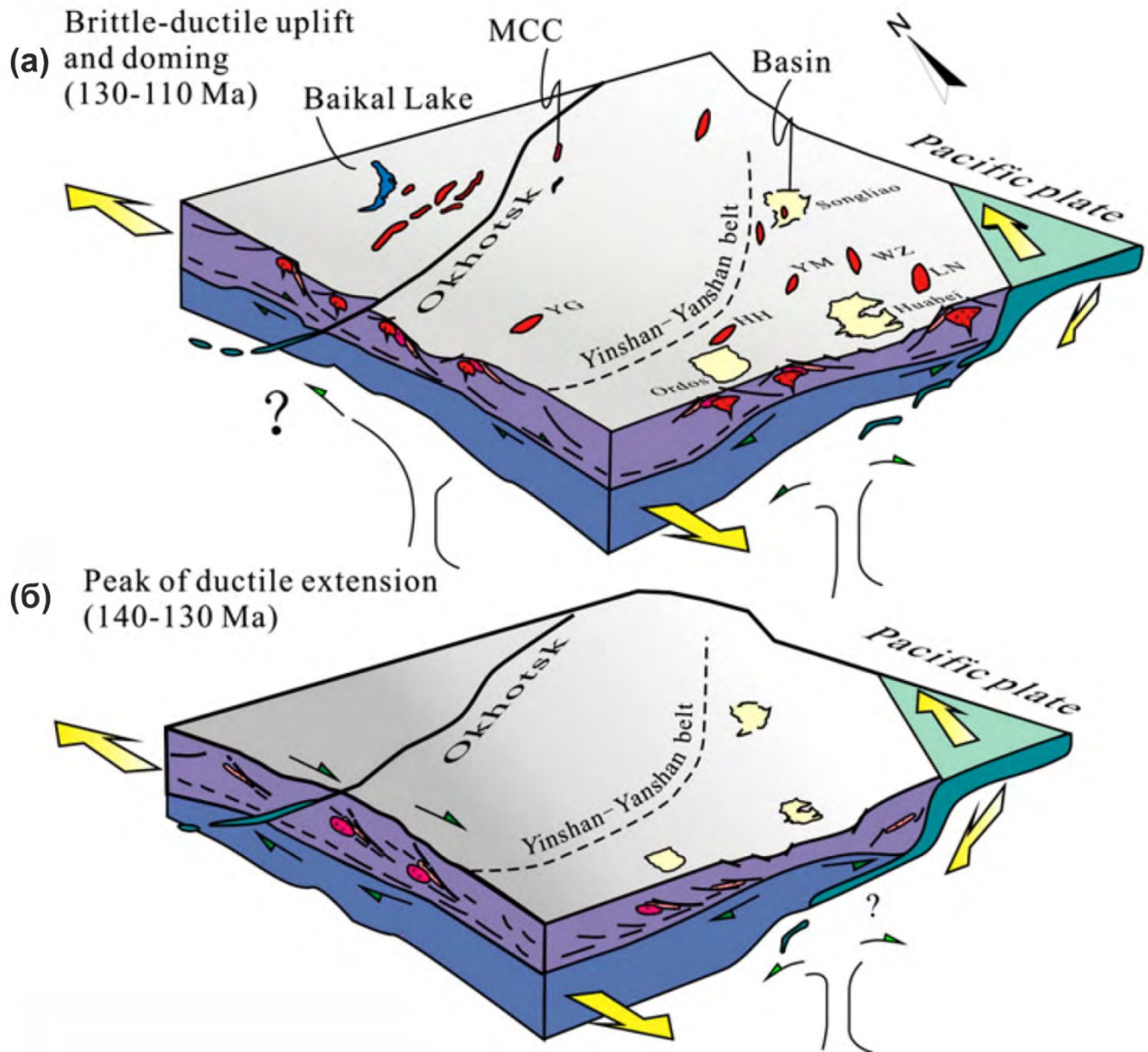
**Рисунок 45.** Стадии закрытия Монголо-Охотского океана (Sorokin et al., 2020). (а) Поздний триас (древнее 200 млн лет) – стадия закрытия Монголо-Охотского океана, маркируемая активными континентальными окраинами. (б) Ранняя юра (200-173 млн лет) – стадия существования остаточного морского бассейна, начало коллизии. (в) Средняя юра (173-160 млн лет) – полное закрытие океана, рост горно-складчатого сооружения.

*Позднеюрско-раннемеловые* трековые возрасты апатита могут являться отражением остывания пород фундамента южной части Сибирской платформы на этапе тектонической активизации, синхронной с коллапсом Монголо-Охотского орогена и масштабным растяжением литосферы, а также внутриплитной магматической активизацией в Забайкалье. После закрытия Монголо-Охотского океана, эволюция рельефа в Забайкалье определялась стадиями развития Монголо-Охотского орогена. В результате коллапса коллизионного орогена, имевшего место 138-111 млн лет назад (Ivanov et al., 2015), на территории Забайкалья

формируются комплексы метаморфических ядер (рис. 46) (Donskaya et al., 2008) и закладываются одновозрастные им рифтовые бассейны, что маркирует этап раннемелового растяжения (Arzhannikova et al., 2022), охватившего Центральную и Восточную Азию (Wang et al., 2012) (рис. 47). В Удинском секторе Западно-Забайкальской рифтовой области выделяется до семи этапов позднемезозой-кайнозойского (174-51 млн лет) магматизма, один из которых – раннемеловой – характеризуется значительным объемом излившихся лав (Воронцов и др., 2016).



**Рисунок 46.** Результаты Ar/Ar и U-Pb датирования раннемеловых метаморфических ядер Забайкалья (серым цветом) и синхронных им рифтовых бассейнов (желтый цвет) (Ivanov et al., 2015).

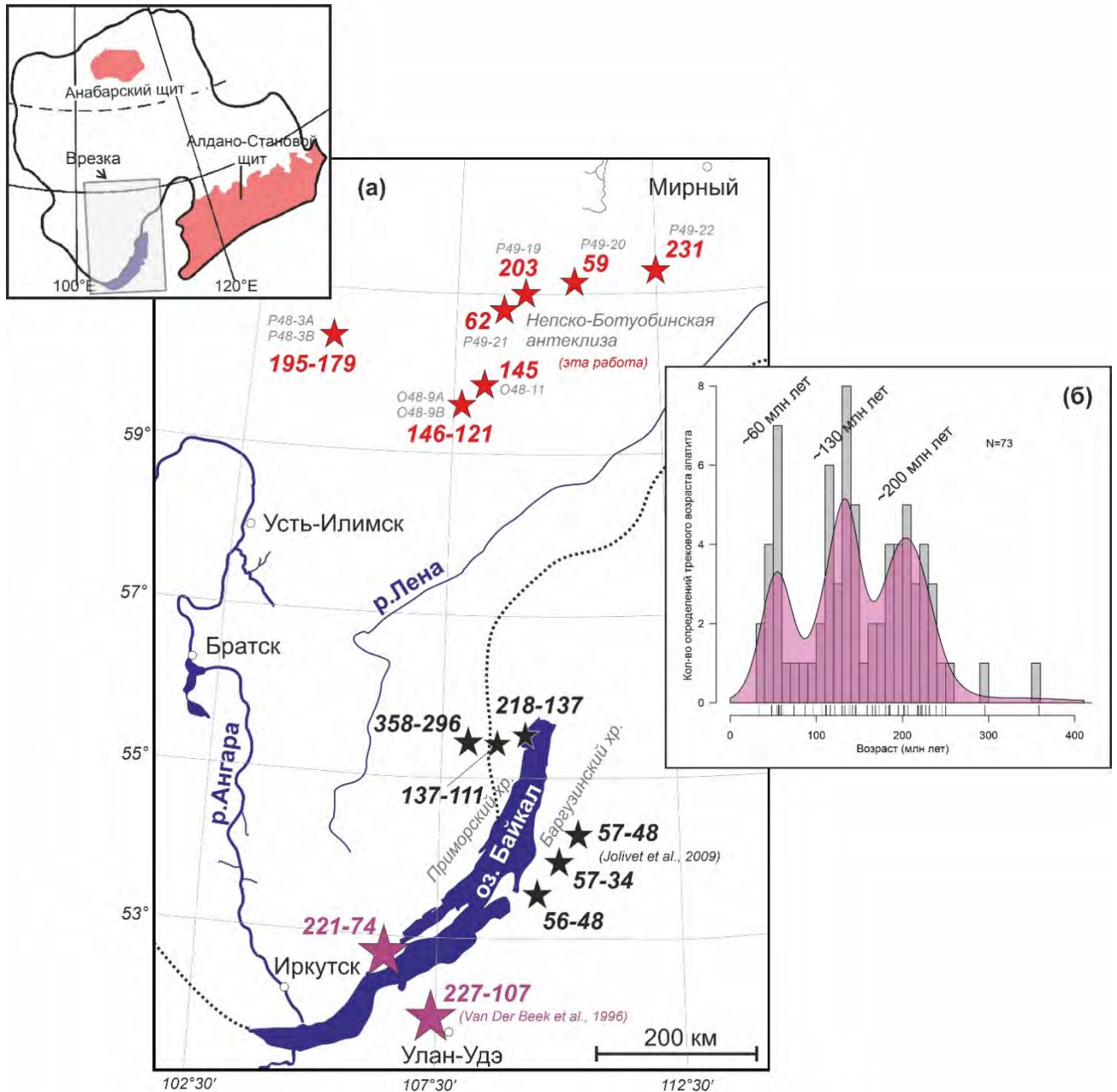


**Рисунок 47.** Блок-схема, иллюстрирующая коллапс Монголо-Охотского коллизионного орогена в интервале 140-110 млн лет и соответствующий ему этап воздымания, охвативший Центральную и Восточную Азию в раннем мелу (Wang et al., 2012).

*Палеоценовый кластер* значений трекового возраста апатита на настоящий момент допускает несколько вариантов интерпретации. Эти определения одновозрастны с таковыми для пород Приморского (Van der Beek et al., 1996) и Баргузинского (Jolivet et al., 2009) хребтов Байкальской рифтовой системы (рис. 48, а), которые маркируют этап охлаждения коры в результате воздымания территории в позднем мелу и палеоцене, соответствующему инициальному этапу рифтогенеза в Байкальской рифтовой зоне (Ivanov et al., 2015). Однако на сегодняшний день время начала Байкальского рифтогенеза дискуссионно, поскольку бурением нижняя часть осадочных толщ Байкала не вскрыта (Ivanov et al., 2015). Существует несколько

представлений о времени начала формирования Байкальского рифта: (1) поздне меловой-палеоценовый возраст (Logachev, 1974, 2003; Mats, 2015; Мац и др., 2001; Jolivet et al., 2009); (2) наиболее общепринятый олигоцен-миоценовый возраст (Базаров, 1986; Зоненшайн и др., 1995; Рассказов и др., 2014; Mashchuk, Akulov, 2012; и мн. др); (3) плиоцен-четвертичный возраст (Артюшков, 1993; Николаев и др., 1985; Buslov, 2012; и др). Несмотря на то, что данный вопрос до сих пор остаётся в значительной степени открытым (обзор проблемы см. в Мац, 2015; Ivanov et al., 2015), имеющиеся на сегодняшний день данные глубоководного бурения свидетельствуют о том, что древнейшие бассейны Байкальской рифтовой зоны (Южный Байкал и Тункинский) могут быть заполнены поздне меловыми отложениями (Krivonogov et al., 2017). При этом, формирование бассейна Северного Байкала относится к олигоцену, а периферийных бассейнов – к миоцену. Также имеются определения Ar/Ar и K-Ar возрастов вулканитов бассейна Еравна (Забайкалье), находящиеся в диапазоне 76-50 млн лет (Ivanov et al., 2015; Bagdasaryan et al., 1983), которые могут фиксировать начало рифтогенеза и связанного с ним вулканизма в данном регионе, который также мог отразиться на термальной истории апатита в породах фундамента Сибирской платформы.

Интерпретация триас-юрских (например, пробы P49-19 и P49-22) и палеоценовых (пробы P49-20 и P49-21) трековых возрастов в образцах керна из соседних близко расположенных скважин (рис. 48, а) представляет отдельную задачу. Такой сценарий может рассматриваться как следствие (а) блокового строения фундамента, что представляется наименее вероятным, (б) высоких концентраций урана в пробах с молодыми возрастaми, (в) низкотемпературных (гидротермальных?) событий на периферии платформы. Решение этого вопроса требует проведения дополнительных термохронологических исследований на юге Сибирской платформы, однако отметим, что подобный контраст значений трекового возраста апатита в пространственно совмещенных пробах известен в практике трековой термохронологии платформенных областей (Veselovskiy et al., 2020; Malusa and Fitzgerald, 2019), где также неоднозначен в плане тектонической интерпретации.



**Рисунок 48.** Сводка определений трекового возраста апатита по южной части Сибирской платформы (эта работа), Приморскому хребту (Van der Beek et al., 1996) и Баргузинскому хребту (Jolivet et al., 2009). (а) Расположение исследованных объектов (звёзды) и полученные по ним трековые возрасты апатита (млн лет). Красный цвет – результаты по породам фундамента платформы в основании Непско-Ботуобинской антеклизы, мелким шрифтом подписаны номера проб; черный цвет – результаты по Баргузинскому хребту; фиолетовый цвет – результаты по Приморскому хребту. Пунктиром показана граница Сибирской платформы. (б) Распределение определений трекового возраста апатита, полученных по вышеперечисленным объектам.

## Заключение

Настоящая работа имела своей основной целью разработку модели тектоно-термальной эволюции Сибирской платформы за последние 250 млн лет. Объектами исследований являлись разновозрастные геологические комплексы в разных районах платформы – интрузивные тела Сибирской пермо-триасовой магматической (трапповой) провинции, изученные в её северной и южной частях, а также породы кристаллического фундамента в основании Непско-Ботуобинской антеклизы. При разработке модели в качестве средне- и высокотемпературных термохронометров также были учтены полученные в данной работе и опубликованные ранее геохронологические определения, выполненные с использованием U-Pb, Rb-Sr и Ar/Ar изотопных систем по разным минералам.

Результаты проведённых исследований показали, что термальные истории интрузивных тел Сибирской трапповой провинции и пород фундамента платформы существенно различаются, хотя для обеих групп перечисленных объектов общим является термальное событие, имевшее место в позднем триасе – ранней юре.

Одним из наиболее важных результатов работы является освоение и постановка метода трекового датирования в Институте физики Земли РАН, что имеет большое значение для развития этого широко используемого при тектонических исследованиях метода в нашей стране.

Данное исследование наглядно показывает, что реконструкция термальной эволюции территорий древних платформ является актуальной задачей современной геологии, решение которой имеет не только фундаментальное, но и прикладное значение. Очевидно, что это направление необходимо развивать, в том числе с использованием трекового датирования апатита, циркона и других методов низкотемпературной термохронологии, таких как (U-Th)/He датирование, что позволит в дальнейшем конкретизировать и детализировать предложенную тектоно-термальную модель Сибирской платформы.

Основные выводы проведенного исследования следующие:

1. В Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН реализована методика трекового датирования апатита с использованием LA-ICP-MS.
2. Получены новые определения трекового возраста апатита из интрузивных тел Сибирской трапповой провинции (щелочно-ультраосновных массивов Гули, Одихинча, Ессей и Маган, дифференцированных интрузий Норильск-1 и Контайской, Падунского силла и Котуйской дайки) и кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Непско-Ботуобинской антеклизы.



3. Определения трекового возраста апатита подтверждают относительно сложную термальную эволюцию Сибирской платформы в мезозое (после становления Сибирской трапповой провинции) и свидетельствуют о наличии региональных тектоно-термальных событий в интервале ~250-130 млн лет.
4. Интрузивные тела Сибирской трапповой провинции, после своего образования около 250 млн лет назад, были погребены под вулканическим чехлом, минимальная мощность которого составляла на севере Сибирской платформы 5-6 км, а на юге – 1-2 км. В конце триаса-ранней юре (203-173 млн лет назад) вулканический чехол был эродирован, а интрузивные комплексы выведены в приповерхностные условия и затем не подвергались нагревам выше 60°C.
5. Значения трекового возраста апатита из пород поверхности фундамента Сибирской платформы в основании Непско-Ботуобинской антеклизы формируют три кластера: позднетриасовый-раннеюрский (230-180 млн лет), позднеюрский-раннемеловой (150-120 млн лет) и палеоценовый (62-59 млн лет). Позднетриасовые-раннеюрские трековые определения одновозрастны определениям трекового возраста для интрузивных тел Сибирской трапповой провинции, отражающим региональное воздымание Сибирской платформы, и синхронны с закрытием Монголо-Охотского океана.
6. Позднеюрские-раннемеловые (150-120 млн лет) и палеоценовые (62-59 млн лет) определения трекового возраста апатита из пород поверхности фундамента Сибирской платформы в основании Непско-Ботуобинской антеклизы отражают этап юрско-мелового охлаждения, связанного с растяжением и воздыманием территории в ходе коллапса Монголо-Охотского орогена, и раннекайнозойскую тектоническую активность, синхронную началу Байкальского рифтогенеза.

## Список литературы

1. *Аносова М.О., Костицын Ю.А., Козарко Л.Н.* Связь высококальциевых недосыщенных кремнеземом комплексов Маймеча-Котуйской провинции с Сибирскими платобазальтами. Новые данные о возрасте массива Кугда (Полярная Сибирь) // *Геохимия*. – 2019. – Т. 64. – №12. – С. 1269-1273.
2. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, – 1993. – 456 с.
3. *Астахов В.И.* Начала четвертичной геологии. СПб.: Изд-во СПбГУ, – 2008. – 224 с.
4. ***Багдасарян Т.Э., Гайдук А.В., Хубанов В.Б., Латышев А.В., Веселовский Р.В.*** Первые результаты трекового датирования апатита с применением LA-ICP-MS из кровли фундамента Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская антеклиза) // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. – 2023. – Т. 510. – № 2. – С. 39–43.
5. *Базаров Д.-Д.Б.* Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, – 1986. – 181 с.
6. *Ботнева Т.А., Фролов С.В.* Условия образования углеводородных скоплений в осадочном чехле Енисей-Ленской системы прогибов // *Геология нефти и газа*. – 1995. – № 5. – С. 36-41.
7. *Булдыгеров В.В.* Геологическое строение Восточной Сибири: учеб. пособие В.В. Булдыгеров. Иркутск: Иркут. ун-т, – 2007. – 150 с.
8. *Кононова В. А., Богатилов О. А., Кондрашов И. А.* Кимберлиты и лампроиты: критерии сходства и различий // *Петрология*. – 2011. – Т. 19. – № 1. – С. 35–55
9. *Мальковец В. Г., Белоусова Е. А., Третьякова И. Г., Гриффин В.Л., Пирсон Н. Дж., О'Рейли С., Резвухин Д.И., Гибшер А.А., Шарыгин И.С., Похиленко Н.П.* Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирского кратона: результаты U-Pb датирования кимберлитовых цирконов // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России, Якутск, 05–07 апреля 2017 года. Том I*. – Якутск: Издательский дом СВФУ, – 2017. – С. 329-333.
10. *Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н.* Оценка объемов и проблема генезиса пермо-триасового траппового магматизма Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. – 2000. – Т. 41. – № 12. – С. 1696-1705.
11. *Ветров Е.В.* Эволюция термотектонических событий юго-восточного Алтая в позднем мезозое и кайнозое по данным трековой термохронологии апатита: диссертация на соискание уч. степени кандидата геол.-мин. наук: 25.00.03 / – М., – 2016
12. *Владыкин Н.В., Лелюх М.И.* Лампроиты Сибири – химизм и систематика // *Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века*. Воронеж: Воронежский государственный университет, – 2003. – С. 365–370

13. *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю.* Позднемезозойский-кайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С. 920-946.
14. Геологическая карта: Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий, масштаб: 1:1 500 000, составлена: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 1999 г., редактор(ы): Малич Н.С.
15. *Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Саморукова Л.М.* Древнейшее метаморфическое событие Алданского гранулитового ареала (Восточная Сибирь): результаты локального датирования цирконов ультраметаморфогенных гранитоидов // Доклады Академии наук. – 2010. – Т. 431. – № 6. – С. 797–801.
16. *Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Строев Т.С., Савельев С.О., Шарипов А.Г., Ларионов А.Н., Скублов С.Г.* U-Pb возраст, геохимия и Lu-Hf систематика циркона из интрузивных траппов западной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы // Региональная Геология и Металлогения. 2019. – №79. – С. 49-67.
17. *Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М.* Геохимия и геохронология протерозойских магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29. – № 5. – С. 44–69.
18. *Добрецов Н.Л.* Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): Сибирские и Эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46 (9), – С. 891—920.
19. *Добрецов Н.Л.* Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44 (12). – С. 1243—1261.
20. Докембрийская геология СССР / В. Я. Хильтова, А. Б. Вревский, С. Б. Лобач-Жученко и др. Академия наук СССР, Институт геологии и геохронологии докембрия. СПб: Наука. – 1988. – 440 с.
21. *Донская Т.В.* Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона: диссертация. доктора геол.-мин. наук: 25.00.01 / – Иркутск, – 2019.
22. *Дучков А.Д., Соколова Л.С., Аюнов Д.Е.* Электронный геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2013. – Т. 2. – № 3. – С. 153-157.
23. *Егоров Л. С.* Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л.: Недра, – 1991. – 260 с.
24. *Зинчук Н.Н.* Специфика развития протерозойских и фанерозойских структур в центральной части Сибирской платформы // VII Российское литологическое совещание 28-31 октября 2013 г., – 2013.

25. *Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И.* Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 46–58.
26. *Иванов А.В.* Внутриконтинентальный базальтовый магматизм (на примере мезозоя и кайнозоя Сибири): диссертация. доктора геол.-мин. наук: 25.00.04 / – Иркутск, – 2011.
27. *Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Ревенко А.Г., Шарыгин И.С., Козырева Е.А., Алексеев С.В.* История и современное состояние аналитических исследований в Институте земной коры СО РАН: центр коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т.13. – № 2.
28. *Петржас К. А. и Флеров Г. И.* Спонтанное деление ядер. Успехи физических наук. 1961. Апрель Т. LXXIII, вып. 4
29. *Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Могучева Н.К., Соболев Е.С., Фрадкина А.Ф., Ядренкин А.В., Девятков В.П., Смирнов Л.В.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, – 2002. – 322 с.
30. *Кириченко В.Т., Зуев В.К., Перфилова О.Ю., Сосновская О.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-47 – Братск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2012. – 470 с.
31. *Котов А.Б.* Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Санкт-Петербург / – 2003.
32. *Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П.* Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. – 2012. – Т. 20. – № 3. – С. 242-265.
33. *Липенков Г. В., Мащак М. С., Кириченко В. Т., Ларичев А. И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2015. – 398 с.
34. *Липенков Г. В., Мащак М. С., Кириченко В. Т., Наумов М. В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-47 – Хета. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2018. – 464 с.
35. *Логачев Н.А.* Саяно-Байкальское Становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука, – 1974. – С. 16–162.

36. *Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакишин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», – 2001. – 252 с.
37. *Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П.* Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 1-2. – С. 86—100
38. *Мельников А.И.* Структурная эволюция метаморфических комплексов древних щитов. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», – 2011. – 288 с.
39. *Мельников Н.В.* Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы: (стратиграфия, история развития). Новосибирск: СНИИГГИМС, – 2018. – 180 с.
40. *Милановский Е.Е.* Геология России и ближнего зарубежья (северной Евразии). М.: Московский Государственный Университет, – 1996. – 448 с.
41. *Мышенкова М.С., Зайцев В.А., Томсон С., Латышев А.В., Захаров В.С., Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В., 2020.* Термальная история Гулинского плутона (север Сибирской платформы) по результатам трекового датирования апатита и компьютерного моделирования // Геодинамика и тектонофизика. – Т. 11. – № 1. – С. 75-87.
42. *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Гороховский Б.М.* U-Pb возраст магматических пород Улканского грабена (юго-восточная часть Алданского щита) // Докл. РАН. – 1992. – Т. 323. – № 6. – С. 1152-1156
43. *Никишин А.М., Соборнов К.О., Прокопьев А.В., Фролов С.В.* Тектоническая история Сибирской платформы в венде-фанерозое // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2010. – №1.
44. *Николаев В.Г., Ванякин Л.А., Калинин В.В., Милановский В.Е.* Строение осадочного чехла озера Байкал // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – 1985. – Т. 60. – № 2. – С. 48–58
45. *Оксман В.С.* Анабарский щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». – 2001. – С. 104– 107.
46. *Падерин П.Г., Деменюк А.Ф., Назаров Д.В., Чеканов В.И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-45. – 2016.
47. *Парфенюк О.И.* Эволюция континентальной литосферы в зонах коллизии докембрия (по результатам численного моделирования): автореферат докторской диссертации физ.-мат. наук: – М., – 2004.
48. *Переладов В.С., Абаимова Г.П., Ядренкина А.Г., Сычев О.В., Лопушинская Т.В., Пегель Т.В., Дорошенко Л.Д., Каныгин А.В., Сенников Н.В., Тимохин А.В.* Нижнепалеозойские

- (ордовикские и силурийские) отложения Чириндинской площади (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 2. – С. 53—63.
49. *Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Малютина А.В., Старикова А.Е., Пономарчук А.В., Семенова Д.В., Ковалев С.А., Савинский И.А.* Геохронология Чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Сибирский кратон): новые U-Pb И Ar-Ar данные // Геодинамика и тектонофизика. – 2021. – Т. 12. – № 4. – С. 865-882.
50. *Радько В.А.* Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2016. – 226 с.
51. *Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Чувашова И.С., Усольцева М.В.* Отложения Танхойского третичного поля, Южнобайкальская впадина: стратиграфия, корреляция и структурные перестройки в Байкальском регионе // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т. 5. – № 4. – С. 993–1032.
52. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2004 г.: объясн. зап. - Новосибирск : СНИИГГиМС, – 2004. – 113 с.
53. *Розен О.М.* Сибирский кратон - фрагмент палеопротерозойского суперконтинента // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, – 2001. – С. 227-230.
54. *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. – 2003. – № 3. – С. 3-21.
55. *Розен О.М.* Ранний докембрий Восточно-Сибирской платформы // Минерал. журнал (Украина). – 2004. – Т.26. – № 3. – С.75-87.
56. *Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикова Е.В., Злобин В.Л.* Изотопногеохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 2. – С. 163–180.
57. *Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З., Спецрус З.В., Ротман А.Я., Зинчук Н.Н., Манаков А.В.* Анабарская коллизионная система: 600 млн. лет сжатия в составе суперконтинента Колумбия (2.0-1.3 млрд. лет) // Докл. РАН. – 2007. – Т.417. – № 6. – С.1-4.
58. *Розен О.М., Манаков А.В., Суворов В.Д.* Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного кия // Геотектоника. – 2005. – № 6. – С. 1-26.
59. *Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З.* Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керна глубоких скважин // Физика Земли. – 2009. – № 10. – С. 79-96.

60. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1997. – Т. 5. – № 2. – С. 3–12.
61. Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Березкин В.И., Кравченко А.А., Добрецов В.Н., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. – 2012. – Т. 20. – № 3. – С. 315–330.
62. Соколов С.В. Физико-химические условия формирования оруденения в породах карбонатитовой серии // Разведка и охрана недр. – 2005 – Т. 4. – С. 29-32.
63. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М.: Наука, – 2008. – 319 с.
64. Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. – Т. 51. – С. 1356–1378.
65. Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Симонов О.Н., Анастасенко Г.Ф., Кулагов Э.А., Люлько В.А., Середа Е.В., Степанов В.К. Метавулканы пренит-пумпеллитовой и цеолитовой фации трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М.: изд. Московского университета, – 2000. – 212 с.
66. Старосельцев В.С. Геолого-геофизические предпосылки юго-восточного продолжения Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2015. – № 4. – С. 3-10.
67. Траппы Сибири и Декана, черты сходства и различия. Новосибирск: Наука, – 1991. – 216 с.
68. Феоктистов Г.Д. Интрузивный трапповый магматизм на юге Сибирской платформы. В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, – 1976. – с. 113-118.
69. Фор. Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, – 1989. – 590 с.
70. Afanasev A.P., Nikishin A.M., Unger A.V., Bordunov S.I., Lugovaya O.V., Chikshev A.A., Yakovishina E.V. The Tectonics and Stages of the Geological History of the Yenisei–Khatanga Basin and the Conjugate Taimyr Orogen // Geotectonics. – 2016. – P. 23–42.
71. Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Zolotukhin V.V. Chemical evolution of the Permian-Triassic basalts of the Siberian platform in space and time // Petrology. – 2004. – V. 12. – P. 297–311.
72. Ansberque C., Chew D., Drost K. Apatite fission-track dating by LA-Q-ICP-MS imaging // Chemical Geology. – 2020. – V. 560.
73. Arndt N., Lehnert K., Vasilev Y. Meimechites - highly magnesian Lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle // Lithos. – 1995. – V. 34. – №1-3. – P. 41-59

74. *Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khubanov V.B., Kamenetsky V.S.* Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: Insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // *Geoscience Frontiers*. – 2022. – V. 13. – 101254.
75. ***Bagdasaryan T.E., Thomson S.N., Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Zaitsev V.A., Marfin A.E., Zakharov V.S., Yudin D.S.*** Thermal history of the Siberian Traps Large Igneous Province revealed by new thermochronology data from intrusions // *Tectonophysics*. – 2022. – V. 836. 229385.
76. *Bagdasaryan G.P., Polyakov A.I., Roschina I.A.* Age and chemical composition of the Mesozoic and Cenozoic basalts of the Pribaikalia // *Geokhimiya*. – 1983. – V. 1. – P. 102–108.
77. *Baker J., Peate D., Waight T., Meyzen C.* Pb isotopic analysis of standards and samples using a Pb-207-Pb-204 double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 211. – P. 275–303.
78. *Barbarand J, Carter A, Wood I, Hurford A.J.* Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite // *Chem Geol*. – 2003. – V. 198 – P. 107–137.
79. *Blackwell D.D., Steele J.L., Kelley S., Korosec M.A.* Heat Flow in the State of Washington and Thermal Conditions in the Cascade Range // *Journal of Geophysical Research*. – 1990. – V. 95 (B12).
80. *Burgess S. D., Bowring S., Shen S. Z.* High-precision timeline for Earth's most severe extinction // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. – 2014. – V. 111(9). – P. 3316–3321.
81. *Burgess S.D., Bowring S.A.* High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // *Sci. Adv*. – 2015. – V. 1. – P. 1-14.
82. *Burgess S.D., Muirhead J.D., Bowring S.A.* Initial pulse of Siberian Traps sills as the trigger of the end-Permian mass extinction // *Nat Commun*. – 2017. – V. 8.
83. *Burtner R.L., Nigrini A., Donelick R.A.* Thermochronology of Lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt // *AAPG Bull*. – 1994. – V. 78(10). – P. 1613–1636.
84. *Buslov M.M.* Geodynamic nature of the Baikal Rift Zone and its sedimentary filling in the Cretaceous–Cenozoic: the effect of the far-range impact of the Mongolo-Okhotsk and Indo-Eurasian collisions // *Russian Geology and Geophysics*. – 2012. – V. 53. – № 9. – P. 955–962.
85. *Campbell I. H., Czamanske G. K., Fedorenko V. A., Hill R. I., Stepanov V.* Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic Boundary // *Science*. – 1992. – V. 258. – N. 5089.
86. *Carlson W.D., Donelick R.A., Ketcham R.A.* Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results // *American Mineralogist*. – 1999. – V. 84. – N. 9. – P. 1213-1223.



87. *Chew D., Donelick R.A.* Combined apatite fission track and U-Pb dating by LA-ICP-MS and its application in apatite provenance analysis // *Mineral. Assoc. Canada Short Course.* – 2012. – V. 42, – P. 219-247.
88. *Chew D.M., Babechuk M.G., Cogné N., Mark C., O'Sullivan G.J., Henrichs I.A., Doepke D., McKenna C.A.* (LA,Q)-ICPMS trace-element analyses of Durango and McClure Mountain apatite and implications for making natural LA-ICPMS mineral standards // *Chemical Geology.* – 2016. – V. 435. – P. 35–48.
89. *Cochrane R., Spinkings R.A., Chew D., Wotzlaw J.F., Chiaradia M., Tyrrell S., Schaltegger U., Van der Lelij R.* High temperature (>350°C) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2014. – V. 127. – P. 39–56.
90. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // *Earth Sci. Rev.* – 2007. – V. 82. – P. 29-74.
91. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* The Palaeozoic geography of Laurentia and western Laurussia: a stable craton with mobile margins // *Earth Sci. Rev.* – 2011. – V. 106. – P. 1-51.
92. *Cogne N, Chew D.M., Donelick R.A., Ansberque C.* LA-ICP-MS apatite fission track dating: a practical zeta-based approach // *Chem. Geol.* – 2020. – V. 531. 119302
93. *Colleps C.L., McKenzie N.R., Guenther W., Sharma M., Gibson T., Stockli D.* Apatite (U-Th)/He thermochronometric constraints on the northern extent of the Deccan large igneous province // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2021. – V. 571. 117087.
94. *Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P.* A reconnaissance  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1995. – V. 59. – N. 10. – P. 2071–2083.
95. *Davis G.L., Sobolev N.V., Khar'kiv A.D.* New data on the age of Yakutian kimberlites obtained by the uranium–lead method on zircons // *Dokl. Akad. Nauk. SSSR.* – 1980. – V. 254. – P. 175–180.
96. *Demonterova E.I., Ivanov A.V., Mikheeva E.M., Arzhannikova A.V., Frolov A.O., Arzannikov S.G., Pavlova L.A.* Early to Middle Jurassic History of the Southern Siberian Continent (Transbaikalia) Recorded in Sediments of the Siberian Craton: Sm-Nd and U-Pb Provenance Study // *BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE.* – 2017. – V. 188. – N. 1–2. – P. 1–29.
97. *Dodson M.H.* Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contrib. Mineral. PetroL.* – 1973. – V. 40. – P. 259–274.
98. *Donelick R.A., O'Sullivan P., Ketcham R.A.* Apatite fission-track analysis // *Rev. Mineral. Geochem.* – 2005. – V. 58. – P. 49-94.
99. *Donelick R.A.* Apatite etching characteristics versus chemical composition // *Nucl. Tracks Radiat Meas.* – 1993. – V. 21:604.

100. *Dumitru T.A.* A new computer-automated microscope stage system for fission-track analysis // Nuclear Tracks and Radiation Measurements. – 1993. – V. 21. – P. 575-580.
101. *Enkelmann E., Jonckheere R.* Fission Track Dating. Encyclopedia of Geology (Second Edition) – 2021, – P. 116-131
102. *Fedorenko V., Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Czamanske G.K., Hawkesworth C.J., Wooden J.L., Ebel D.S.* Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, north central Siberia // Int. Geol. Rev. – 1996. – V. 38. – P. 99 – 135.
103. *Fernandes P., Cogné N., Chew D.M., Rodrigues B., Jorge R.C.G.S., Marques J., Jamal D., Vasconcelos L.* The thermal history of the Karoo Moatize-Minjova Basin, Tete Province, Mozambique: an integrated vitrinite reflectance and apatite fission track thermochronology study // Journal of African Earth sciences. – 2015. – V. 112, – P. 55-72.
104. *Fernie N., Glorie S., Jessell M.W., Collins A.S.* Thermochronological insights into reactivation of a continental shear zone in response to Equatorial Atlantic rifting (northern Ghana) // Sci Rep. – 2018. – V. 8. 16619.
105. *Fleischer R.L., Hart H.R.*, Fission track dating: techniques and problems // Bishop WW, Miller JA, Cole S (eds) Calibration of hominoid evolution. Scottish Academic Press, Edinburgh. – 1972. – P. 135–170.
106. *Fleischer R.L., Price P.B., Walker R.M.* Effects of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses // Journal of Geophysical Research. – 1965. – V. 70. – P. 1497-1502
107. *Fleischer R.L., Price P.B., Walker R.M.* Nuclear tracks in solids: principles and applications // University of California Press. – 1975. – 605 p.
108. *Flowers R.M., Farley K.A., Ketcham R.A.* A reporting protocol for thermochronologic modeling illustrated with data from the Grand Canyon // Earth Planet. Sci. Lett. – 2015. – V. 432. – P. 425–435.
109. *Galbraith R.F., Laslett G.M.* Statistical models for mixed fissiontrack ages // Nuclear Tracks Radiat. Measur. – 1993. – V. 21. – P. 459-470.
110. *Gallagher K.* Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology // J Geophys Res: Solid Earth. – 2012. – V. 117(B2). – P. 1978–2012.
111. *Gallagher K., Brown R.* The onshore record of passive margin evolution // J Geol Soc London. – 1997. – V. 154. – N. 3. – P. 451–457.
112. *Gallagher K., Brown R., Johnson C.* Fission Track Analysis and its Application to Geological Problems // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 1998. – V. 26. – P. 519-572.

113. *Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J.* Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* – 2008. – V. 9. – Q03017.
114. Geotrack International Pty Ltd. 2003 (<https://www.geotrack.com.au/>)
115. *Gleadow A., Kohn B., Seiler C.* The Future of Fission-Track Thermochronology // In: Malusà, M., Fitzgerald, P. (eds) *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology.* Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer, Cham. – 2019.
116. *Gleadow A.J.W., Duddy I.R., Green P.F., Hegarty K.A.* Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1986. – V. 78. – P. 245-254
117. *Gleadow A.J.W.* Fission-track dating methods: what are the real alternatives? // *Nuclear Tracks.* – 1981. – V. 5 – N. 1-2. – P. 3–14.
118. *Glorie S., Alexandrov I., Nixon A., Jepson G., Gillespie J., Jahn B.M.* Thermal and exhumation history of Sakhalin Island (Russia) constrained by apatite U-Pb and fission track thermochronology // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2017. – V. 143. – P. 326-342.
119. *Green P.F.* Comparison of zeta calibration baselines for fission track dating of apatite, zircon and sphene // *Chem Geol (Isotope Geosci Sect).* – 1985. – V. 58. – P. 1–22.
120. *Green P.F.* On the thermo-tectonic evolution of Northern England: evidence from fission track analysis // *Geological Magazine.* – 1986. – V. 123. – N. 5. – P. 493–506.
121. *Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P.* The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics.* – 1999. – V. 310. – P. 1–35.
122. *Griffin W.L.* GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: current practices and outstanding issues.* – 2008. – P. 308–311.
123. *Haack U.* The closing temperature for fission track retention in minerals // *Am J Sci.* – 1977. – V. 277. – P. 459–464.
124. *Hamilton M.A., Sobolev N.V., Stern R.A., Pearson D.G.* SHRIMP U–Pb dating of a perovskite inclusion in diamond: evidence for a syneruption age for diamond formation, Sytykanskaya kimberlite pipe, Yakutia region, Siberia // *Proceeding of 8th International Kimberlite Conference.* Victoria, British Columbia. – 2003.
125. *Hasebe N., Barbarand J., Jarvis K., Carter A., Hurford A.J.* Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS // *Chem. Geol.* – 2004. – V. 207. – P. 135-145.
126. *Hasebe N., Carter A., Hurford A., Arai S.* The effect of chemical etching on LA-ICP-MS analysis in determining uranium concentration for fission-track chronometry // *Geological Society, London, Special Publications.* – 2009. – V. 324. – P. 37-46.

127. *Hasebe N., Tamura A., Arai S.* Zeta equivalent fission-track dating using LA-ICP-MS and examples with simultaneous U-Pb dating // *Island Arc*. – 2013. – V. 22. – N. 3. – P. 280-291.
128. *Heaman L.M., Mitchell R.H.* Constraints on the emplacement age of Yakutian province kimberlites from U–Pb perovskite dating // *6th IKC Abstract*. – 1995. – P. 233.
129. *Hu D., Tian Y., Hu J., Rao S., Wang Y., Zhang C., Hu S.* Thermal imprints of Late Permian Emeishan basalt effusion: Evidence from zircon fission-track thermochronology // *Lithos*. – 2019. – P. 352-353.
130. *Hurford A.J.* Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // *De Corte F, van den Haute P (eds) Advances in fission-track geochronology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. – 1998. – P. 19–32.
131. *Hurford A.J., Watkins R.T.* Fission-track age of the tuffs of the Buluk Member, Bakate Formation, Northern Kenya: a suitable fission-track age standard // *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*. – 1987. – V. 66. – P. 209–216.
132. *Hurford A.J.* Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology // *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* – 1990. – V. 80. – P. 171–178.
133. *Hurford A.J., Carter A.* The role of fission track dating in discrimination of provenance // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1991. – V. 57. – P. 67-78.
134. *Hurford A.J., Green P.F.* The zeta age calibration of fission-track dating // *Chemical Geology*. – 1983. – V. 1. – P. 285–317.
135. *Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A.* Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // *Earth-Science Reviews*. – 2015. – V. 148. – P. 18-43.
136. *Ivanov A.V., Corfu F., Kamenetsky V.S., Marfin A.E., Vladykin N.V.*  $^{207}\text{Pb}$ -excess in carbonatitic baddeleyite as the result of Pa scavenging from the melt // *Geochemical Perspectives Letters*. – 2021. – V. 18. – P. 11-15.
137. *Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V.* Siberian Traps large igneous province: Evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // *Earth-Science Rev.* – 2013. – V. 122. – P. 58–76.
138. *Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Palesskii S.V.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian traps // *J. Asian Earth Sci.* – 2009. – V. 35. – P. 1–12.

139. *Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G.D., He H., Boven A.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Usol'skii sill in the south-eastern Siberian Traps Large Igneous Province: evidence for long-lived magmatism // *Terra Nov.* – 2005. – V. 17. – P. 203–208.
140. *Jerram D.A., Svensen H.H., Planke S., Polozov A.G., Torsvik T.H.*, The onset of flood volcanism in the north-western part of the Siberian traps: explosive volcanism versus effusive lava flows // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* – 2016. – V. 441. – P. 38-50.
141. *Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov V.A., Ringenbach J.C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V.* How old is the Baikal Rift Zone? Insights from apatite fission track thermochronology // *Tectonics.* – 2009. – V. 28. – TC3008.
142. *Jones M.Q.W.* Anomalous geothermal gradients and heat flow in the Limpopo Province, South Africa: Implications for geothermal energy exploration // *South African Journal of Geology.* – 2017. – V. 120. – N. 2. – P. 231–240.
143. *Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D., Trofimov V.* Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2003. – V. 214. – P. 75–91.
144. *Kamo S.L., Czamanske G.K., Krogh T.E.* A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1996. – V. 60. – P. 3505–3511.
145. *Kasbohn J, Schoene B.* Rapid eruption of the Columbia River flood basalt and correlation with the mid-Miocene climate optimum // *Science Advances.* – 2018. – V. 4. – N. 9. – eaat8223.
146. *Ketcham R.A., Donelick R.A., Carlson W.D.* Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geologic time scales // *American Mineralogist.* – 1999. – V. 84. – P. 1235-1255.
147. *Ketcham R.A.* Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* – 2005. – V. 58. – P. 275–314.
148. *Ketcham R.A., Carter A., Donelick R.A., Barbarand J., Hurford A.J.* Improved modeling of fission-track annealing in apatite // *Am. Mineral.* – 2007. – V. 92. – P. 799–810.
149. *Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tuchkova M.I., Rogov M.A., Kyser T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V.* Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression // *Journal of Geodynamics.* – 2018. – V. 119. – P. 221-241.
150. *Kinny P.D., Griffin B.J., Heaman L.M., Brakhfogel F.F., Spetsius Z.V.* SHRIMP U–Pb ages of perovskite from Yakutian kimberlites // *Russ. Geol. Geophys.* – 1997. – V. 38. – P. 97–105.

151. *Kogarko L.N., Zartman R.E.* New data on the age of the Guli intrusion and implications for the relationships between alkaline magmatism in the Maymecha-Kotuy province and the Siberian superplume: U-Th-Pb isotopic systematics // *Geochem. Int.* – 2011. – V. 49. – P. 439–448.
152. *Komarov A.N., Ilupin I.P.* Geochronology of kimberlites of the Siberian Plat-form by the fission-track method // *Geokhimiya.* – 1990. – V. 3. – P. 365–372.
153. *Kuiper K.F., Deino A., Hilgen P.J., Krijgsman W., Renne P.R., Wijbrans J.R.* Synchronizing rock clocks of Earth history // *Science.* – 2008. – V. 320. – P. 500-504.
154. *Lanphere M.A., Baadsraard H.* Precise K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr and U-Pb mineral ages from the 27.5 Ma Fish Canyon Tuff reference standard // *Chemical Geology.* – 2001. – V. 175. – P. 653-671.
155. *Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krinsky R.Sh.* The origin of the 1.73-1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *Anais da Academia Brasileira de Ciencias.* – 1997. – V. 69. – No. 3. – P. 295–312.
156. *Latyshev A., Veselovskiy R., Ivanov A.* Paleomagnetism of the permian-triassic intrusions from the tunguska syncline and the angara-taseeva depression, siberian traps large igneous province: Evidence of contrasting styles of magmatism // *Tectonophysics.* – 2018. – V. 723. – P. 41–55.
157. *Latyshev A.V., Fetisova A.M., Veselovskiy R.V.* Linking Siberian Traps LIP Emplacement and End-Permian Mass Extinction: Evidence from Magnetic Stratigraphy of the Maymecha-Kotuy Volcanic Section // *Geosciences.* – 2020. – V. 10. – 295.
158. *Latyshev A.V., Krivolutskaya N.A., Ulyakhina P.S., Fetisova A.M., Veselovskiy R.V., Pasenko A.M., Khotylev A.O., Anosova M.B.* Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions from the Norilsk region (the Siberian platform, Russia): Implications for the timing and correlation of magmatic events, and magmatic evolution // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2021. – V. 217.
159. *Lepekhina E.N., Rotman A.Y., Antonov A.V., Segeev S.A.* SHRIMP U–Pb dating of perovskite from kimberlites of Siberian Platform (Verkhnyaya Muna and Alakit-Markha Fields) // *Proceedings of the 9th International Kimberlite Conference. Frankfurt, Germany, 9IKC-A.* – 2008. – p.00353.
160. *Logachev N.A.* History and geodynamics of the Baikal rift // *Russian Geology and Geophysics.* – 2003. – V. 44. – N. 5. – P. 391–406.
161. *Luszczak K., Persano C., Stuart F.M.* Early Cenozoic denudation of central west Britain in response to transient and permanent uplift above a mantle plume // *Tectonics.* – 2018. – V. 37. – P. 914–934.

162. *Malich K.N., Badanina I.Y., Belousova E.A., Tuganova E.V.* Results of U-Pb dating of zircon and baddeleyite from the Norilsk-1 ultramafic-mafic intrusion (Russia) // *Geology and geophysics.* – 2012. – V. 53. – N. 2. – P. 163-172.
163. *Malich K.N., Stepashko A.A., Badanina I.Y., Sluzhenikin S.F.* Petrochemical and geochemical heterogeneity of the industrial-ore-bearing ultramafic-mafic intrusive Norilsk-1 (Russia) // *YEARBOOK-2017, Tr. IGG UrO RAS.* – 2018. – V. 165. – P. 123-130.
164. *Malitch K., Khiller V., Badanina I., Belousova E.* Results of dating of thorianite and baddeleyite from carbonatites of the Guli massif (Russia) // *Doklady Earth Sciences.* – 2015. – V. 464. – P. 1029-1032.
165. *Malusà M.G., Fitzgerald P.G.* Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology // *Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment.* – 2019.
166. *Malyshev S.V., Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Ershova V.B., Kazakova G.G., Terentyeva L.B.* Source rocks of Carboniferous-Lower Cretaceous terrigenous sediments of the northeastern Siberian Platform: Results of Sm-Nd isotope-geochemical studies // *Russian Geology and Geophysics.* – 2016. – V. 57. – N. 3. – P. 421-433.
167. *Marfin A.E., Ivanov A.V., Kamenetsky V.S., Abersteiner A., Yakich T.Yu., Dudkin T.V.* Contact Metamorphic and Metasomatic Processes at the Kharaelakh Intrusion, Oktyabrsk Deposit, Norilsk-Talnakh Ore District: Application of LA-ICP-MS Dating of Perovskite, Apatite, Garnet, and Titanite // *Economic Geology.* – 2020. – V. 115. – N. 6. – P. 1213–1226.
168. *Mashchuk I.M., Akulov N.I.* Oligocene deposits of the Baikal rift valley // *Russian Geology and Geophysics.* – 2012. – V. 53. – N. 4. – P. 356–366.
169. *McDowell F.W., McIntosh W.C., Farley K.A.* A precise  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission track dating standard // *Chemical Geology.* – 2005. – V. 214. – P. 249-263.
170. *Mikheeva E.A., Demonterova E.I., Frolov A.O., Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Cherkashina, T.Y., Ivanov A.V.* Provenance change in the Irkutsk coal basin during the early and middle Jurassic: Geochemical and Sm-Nd isotope evidence // *Stratigraphy and Geological Correlation.* – 2017. – V. 25. – N. 4. – P. 363-384.
171. *Holden N. E.* Total and spontaneous fission half-lives for uranium, plutonium, americium and curium nuclides // *Pure & App. Chem.* – 1989. – V. 61. – N. 8. – P. 1483-1504.
172. *Naeser C.W.* Thermal history of sedimentary basins: fission track dating of subsurface rocks // Scholle PA, Schluger PR (eds) *Aspects of diagenesis.* – 1979. – V. 26. Spec Pub Soc Econ Geol Paleo Min, – P. 109–112.
173. *Naeser C.W., Dodge F.C.W.* Fission track ages of accessory minerals from granitic rocks of the Central Sierra Nevada batholith, California // *Geol Soc Am Bull.* – 1969. – V. 80. – P. 2201–2212.

174. *Nixon A. L., Glorie S., Hasterok D., Collins A. S., Fernie N., Fraser G.* Low-temperature thermal history of the McArthur Basin: Influence of the Cambrian Kalkarindji Large Igneous Province on hydrocarbon maturation // *Basin Research*. – 2022. – V. 34. – P. 1936-1959.
175. *Norris C.A., Danyushevsky L., Olin P., West N.R.* Elimination of aliasing in LAICP-MS by alignment of laser and mass spectrometer // *J. Anal. At. Spectrom.* –2021. –36. – P. 733–739.
176. *Nutman A.P., Cherneshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P.* The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // *Precambrian Research*. – 1992. – V. 54. – P. 195–210.
177. *O’Sullivan P.B., Parrish R.R.* The importance of apatite composition and singlegrain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1995. – V. 132. – P. 213–224.
178. *Paces J.B., Miller J.D.* Precise UPb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System // *Journal of Geophysical Research*. – 1993. – V. 98. – N. B8. – P. 13997-14013.
179. *Parfenuk O.I., Mareschal J.C.* Therm-mechanical model of evolution of layered lithosphere in continental collision zones // XXII EGA general Assembly. *Annales Gaeophysicae*. – 1997. – V. 15. – P. 19.
180. *Paton M.T., Ivanov A.B., Fiorentini M.L., McNaughton N.J., Mudrovskaya I., Reznitsky L.Z., Demonterova E.I.* Late Permian and Early Triassic magmatic impulses in the Angara-Taseyevskaya syncline, South Siberian traps and their possible impact on the environment // *Geology and geophysics*. – 2010. – V. 51. – N. 9. – P. 1298-1309.
181. *Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J.* Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *J. Anal. Atom. Spectrom.* – 2011. – V. 26. –P. 2508–2518.
182. *Pavlov V.E., Fluteau F., Latyshev A.V., Fetisova A.M., Elkins-Tanton L.T., Black B.A., Burgess S.D., Veselovskiy R.V.* Geomagnetic secular variations at the Permian-Triassic boundary and pulsed magmatism during eruption of the Siberian Traps // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2019. – V. 20. – P. 773–791.
183. *Price P.B., Walker R.M.* Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // *Journal of Geophysical Research*. – 1963. – V. 68. – P. 4847-4862.
184. *Rahn M., Seward D.* How many tracks do we need? // *On Track*. – 2000. – V. 10. – P. 12-15.
185. *Rastsvetaeva R.K., Aksenov S.M., Viktorova K.A., Chukanov N.V., Zaitsev V.A.* Crystal structure of Cl-deficient analogue of Taseqite from Odikhincha massif // *Crystallography Reports*. – 2018. – V. 63. – N. 3. – P. 349-357.



186. *Reguir E., Salnikova E., Yang P., Chakhmouradian A., Stifeeva M., Rass I., Kotov A.* U–Pb geochronology of calcite carbonatites and jacupirangite from the Guli alkaline complex, Polar Siberia, Russia. // *Mineralogical Magazine*. – 2021. – V. 85. – N. 4. – P. 469-483.
187. *Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Y., Mitchel C., Puchkov V.N., Safonova I.Y., Scott R.A., Saunders A.D.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2009. – V. 277. – P. 9-20.
188. *Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.I., Kirida N.P.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates from the West Siberian Basin: Siberian flood basalt province doubled // *Science*. – 2002. – V. 296. – P. 1846-1849.
189. *Reidel S.P.* Igneous Rock Associations 15. The Columbia River Basalt Group: A Flood Basalt Province in the Pacific Northwest, USA. // *Geosci. Can.* – 2015. – V. 42. – P. 151–168.
190. *Reiners P.W., Brandon M.T.* Using thermochronology to understand orogenic erosion // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 2006. – V. 34. – P. 419-466.
191. *Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K.* Past, Present, and Future of Thermochronology // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2005. – V. 58. – P. 1-18.
192. *Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L., DePaolo D.J.* Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating // *Chemical Geology*. – 1998. – V. 45. – P. 117-152.
193. *Renne P.R.* Excess  $^{40}\text{Ar}$  in biotite and hornblende from the Norilsk 1 intrusion, Siberia: implication for the age of Siberian Traps // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1995. – V. 131. – P. 165-176.
194. *Renne P., Mundil R., Balco G., Min K., Ludwig K.* Joint determination of  $^{40}\text{K}$  decay constants and  $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$  for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2010. – V. 74. – P. 5349-5367.
195. *Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment // *Archean Crustal Evolution* / Ed. Condie K.C. Amsterdam, Elsevier. – 1994. – P. 411-459.
196. *Krивonogov S.K., Safonova I.Y.* Basin structures and sediment accumulation in the Baikal Rift Zone: Implications for Cenozoic intracontinental processes in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 47. – P. 267-290.
197. *Sahu H., Raab M., Kohn B., Gleadow A., Kumar D.* Denudation history of Eastern Indian peninsula from apatite fission track analysis: Linking possible plume-related uplift and the sedimentary record // *Tectonophysics*. – 2013. – V. 608.

198. *Salnikova E.B., Stifeeva M.V., Kotov A.B., Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V.* Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // 2019. – V. 338-339. – P. 141-154.
199. *Saunders A. D., England R. W., Reichow M. K. et al.* A mantle plume origin for the Siberian Traps: Uplift and extension in the West Siberian Basin, Russia // *Lithos.* – 2005. – V. 79. – P. 407–424.
200. *Schaen A.J., Jicha B.R., Hodges K.V. et al.* Interpreting and reporting  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronologic data // *GSA Bull.* – 2021. – V. 133. – P. 461–487.
201. *Schoene B., Bowring S.A.* U-Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  standard MMhb // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 2006. – V. 151. – P. 615-630.
202. *Sereda E., Belyatsky B., Krivolutskaya N.* Geochemistry and Geochronology of Southern Norilsk Intrusions, SW Siberian Traps // *Minerals.* – 2020. – V. 10. – N. 2.
203. *Simonov O.N., Lul'ko V.A., Amosov Y.N., Salov V.M.* Geological structure of the Noril'sk region. In: Lightfoot PC, Naldrett AJ (eds) *Proc Sudbury-Noril'sk Symposium* // *Ontario Geol Surv Spec Pap.* – 1994. – V. 5. – P. 161-170.
204. *Sobolev S., Sobolev A., Kuzmin D. et al.* Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature.* – 2011. – V. 477. – P. 312–316.
205. *Sorokin A. A., Zaika V. A., Kovach V. P., Kotov A. B., Xu W., Yang H.* Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: Constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // *Gondwana Research.* – 2020. – V. 81. – P. 58–78.
206. *Spetsius Z.V., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implications for the dating of diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2002. – V. 199. – P. 111–126.
207. *Spiegel C., Kohn B.P., Raza A., Rainer T., Gleadow A.J.W.* The effect of long-term low temperature exposure on apatite fission track stability: A natural annealing experiment in the deep ocean // *Geochim Cosmochim Acta.* – 2007. – V. 71. – P. 4512–4537
208. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet Sci Lett.* – 1975. – V. 26. – P. 207–221.
209. *Sun J., Liu C-Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F-Y., Yakovlev D., Yang Y-H., Yang J-H.* Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2014. – V. 404. – P. 283–295.

210. *Svensen H., Planke S., Polozov A.G., Schmidbauer N., Corfu F., Podladchikov Y.Y., Jamtveit B.* Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2009. – V. 277. – P. 490–500.
211. *Donskaya T. V., Windley B. F., Mazukabzov A. M., Kroner A., Sklyarov E. V., Gladkochub D. P., Ponomarchuk V. A., Badarch G., Reichow M. K., Hegner E.* Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // *Journal of the Geological Society, London.* – 2008. – V. 165. – P. 405–421.
212. *Tagami T.* Zircon fission-track thermochronology and applications to fault studies // *Reiners P, Ehlers T (eds) Low-temperature thermochronology. Rev Min Geochem.* – 2005. – V. 58. – P. 95–122.
213. *Tagami T., Carter A., Hurford A.J.* Natural long term annealing of the zircon fission track system in Vienna Basin deep borehole samples: constraints upon the partial annealing zone and closure temperature // *Chem Geol.* – 1996. – V. 130. – P. 147–157.
214. *Thomson S.N., Gehrels G.E., Ruiz J., Buchwaldt R.* Routine low-damage apatite U-Pb dating using laser ablation–multicollector–ICPMS // *Geochemistry Geophysics Geosystems.* – 2012. – V. 13. – Q0AA21.
215. *Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L.* Data reduction software for LA-ICP-MS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser-ablation-ICPMS in the Earth sciences – principles and applications* // *Mineralogical association of Canada short course series.* – 2001. – V. 29. – P. 239–243.
216. *Van den Haute P., Chambaudet A.* Results of an interlaboratory experiment for the 1988 fission track workshop on a putative apatite standard for internal calibration. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation* // Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements. – 1990. – V. 17. Issue 3. – P. 247-252.
217. *Van der Beek P., Delvaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G.* Early Cretaceous denudation related to convergence tectonics in the Baikal region, SE Siberia // *J. Geol. Soc.* – 1996. – V. 153. – P. 515-523.
218. *Vermeesch P.* RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots // *Radiation Measurements.* – 2009. – V. 44. – P. 409-410.
219. *Vermeesch P.* 2018. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers.* – 2018. – V. 9. – P. 1479-1493.
220. *Vermeesch P; Tian Y.* Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt // *Earth-Science Reviews.* – 2014. – V. 139. – P. 279-290.
221. *Veselovskiy R.V., Pavlov V.E., Petrov P.Yu.* Paleomagnetic Data on the Anabar Uplift and the Uchur-Maya Region and Their Implications for the Paleogeography and Geological Correlation

- of the Riphean of the Siberian Platform // *Izvestiya. Phys. Solid Earth.* – 2009. – V. 45. – P. 545–566.
222. *Veselovskiy R.V., Samsonov A.V., Stepanova A.V., Salnikova E.B., Larionova Y.O., Travin A.V., Arzamastsev A.A., Egorova S.V., Erofeeva K.G., Stifeeva M.V., Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Zakharov V.S.* 1.86 Ga key paleomagnetic pole from the Murmansk craton intrusions – Eastern Murman Sill Province, NE Fennoscandia: Multidisciplinary approach and paleotectonic applications // *Precambrian Research.* – 2019a. – V. 324. – P. 126–145.
223. *Veselovskiy R.V., Thomson S.N., Arzamastsev A.A., Botsyun S., Travin A.V., Yudin D.S., Samsonov A.V., Stepanova A.V.* Thermochronology and exhumation history of the northeastern Fennoscandian shield since 1.9 Ga: evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and apatite fission track data from the Kola Peninsula // *Tectonics.* – 2019b. – V. 38. – P. 2317–2337.
224. *Veselovskiy R.V.; Arató R.; Bagdasaryan T.E.; Samsonov A.V.; Stepanova A.V.; Arzamastsev A.A.; Myshenkova M.S.* New Apatite Fission-Track Data from the Murmansk Craton, NE Fennoscandia: An Echo of Hidden Thermotectonic Events // *Minerals.* – 2020. – V. 10. – P. 1095.
225. *Veselovskiy, R.V., Dubinya, N.V., Ponomarev, A.V., Fokin, I.V., Patonin, A.V., Pasenko, A.M., Fetisova, A.M., Matveev, M.A., Afinogenova, N.A., Rud'ko, D.V., Chistyakova, A.V.* Shared research facilities “Petrophysics, geomechanics and paleomagnetism” of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // *Geodynamics & Tectonophysics.* – 2022. – V. 13. – N. 2. – 0579.
226. *Villa I. M.* Isotopic closure // *Terra Nova.* – 1998. – V. 10. – P. 42–47.
227. *Vyssotski A.N., Vyssotski V.N., Nezhdanov A.A.* Evolution of the West Siberian Basin // *Marine and Petroleum Geology.* – 2006. – V. 23. – P. 93–126.
228. *Wagner G.A. Van den Haute P.* Fission track dating // *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.* – 1992. – P. 285.
229. *Wagner G.A.* Archeological applications of fission-track dating // *Nucl Track Detect.* – 1978. – V. 2. – P. 51.
230. *Wagner G.A.* The geological interpretation of fission track ages // *Transactions of the American Nuclear Society.* – 1972. – V. 15. – P. 117
231. *Waight T.E.* Rb–Sr Geochronology (Igneous Rocks) // In book: *Encyclopedia of Scientific Dating Methods.* – 2013. – P.1-8.
232. *Wang T., Guo L., Zheng Y., Donskaya T., Gladkochub D., Zeng L., Li J., Wang Y., Mazukabzov A.* Timing and processes of late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U–Pb ages from metamorphic core complexes // *Lithos.* – 2012. – V. 154. – P. 315–345.

233. *Westphal M., Gurevitch E.L., Samsonov B.V., Feinberg H., Pozzi J.P.* Magnetostratigraphy of the lower Triassic volcanics from deep drill SG6 in western Siberia: evidence for long-lasting Permo-Triassic volcanic activity // *Geophysical Journal International*. – 1998. – V. 134. – P. 254–266.
234. *Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.S.W., Knight R.J., Siems D.F.* Isotopic and Trace-Element Constraints on Mantle and Crustal Contributions to Siberian Continental Flood Basalts, Noril'sk Area, Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – V. 57 (15). – P. 3677-3704.
235. *Yamada R, Tagami T, Nishimura S, Ito H.* Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study // *Chem Geol (Isotop Geosci Sect)*. – 1995. – V. 104. – P. 251–259
236. *Zaitsev V.A., Elizarov D.V., Bychkova Y.V., Senin V.G., Baynova, T.B.* First Data on the Geochemistry and Age of the Kontay Intrusion in Polar Siberia // *Geochemistry International*. – 2018. – V. 56 (3). – P. 211-225.

## Приложение

**Таблица 1-1.** Данные U-Pb датирования апатита Падунского силла (3-1В) и массива Одихинча (ODIK)

Образец	U ppm	Th/U	Pb*/Pbc	%Pbc	206204	207206	76±%	7/5 ratio	±(%)	6/8 ratio	±(%)	errcorr	6/8 age	±(Ma)	5/7 age	±(Ma)	Systematic ±%	
3-1B-2	1,9	0,57	1,5	45,81	39	0,0735	48,47	0,3994	48,54	0,0394	2,50	0,05	249,10	6,11	341,21	141,57	2,14	
3-1B-4	2,6	2,06	1,4	45,78	39	0,0579	38,08	0,2908	38,17	0,0364	2,61	0,07	230,71	5,91	259,15	87,52	2,14	
3-1B-6	2,1	0,59	1,5	44,17	41	0,0623	55,46	0,3262	55,58	0,0380	3,56	0,06	240,19	8,39	286,63	139,67	2,01	
3-1B-7	1,6	0,55	1,2	49,99	36	0,0618	121,48	0,3312	121,71	0,0389	7,46	0,06	245,88	17,99	290,46	317,40	2,52	
3-1B-10	2,3	0,63	1,7	42,13	43	0,0381	99,10	0,2023	99,17	0,0385	3,63	0,04	243,73	8,67	187,07	171,02	1,85	
3-1B-11	2,0	0,58	1,5	44,97	40	0,0480	91,86	0,2565	91,93	0,0387	3,53	0,04	245,00	8,49	231,86	192,84	2,07	
3-1B-12	2,2	0,58	1,5	44,94	40	0,0236	133,94	0,1243	133,97	0,0381	2,59	0,02	241,33	6,12	118,96	151,50	2,07	
3-1B-13	1,8	0,57	1,3	46,76	38	0,0685	98,35	0,3976	98,50	0,0421	5,54	0,06	265,81	14,43	339,94	292,38	2,22	
3-1B-14	1,7	0,57	1,4	47,73	38	0,0603	68,85	0,3174	69,00	0,0382	4,65	0,07	241,62	11,02	279,93	170,41	2,31	
3-1B-17	2,1	0,61	1,3	48,83	37	0,1016	55,79	0,5213	56,00	0,0372	4,76	0,09	235,43	11,01	426,01	197,28	2,41	
3-1B-18	1,8	0,54	1,2	50,19	36	0,0481	90,46	0,2467	90,56	0,0372	4,42	0,05	235,27	10,22	223,91	183,97	2,54	
3-1B-19	2,3	0,60	1,6	43,11	42	0,0411	95,50	0,2164	95,55	0,0382	3,08	0,03	241,55	7,30	198,91	174,29	1,92	
3-1B-20	1,7	0,56	1,3	47,88	37	0,0800	83,29	0,4414	83,43	0,0400	4,78	0,06	253,05	11,85	371,23	265,30	2,32	
3-1B-21	1,9	0,57	1,4	47,91	38	0,0617	41,66	0,3256	41,72	0,0383	2,38	0,06	242,30	5,66	286,24	104,44	2,32	
3-1B-22	2,1	0,58	1,5	45,59	40	0,0428	87,79	0,2200	87,83	0,0373	2,52	0,03	236,14	5,85	201,90	162,18	2,12	
3-1B-25	1,8	0,57	1,3	47,79	38	0,0372	120,91	0,1907	120,94	0,0372	2,67	0,02	235,30	6,16	177,24	199,21	2,31	
3-1B-26	2,7	0,60	1,5	44,33	41	0,0602	49,61	0,3218	49,70	0,0388	3,04	0,06	245,35	7,31	283,32	123,48	2,02	
																	% <sup>1</sup> sigma	2,19
																	% <sup>2</sup> sigma	4,39
ODIK1	2,3	4,17	0,6	69,48	25	0,0438	96,98	0,2624	97,04	0,0434	3,33	0,03	274,10	8,94	236,63	207,67	5,70	
ODIK3	2,4	3,59	0,7	67,37	26	0,0746	59,30	0,4319	59,39	0,0420	3,26	0,05	265,25	8,48	364,50	183,88	5,17	
ODIK5	3,3	2,49	0,8	61,74	28	0,0758	59,22	0,4748	59,36	0,0454	4,09	0,07	286,32	11,46	394,47	196,45	4,05	
ODIK6	3,1	3,28	0,7	66,53	26	0,0446	115,15	0,2609	115,26	0,0424	4,95	0,04	267,77	12,99	235,41	246,93	4,98	

ODIK10A	3,7	3,00	0,8	63,95	27	0,0614	54,10	0,3427	54,18	0,0404	2,93	0,05	255,60	7,34	299,20	141,31	4,45	
ODIK11	2,6	3,92	0,6	70,38	24	0,0578	108,53	0,3143	108,58	0,0394	3,37	0,03	249,32	8,25	277,54	269,86	5,95	
ODIK12	4,6	2,97	0,8	64,49	27	0,0241	193,10	0,1258	193,15	0,0379	4,19	0,02	239,53	9,85	120,30	222,62	4,55	
ODIK15	2,9	3,20	0,7	66,43	26	0,0850	40,18	0,5267	40,28	0,0450	2,77	0,07	283,54	7,69	429,60	142,00	4,96	
ODIK17	2,7	5,51	0,6	70,24	24	0,0305	166,29	0,1766	166,33	0,0421	3,98	0,02	265,53	10,35	165,13	258,97	5,91	
ODIK18	1,8	5,41	0,6	72,99	23	0,0696	99,85	0,4091	99,97	0,0426	4,82	0,05	269,08	12,70	348,23	303,42	6,77	
ODIK19	2,9	3,65	0,6	69,66	24	0,0659	60,68	0,3916	60,73	0,0431	2,61	0,04	271,84	6,94	335,55	175,25	5,75	
ODIK20	3,0	3,08	0,7	68,62	25	0,0299	217,74	0,1800	217,82	0,0436	6,08	0,03	275,24	16,37	168,09	350,76	5,48	
ODIK22	3,9	1,72	0,9	60,84	29	0,0453	61,23	0,2773	61,30	0,0444	2,81	0,05	280,33	7,70	248,52	135,93	3,90	
ODIK23	2,0	4,76	0,6	71,99	24	0,0457	168,16	0,2439	168,29	0,0387	6,56	0,04	244,95	15,77	221,57	348,01	6,43	
ODIK24	2,5	3,79	0,6	70,85	24	0,0370	125,62	0,2207	125,66	0,0433	3,09	0,02	273,29	8,28	202,45	234,75	6,09	
ODIK25	3,3	3,37	0,8	64,27	27	0,0292	226,24	0,1519	226,29	0,0377	4,57	0,02	238,63	10,71	143,54	312,41	4,51	
																	% 1 sigma	5,29
																	% 2 sigma	10,58

Таблица 1-2. Результаты Rb-Sr датирования

Массив	Проба	wt, g	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$ , %	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$ , %	$\pm 2\sigma$ , abs.
Маган	935 Phlg	0.12922	256	88	8.39580	0.378	0.732843	0.0022	0.000016
	935 Px	0.02550	4.02	664	0.01753	0.121	0.703882	0.0008	0.000006
	935 Ap	0.03378	1.18	6152	0.00055	0.212	0.703861	0.0011	0.000008
Ессей	E126 wr	0.11905	48.9	2539	0.05571	0.262	0.703466	0.0005	0.000004
	E126 Phlg	0.05628	312	323	2.79770	0.393	0.712956	0.0015	0.000011
	E126 Ap	0.04987	11.6	3401	0.00983	0.163	0.703304	0.0005	0.000004
	E126 Carb	0.17659	0.46	2722	0.00049	0.751	0.703297	0.0009	0.000006
Одихинча	Ox-02-055 Phlg	0.08827	175	249	2.03235	0.234	0.710917	0.0009	0.000006
	Ox-02-055 Calc	0.10113	0.005	9373	0.000001	1.983	0.703455	0.0007	0.000005
	Ox-02-055 Ap+Py	0.14130	2.12	1533	0.00400	0.189	0.703472	0.0007	0.000005

Таблица 1-3. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования

T°C	t, m in	$^{40}\text{Ar}$ , $10^{-9}$ cm <sup>3</sup> STP	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возр аст, Ma	$\pm 1\sigma$
<b>M2003-631 mica (59.88 mg)</b>														
<b>J=0.004468±0.000052</b>														
700	10	3,6	15,0	1,255	0,354	0,03350	24,87	1,92	0,0084	0,02951	89,5	0,5	98,0	67,2
800	10	136,7	34,4	0,066	0,028	0,00107	0,87	0,12	0,0054	0,00165	3,1	8,0	246,6	4,4
900	10	201,7	34,2	0,081	0,018	0,00029	0,30	0,10	0,0006	0,00228	1,1	19,3	255,1	5,5
1000	10	446,6	33,6	0,025	0,016	0,00047	0,09	0,03	0,0005	0,00072	0,3	44,7	251,4	3,1
1075	10	288,4	33,8	0,051	0,020	0,00038	0,33	0,08	0,0003	0,00147	1,2	61,0	253,0	4,1
1150	10	277,5	34,5	0,038	0,016	0,00010	0,12	0,04	0,00001	0,00100	0,4	76,3	258,5	3,5
1200	10	426,6	34,4	0,067	0,018	0,00063	0,20	0,06	0,0005	0,00157	0,7	100,0	257,1	4,3
<b>Ox-02-055 mica (51.6 mg)</b>														
<b>J=0.004500±0.000053</b>														
810	10	31,8	57,7	1,358	0,438	0,01784	23,93	0,82	0,1713	0,02393	86,1	0,9	56,3	54,9
930	10	197,0	54,2	0,140	0,089	0,00107	3,01	0,09	0,0617	0,00244	10,8	7,2	270,7	5,9
1040	10	594,7	37,7	0,041	0,018	0,00030	0,17	0,04	0,0050	0,00106	0,6	34,4	272,5	3,7
1110	10	423,1	36,5	0,082	0,017	0,00021	0,21	0,04	0,0049	0,00191	0,7	54,4	264,2	4,9
1160	10	361,9	35,9	0,021	0,017	0,00022	0,23	0,04	0,0029	0,00037	0,8	71,8	263,8	3,0
1220	10	456,5	35,7	0,039	0,017	0,00042	0,08	0,05	0,0016	0,0011	0,3	93,9	265,2	3,7
1240	10	128,2	36,0	0,062	0,024	0,00050	0,80	0,11	0,0004	0,00172	2,9	100,0	270,2	4,6

Таблица 1-4. Средние химические составы апатита из интрузий Сибирской траптовой провинции

	Норильск-1		Падунский силл	Контайская интрузия		Одихинча	Ессей	Маган
	3596	3598	3-1B	G-32-1051,9	G-32-950,7	Ox-55-1	E-206-332.3	M-371 144
	8	18	17	37	14	10	7	7
	Вес. %							
CaO	52.46 49.70- 54.65	54.14 52.47- 55.90	52.61 50.07-54.65	53.17 51.41-55.08	52.83 50.88- 54.42	52.44 49.90-56.00	53.23 51.90- 54.79	51.99 47.02-53.96
SrO			0.21	0.30	0.32	0.82	0.47	0.55



			0.00-0.30	0.20-0.42	0.00-0.54	0.63-1.03	0.38-0.62	0.48-0.74
Na <sub>2</sub> O			0.06 0.00-0.13	0.09 0.00-0.17	0.12 0.06-0.20	0.09 0.00-0.22	0.11 0.08-0.14	0.21 0.14-0.44
FeO	0.34 0.00-0.85	0.52 0.00-0.85	0.56 0.46-0.95	0.37 0.24-0.55	0.50 0.24-1.95	0.08 0.00-0.69	0.01 0.00-0.03	0.00 0.00-0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	42.18 40.97- 43.24	43.49 41.93- 45.32	40.23 37.64-42.18	40.66 38.47-44.29	40.14 37.07- 43.13	40.01 36.37-43.29	40.51 39.24- 42.22	39.71 36.18-42.90
SiO <sub>2</sub>	0.79 0.00-1.50	0.80 0.00-1.84	0.55 0.38-0.71	0.47 0.35-0.73	0.49 0.35-1.10	0.57 0.29-0.92	0.16 0.11-0.21	0.19 0.11-0.24
Cl	<b>0.66</b> <b>0.61-0.79</b>	<b>0.79</b> <b>0.52-1.53</b>	<b>0.29</b> <b>0.13-0.38</b>	<b>0.35</b> <b>0.21-1.05</b>	<b>0.51</b> <b>0.23-0.88</b>	<b>0.00</b> <b>0.00-0.00</b>	<b>0.00</b> <b>0.00-0.02</b>	<b>0.01</b> <b>0.00-0.04</b>
F	3.77 2.43-4.51	3.67 2.67-4.42	4.30 3.52-4.95	3.83 2.74-4.51	3.08 2.11-3.60	2.82 2.38-3.48	1.83 1.60-1.94	1.81 1.32-2.09
Total	96.43	99.74	99.54	94.73	98.67	97.65	96.63	94.73
-O=F2	94.69	98.01	97.66	93.12	97.26	96.46	95.86	93.97

**Таблица 1-5.** Средний химический состав апатита из изученных пород кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Непско-Ботубинской антеклизы (вес. %).

	<b>O48-9A</b>	<b>O48-9B</b>	<b>O48-11</b>	<b>P48-3A</b>	<b>P48-3B</b>	<b>P49-19</b>	<b>P49-20</b>	<b>P49-21</b>	<b>P49-22</b>
Количество измерений	61	97	67	13	57	101	39	76	99
O	40.20 (39.03- 40.91)	39.13 (38.54- 39.55)	40.03 (39.13- 40.75)	38.90 (32.73- 39.99)	39.96 (39.05- 40.26)	39.05 (38.13- 44.09)	39.61 (39.03- 40.04)	40.13 (39.32- 40.75)	39.23 (31.91- 40.78)
F	3.53 (3.03- 3.82)	3.69 (3.22- 4.06)	3.95 (3.37- 4.52)	2.99 (1.48- 3.37)	3.27 (2.87- 3.61)	3.14 (2.81- 3.43)	3.75 (3.53- 4.00)	3.81 (3.51- 4.11)	3.39 (2.77- 4.10)
Na	0.10 (0.1-0.1)	0.11 (0.10- 0.12)	0.23 (0.10- 0.35)	0.10 (0.10- 0.10)	0.07 (0.00- 0.14)	-	-	-	0.05 (0.00- 0.09)
Si	0.11 (0.10- 0.11)	0.10 (0.08- 0.12)	0.14 (0.11- 0.16)	0.19 (0.14- 0.23)	0.17 (0.10- 0.23)	0.19 (0.10- 0.28)	0.28 (0.12- 0.43)	0.36 (0.14- 0.57)	0.17 (0.11- 0.23)
P	18.07 (17.51- 18.41)	17.43 (17.08- 17.63)	17.92 (17.57- 18.33)	17.28 (13.50- 17.90)	17.96 (17.39- 18.15)	17.43 (16.81- 19.84)	17.5 (17.07- 17.72)	17.71 (17.08- 18.16)	17.49 (14.23- 18.16)
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	38.32 (37.75- 38.99)	37.48 (37.12- 38.03)	37.92 (36.81- 38.53)	37.97 (36.15- 38.57)	38.33 (37.81- 38.70)	37.97 (37.25- 42.50)	37.97 (37.40- 38.45)	38.49 (37.46- 38.92)	37.80 (30.56- 39.19)
Sc	0.31 (0.29- 0.32)	0.30 (0.25- 0.35)	0.30 (0.24- 0.35)	0.31 (0.28- 0.34)	0.335 (0.30- 0.37)	0.33 (0.29- 0.36)	0.17 (0.00- 0.33)	0.32 (0.24- 0.39)	0.26 (0.21- 0.31)
Mn	0.29 (0.12- 0.45)	0.29 (0.12- 0.46)	-	-	-	0.13 (0.12- 0.14)	-	-	0.13 (0.09- 0.17)

Fe	0.13 (0.11- 0.15)	0.14 (0.11- 0.17)	0.21 (0.12- 0.30)	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	0.12 (0.00- 0.23)
La	-	-	-	-	-	-	-	0.19 (0.00- 0.37)	-
Ce	-	-	-	-	-	-	0.47 (0.38- 0.55)	0.44 (0.24- 0.64)	-
Nd	-	-	-	-	-	-	0.40 (0.36- 0.43)	0.36 (0.27- 0.45)	-
Eu	0.29 (0.29- 0.29)	-	-	-	-	0.16 (0.00- 0.31)	-	-	-
Bcero	100.39	98.07	100.04	97.33	99.62	97.31	99.14	100.47	98.06

**Таблица 1-6.** Параметры моделирования термальной истории в программе HeFTy

Термохронологические данные	
AFT, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , U-Pb, Rb-Sr	= Термохронометры, используемые для моделирования
<u>Обработка данных, неопределенности и другие относительные ограничения</u>	
AFT Data	
Кинетический параметр	Диаметр трека (Dраг, мкм)
Начальная длина треков	16.3
Стандарт уменьшения длины трека	0.893
Травление	5.5 М
Дополнительная геологическая информация	
<u>Допущение</u>	<u>Объяснение</u>
Современная температура задается от 0 до 25 °C	Температуры 0-25°C на основе современного геотермального атласа Сибири в зависимости от глубины отбора проб (Дучков и др., 2013, <a href="http://sibgeotherm.ipgg.sbras.ru">http://sibgeotherm.ipgg.sbras.ru</a> )
Смоделированные высоты, заданные в соответствии с высотой/глубиной образца	
Моделирование начинается при температурах 130°C для интрузий Сибирской трапповой провинции и 250°C для пород кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Непско-Ботубобинской антеклизы	Мы используем трековые определения с учетом ошибки определения и соответствующе температуры полного отжига треков в апатите (>120°C)
Специфичные параметры моделирования	
Модель отжига треков	Ketcham et al., 2007
Версия программного обеспечения	HeFTy v 1.8.3
Критерии согласия	Критерий согласия Кёйпера
Использовалось ли облучение Cf	Нет
Смоделированы проецированные длин треков	Да

**Таблица 1-7.** Теплофизические параметры, использованные при компьютерном моделировании

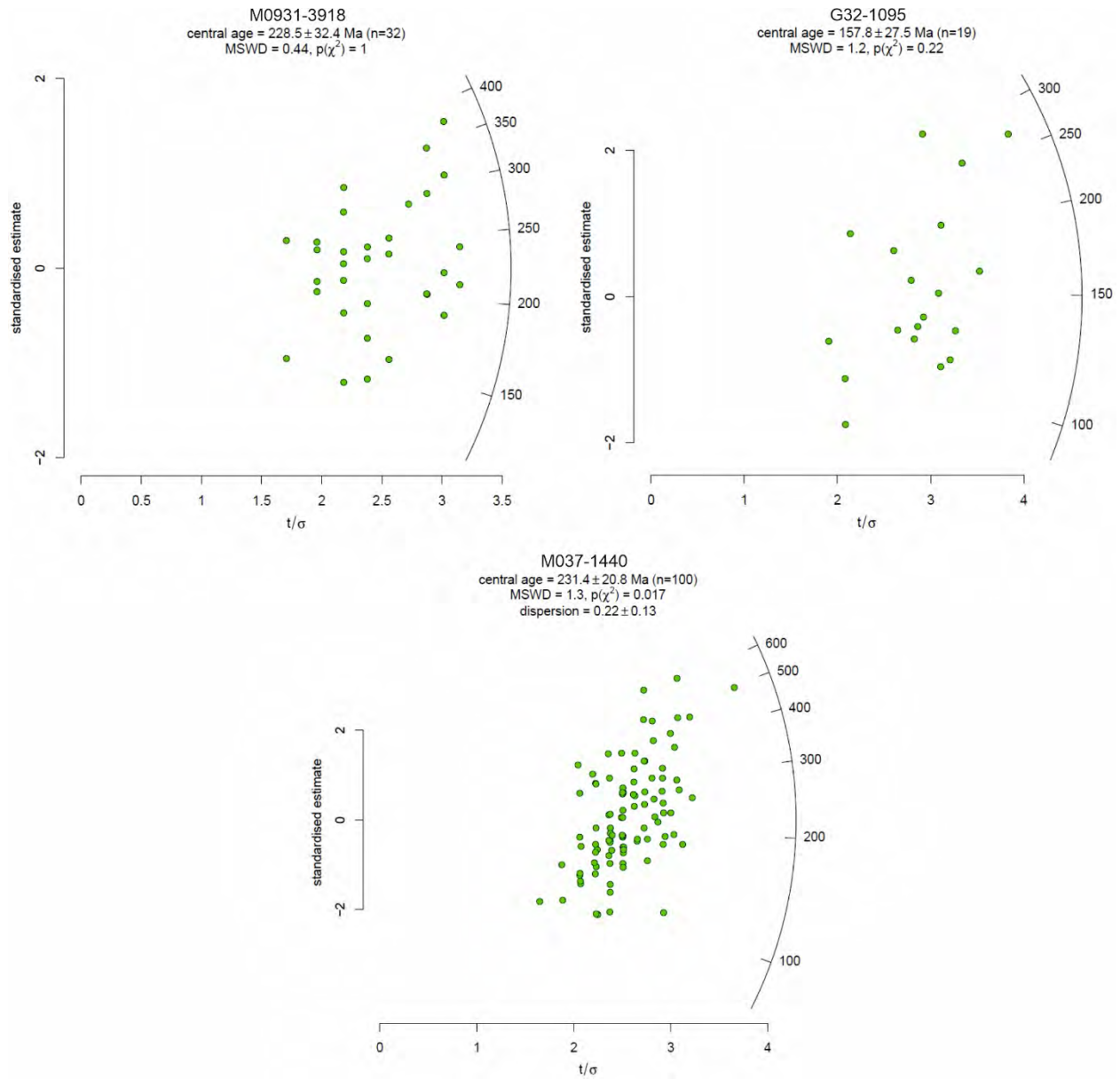
Параметр	Интрузия	Вмещающие породы			
		Базальт	Песчаник	Карбонат	Гранит
Удельная теплоемкость, Дж/(кг·К)	900 [1]	1110 [2]	900 [2]	1090 [2]	800 [1, 2]
Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К)	4 [4]	2.5 [4]	2 [2]	3.3 [2]	2.4 [2]
Плотность, кг/м <sup>3</sup>	3300 [2]	3000 [2]	2500 [2]	2800 [2]	2700 [2]
Удельная теплота плавления, Дж/кг	730000 [3]	550000 [4]	550000 [4]	550000 [4]	310000 [4]
Солидус, °C	1400 [2, 4]	1000 [2, 4]	1500 [2, 4]	1500 [2, 4]	850 [5]

Примечание. Данные взяты из следующих источников: 1 - [Petrunin, Popov, 2011]; 2 - [Dortman, 1984]; 3 - [Settle, 1979]; 4 - [Ahrens, 1995]; 5 - [Leitch, Weinberg, 2002].

**Таблица 1-8.** Параметры настроек оборудования LA-ICP-MS для трекового датирования апатита

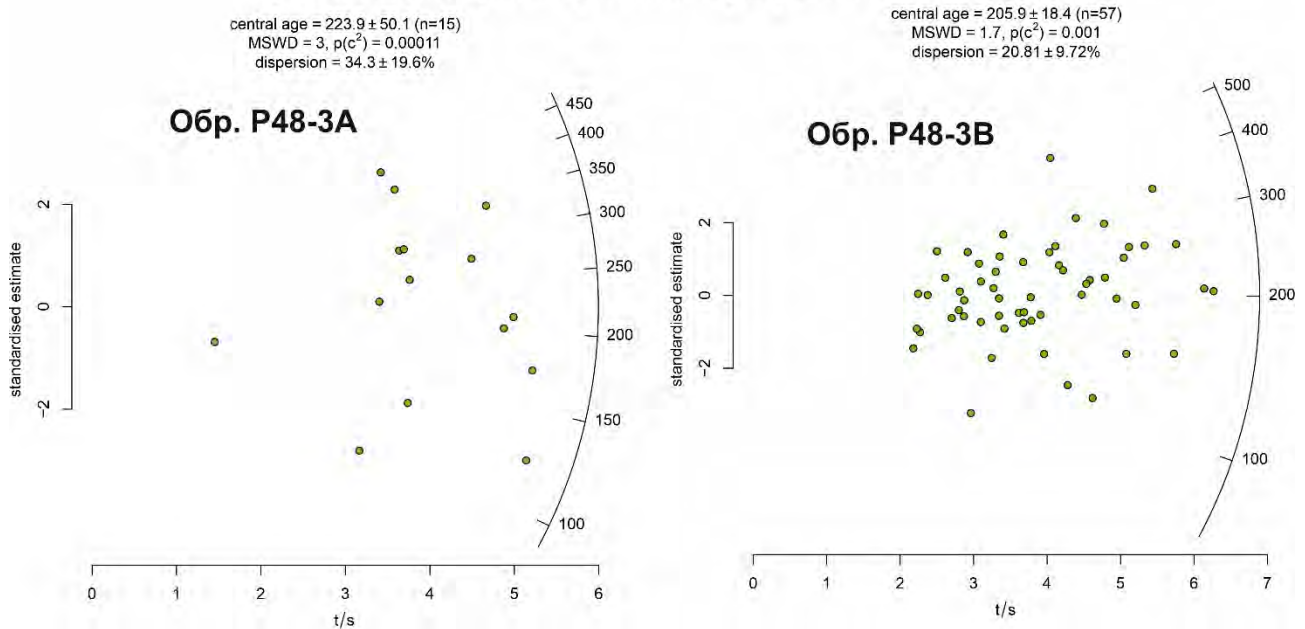
Лазерная абляция	
Тип лазера	Nd-YAG
Производитель / модель	New Wave Research / UP-213
Длина волны излучения	213 нм
Размер пучка излучения	40 мкм
Частота импульсов	10 Гц
Время прогрева лазера	20 с
Время лазерного испарения	30 с
Время продувки лазерной камеры	30 с
Масс-спектрометр	
Тип масс-спектрометра	Магнитно-секторный
Производитель / модель	Thermo Scientific / Element XR
Энергия ионизации	1175 Вт
Газовые потоки:	
Охлаждающий (Ar)	16 л/мин
Вспомогательный (Ar)	1.2 л/мин
Транспортный (He)	1.2 л/мин
Пробоподающий (Ar)	0.9 л/мин
Разрешение	Низкое
Режим сканирования	E-scan
Мертвое время детектора (Dead Time)	22 нс
Метод измерения:	
Измеряемые массы (изотопы)	$^{34}\text{S}$ , $^{35}\text{Cl}$ , $^{43}\text{Ca}$ , $^{55}\text{Mn}$ , $^{137}\text{Ba}$ , $^{139}\text{La}$ , $^{140}\text{Ce}$ , $^{141}\text{Pr}$ , $^{146}\text{Nd}$ , $^{147}\text{Sm}$ , $^{153}\text{Eu}$ , $^{157}\text{Gd}$ , $^{159}\text{Tb}$ , $^{163}\text{Dy}$ , $^{165}\text{Ho}$ , $^{166}\text{Er}$ , $^{169}\text{Tm}$ , $^{172}\text{Yb}$ , $^{175}\text{Lu}$ , $^{206}\text{Pb}$ , $^{208}\text{Pb}$ , $^{232}\text{Th}$ , $^{238}\text{U}$
Режим регистрации сигналов	Тройной (triple) режим – для масс 34 и 43, режим счета (Counting) – для других масс
Окно сканирования массы (Mass Windows)	4% – для $^{43}\text{Ca}$ и $^{238}\text{U}$ ; 2% – для остальных масс
Время задержки магнита (Settling Time)	0.1 с – для $^{34}\text{S}$ ; 0.01 с – для $^{55}\text{Mn}$ , $^{137}\text{Ba}$ , $^{206}\text{Pb}$ ; 0.001 с – для других массы
Время измерения (Sample Time)	0.001 с для всех масс;
Количество сигналов в пике (Samples Per Peak)	100 – для каждой массы
Способ интегрирования сигнала (Integration Type)	Среднеарифметический
Количество сканирований при одном измерении (Runs)	400
Общее время сканирования	1 мин 20 с

**Рисунок 1-1.** Радиальные графики, иллюстрирующие зависимость LA-ICP-MS трекового возраста апатита из интрузий Сибирской трапповой провинции (радиальная ось) от относительной погрешности (горизонтальная ось). Все погрешности приведены на уровне  $2\sigma$ . Графики построены с использованием IsoplotR (Vermeesch, 2018).

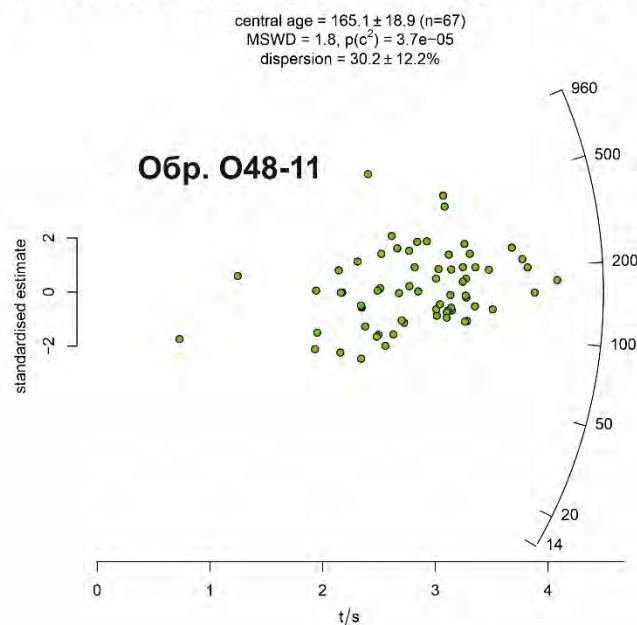


**Рисунок 1-2.** Радиальные графики, иллюстрирующие зависимость LA-ICP-MS трекового возраста апатита из пород фундамента Сибирской платформы в районе Непско-Ботуобинской антеклизы (радиальная ось) от относительной погрешности (горизонтальная ось). Все погрешности приведены на уровне  $2\sigma$ . Графики построены с использованием IsoplotR (Vermeesch, 2018).

**(1) Поздний триас - ранняя юра (231-179 млн лет)**



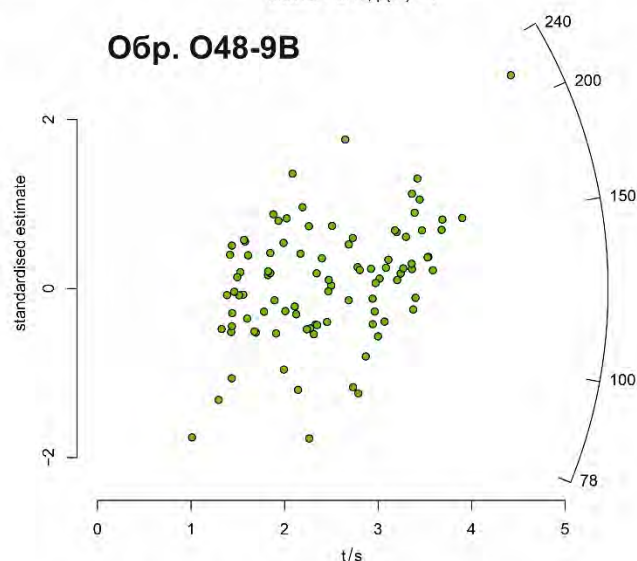
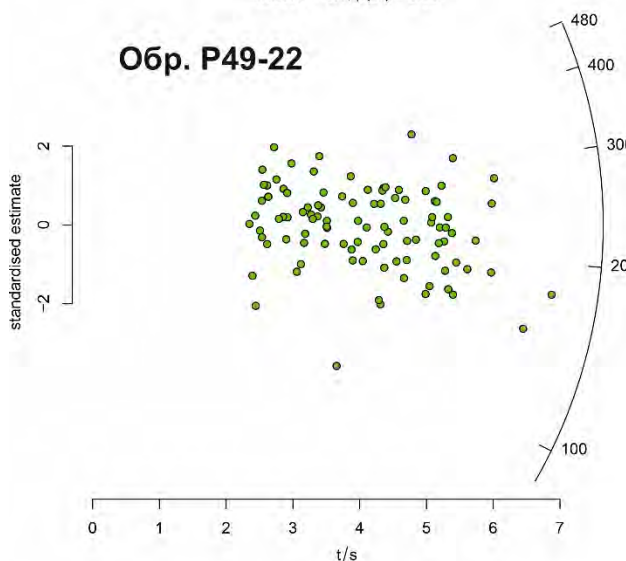
**(2) Конец поздней юры - ранний мел (150-121 млн лет)**



**(1) Поздний триас - ранняя юра (231-179 млн лет)**

central age =  $224.2 \pm 11.2$  (n=100)  
MSWD = 1.1,  $p(c^2) = 0.33$

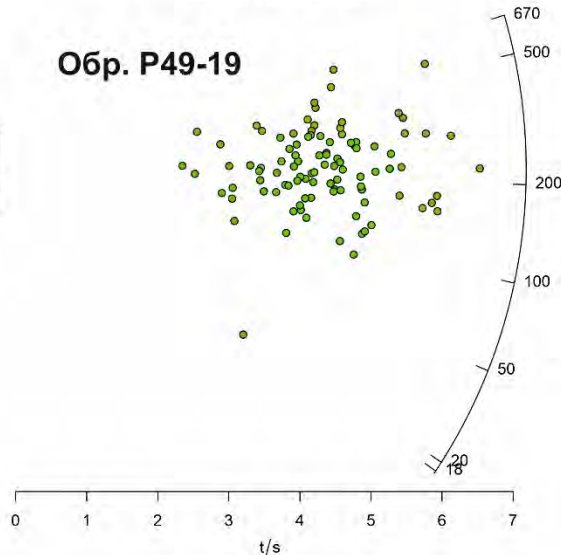
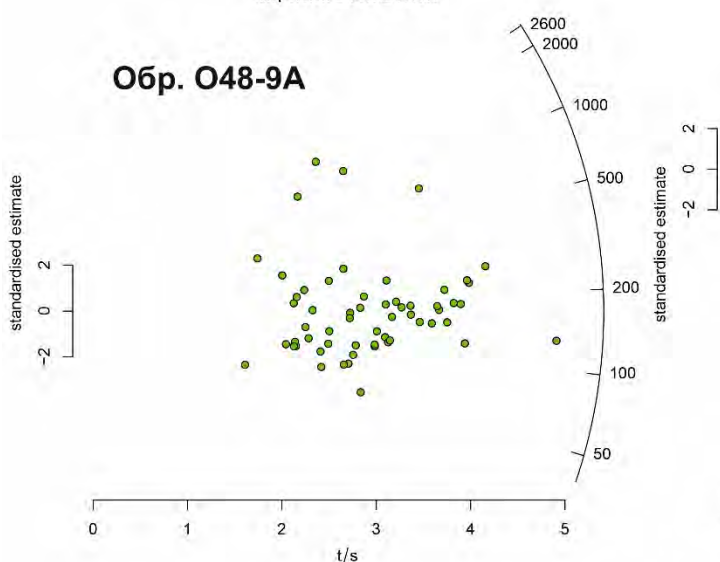
central age =  $131.2 \pm 10.5$  (n=95)  
MSWD = 0.47,  $p(c^2) = 1$



**(2) Конец поздней юры - ранний мел (150-121 млн лет)**

central age =  $168.0 \pm 32.4$  (n=58)  
MSWD = 4,  $p(c^2) = 0$   
dispersion =  $63.9 \pm 15.6\%$

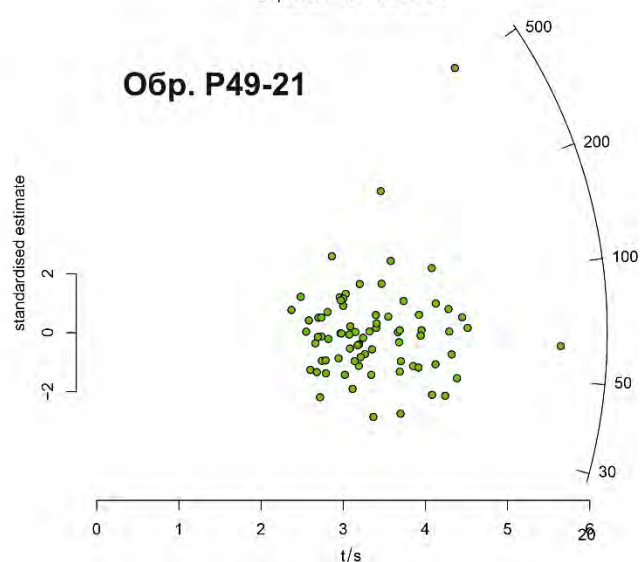
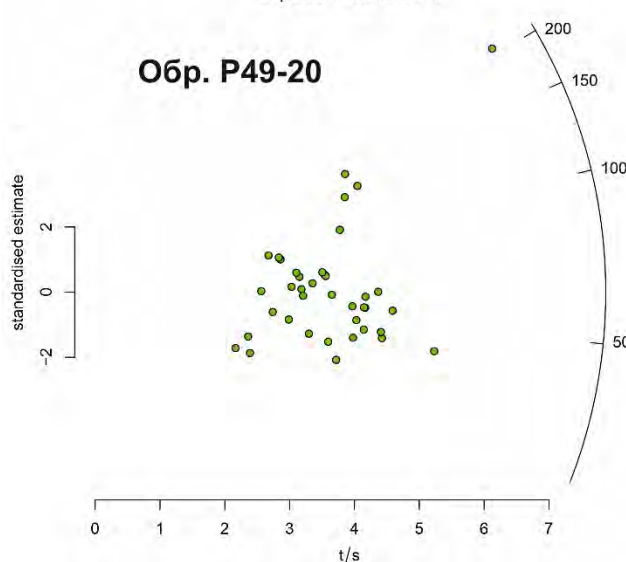
central age =  $223.6 \pm 20.2$  (n=101)  
MSWD = 3.8,  $p(c^2) = 0$   
dispersion =  $38.67 \pm 7.48\%$



**(3) Палеоцен (65-59 млн лет)**

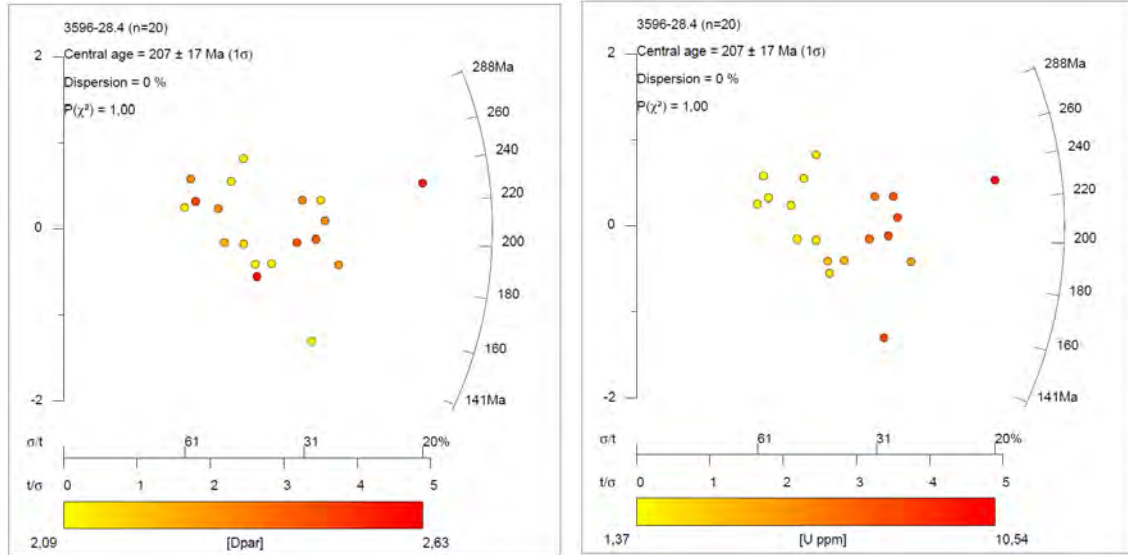
central age =  $62.62 \pm 9.18$  (n=39)  
MSWD = 3.3,  $p(c^2) = 4.4e-11$   
dispersion =  $35.7 \pm 13.1\%$

central age =  $66.76 \pm 7.21$  (n=76)  
MSWD = 2.7,  $p(c^2) = 3.5e-13$   
dispersion =  $36.06 \pm 9.88\%$

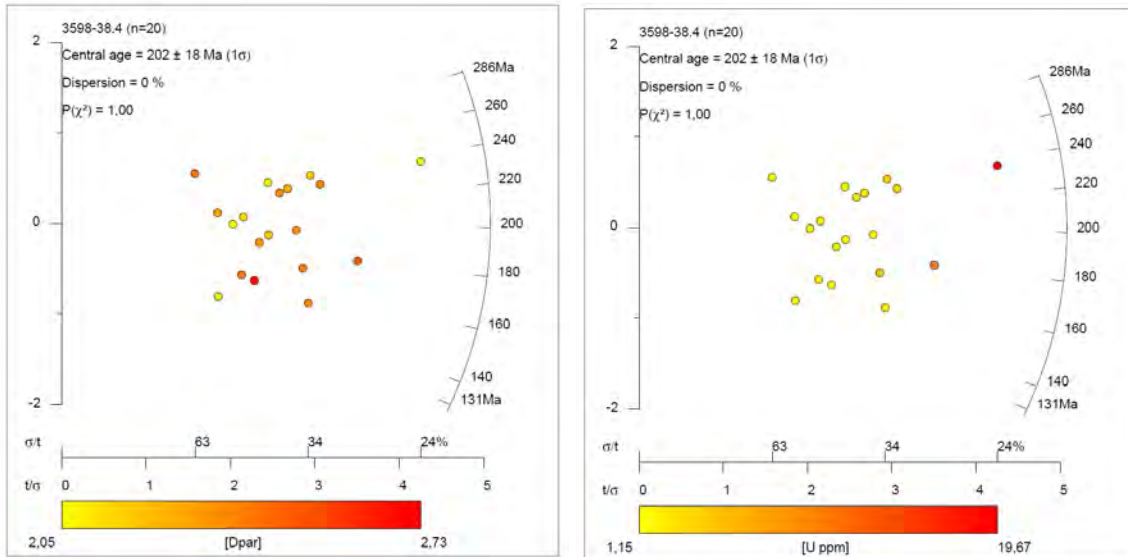


**Рисунок 1-3.** Радиальные графики, иллюстрирующие зависимость трекового возраста апатита (метод внешнего детектора, EDM) (радиальная ось) от относительной погрешности (горизонтальная ось). Все погрешности приведены на уровне  $2\sigma$ . Графики построены с использованием IsoplotR (Vermeesch, 2018).

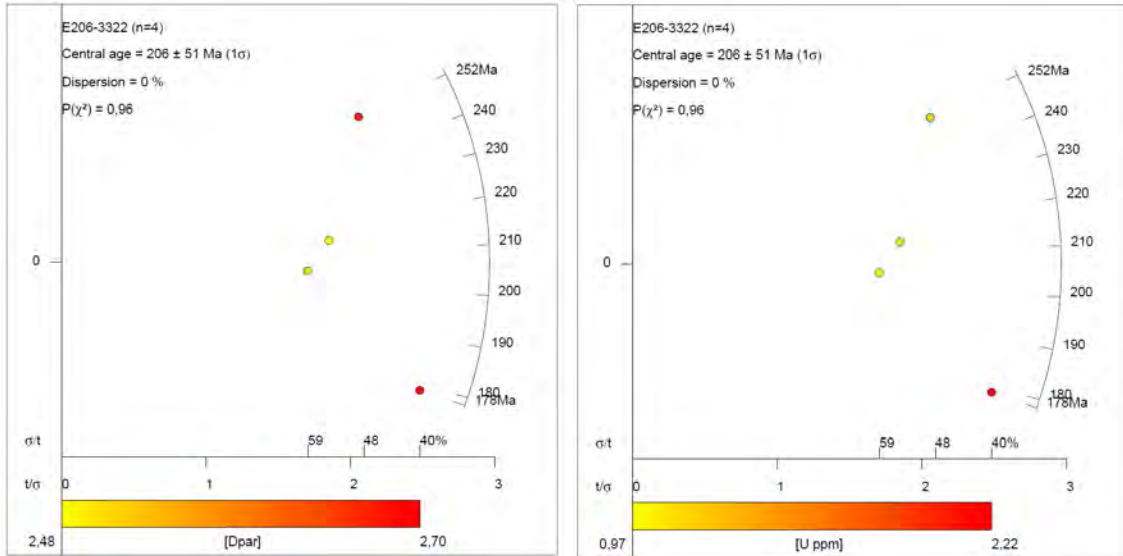
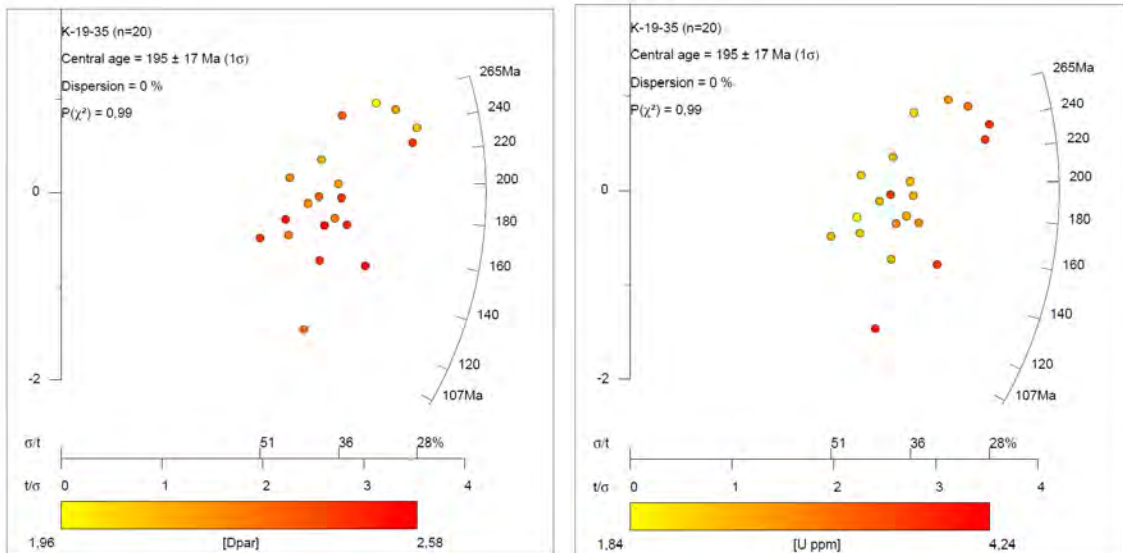
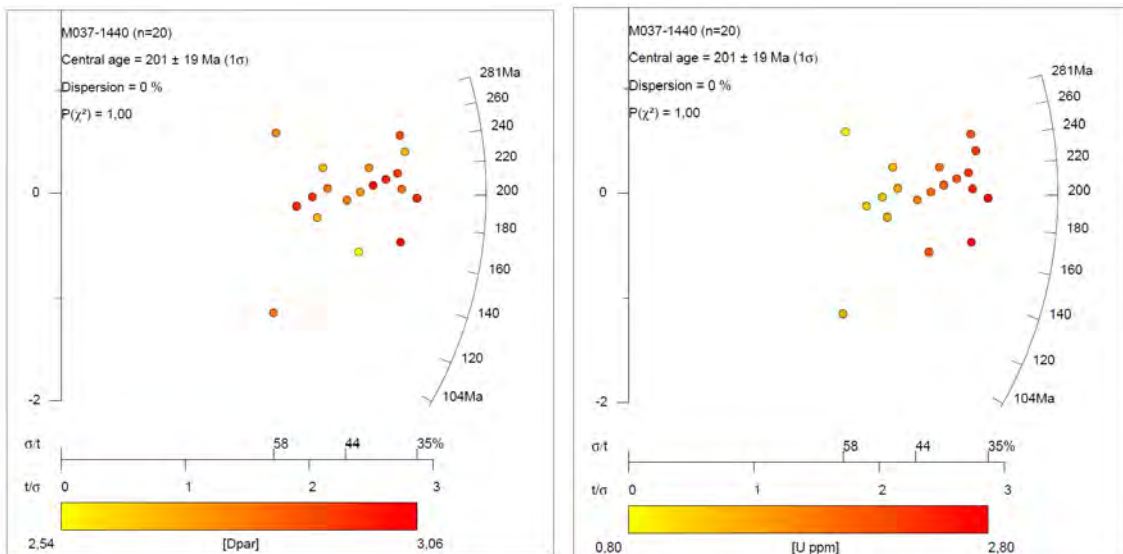
3596-28.4 (Норильск-1):

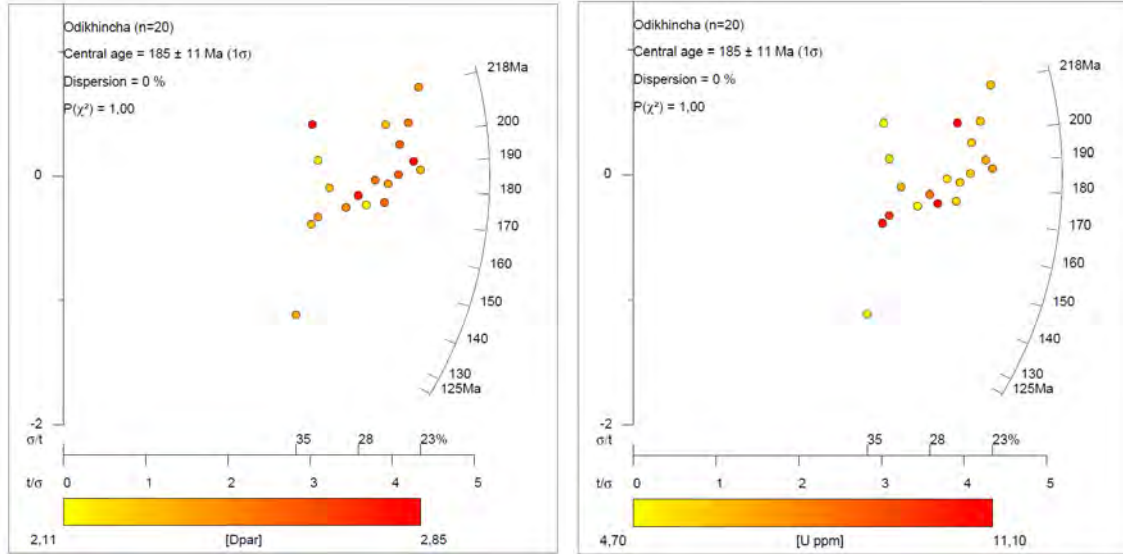
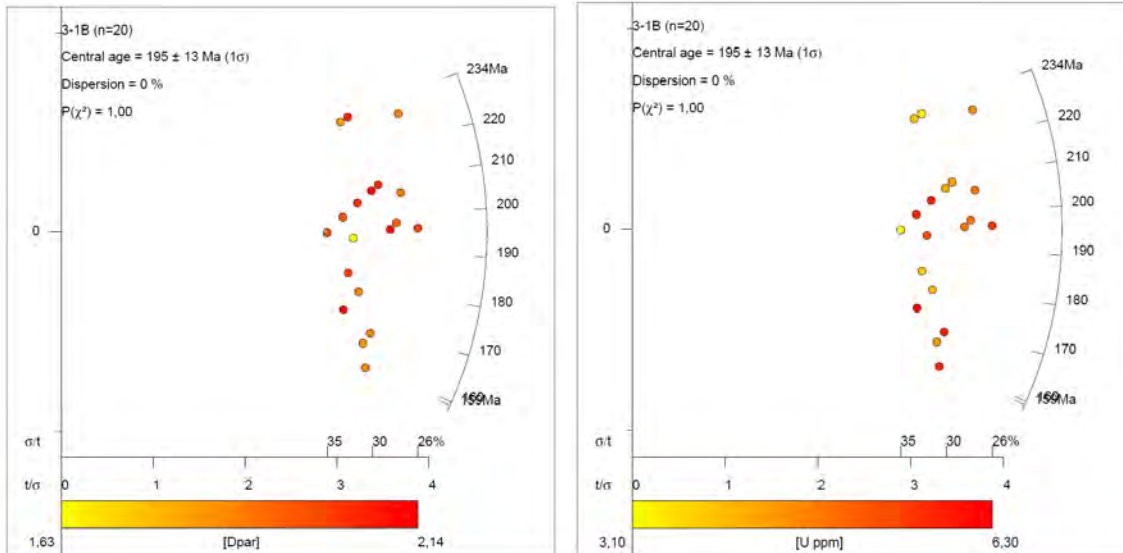
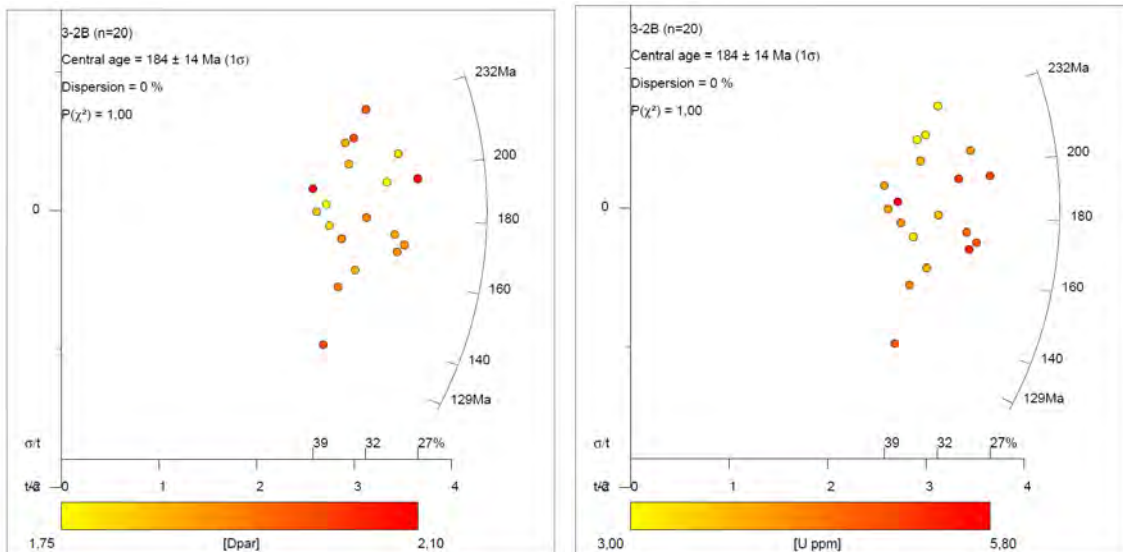


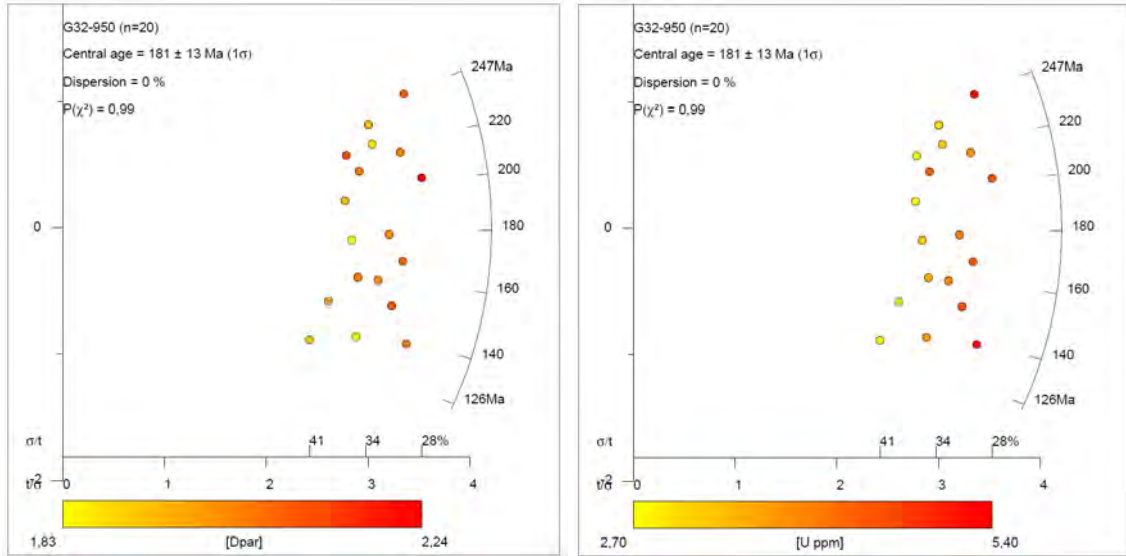
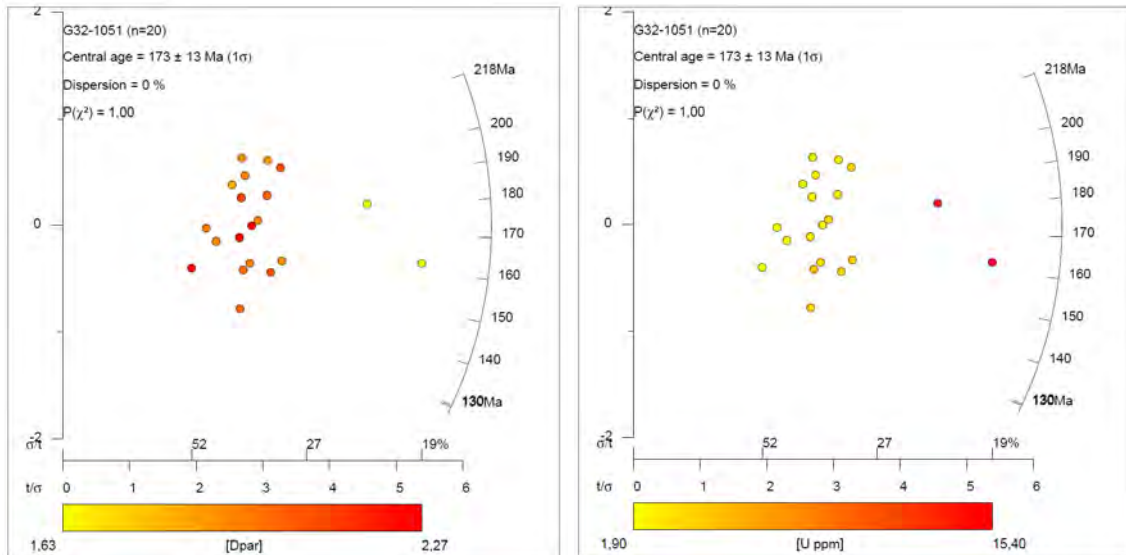
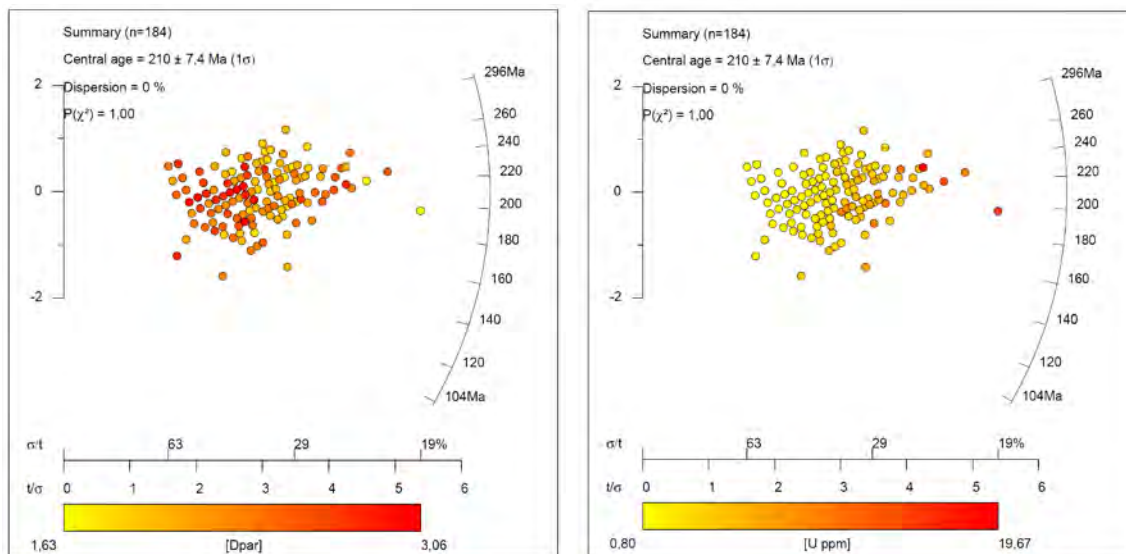
3598-38.4 (Норильск-1):





E206-3322 (Ессей):Образец К-19-35 (Котуйская дайка):M037-1440 (массив Маган):

Odikhincha (массив Одихинча):3-1B (Падунский силл):3-2B (Падунский силл):

G32-950 (Контайская интрузия):G32-1051 (Контайская интрузия):Все пробы:

## Алгоритм настройки магнитного секторного масс-спектрометра для трекового датирования апатита с использованием LA-ICP-MS.

1. Настройка параметров масс-спектрометрического исследования проводится на стекле NIST-610 или NIST-612. Выбор стекла-стандарта определяется качеством испарения вещества при выбранных параметрах. Если во время настроек прибора выбор стекла меняется, то процедура настройки масс-спектрометра проводится сначала.
2. Настройки производятся при условии  $\text{Th}/\text{U} \approx 1$ ,  $\text{ThO}/\text{Th} < 0.15\%$ , для этого необходимо выполнить шаги 2.1 и 2.2. В некоторых случаях это может занять долгое время. Также стоит иметь в виду, что указанные параметры могут меняться между сессиями, что требует проверки и настройки сигнала перед каждой сессией.
  - 2.1. Подбирается мощность лазера для оптимального испарения стекла и апатита. На данном этапе необходимо добиться, в первую очередь, достаточного уровня сигнала  $^{238}\text{U}$ ,  $^{43}\text{Ca}$  (или  $^{44}\text{Ca}$ ),  $^{232}\text{Th}$ , а также других анализируемых изотопов. При этом важно следить, чтобы небольшие зерна апатита не вылетали из эпоксидной шашки и испарялись равномерно.
  - 2.2. Настраиваются газовые потоки – «транспортный» и «пробоподающий» (Additional 1 и Gas Flows, соответственно) – таким образом, чтобы не было перегрузки на детекторе (электронный умножитель), а сигнал был бы достаточен.
3. Важно помнить, что в случае наличия примеси криптона в газе и интерференционном наложении этого элемента на интересующий нас изотоп  $^{43}\text{Ca}$ , в качестве внутреннего стандарта можно выбрать  $^{44}\text{Ca}$ .
4. Наибольшее время анализа выбирается для  $^{43}\text{Ca}$  и  $^{238}\text{U}$ .
5. Также при выполнении трекового датирования на магнитном секторном масс-спектрометре необходимо подбирать анализируемые элементы так, чтобы на наиболее интересные при анализе изотопы (особенно для  $^{43}\text{Ca}$  и  $^{238}\text{U}$ ) время задержки магнита (Settling Time) при анализе стекла и апатита было минимальным, особенно в случае малых концентраций этих изотопов.