

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ

ИНСТИТУТ НАУК О ЗЕМЛЕ

КАФЕДРА ГЕОХИМИИ

Выпускная квалификационная работа

**Термохронология западной части Кольского
полуострова по трекам осколков деления в
апатите на примере массивов Ковдор и
Репоярви**

Автор

Л. П. СЕМЕНОВА

группа 18.Б11-нз

Научный руководитель

С. В. МАЛЫШЕВ

к. г.-м. н, доцент

Санкт-Петербург

2022 год

Оглавление

| | |
|--|-----------|
| Введение | 3 |
| 1 Геологическое строение | 5 |
| 1.1 Ковдорский массив | 5 |
| 1.1.1 Комплекс ультраосновных пород | 8 |
| 1.1.2 Мелилитовые и монтичелитовые породы | 8 |
| 1.1.3 Флогопитовый комплекс | 9 |
| 1.1.4 Щелочные породы | 9 |
| 1.1.5 Комплекс карбонатитов и фоскоритов | 9 |
| 1.1.6 Фениты | 10 |
| 1.2 Массив Репоярви | 10 |
| 2 Метод трекового датирования | 16 |
| 2.1 Теоретическое обоснование и ограничения | 16 |
| 2.1.1 Апатит | 16 |
| 2.1.2 Отжиг треков | 17 |
| 2.1.3 Длина треков | 18 |
| 2.2 Методы измерения концентрации ^{238}U | 19 |
| 2.2.1 Метод внешнего детектора (EDM) | 19 |
| 2.2.2 Метод лазерной абляции (LA-ICP-MS) | 19 |
| 3 Применение трекового метода в термохронологии | 22 |
| 4 Результаты трекового датирования | 27 |
| 4.1 Образцы | 27 |
| 4.1.1 Петрографические характеристики | 27 |
| 4.1.2 Резкоземельные элементы | 29 |
| 4.2 Методика | 31 |
| 4.3 Результаты | 32 |
| 4.4 Моделирование | 34 |
| 4.5 Обсуждение результатов | 36 |

| | |
|-------------------|----|
| Заключение | 39 |
| Благодарности | 40 |
| Список литературы | 44 |

Введение

Термохронологические исследования дают представление о температурной и, как следствие, тектонической эволюции региона.

Территория северо-восточной части Балтийского щита на данный момент изучена очень слабо в отличие от западной части (Stuevold and Eldholm, 1996; Johannessen et al., 2013). На рисунке 1 показана степень термохронологической изученности территории. Заметно, что практически не изученными остаются зоны Беломорского подвижного блока и Карельского кратона. Известны работы, посвящённые термохронологическим исследованиям Ковдорского массива с помощью Ar/Ar метода и датирования апатита методом треков осколков деления (Veselovskiy et al., 2020).

Целью данной работы является дополнение термохронологической картины Балтийского щита для Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона. Для достижения этой цели были поставлены задачи выполнить новые датировки Ковдорского массива, а также массива Репоярви, ранее не изученного с точки зрения термохронологии.

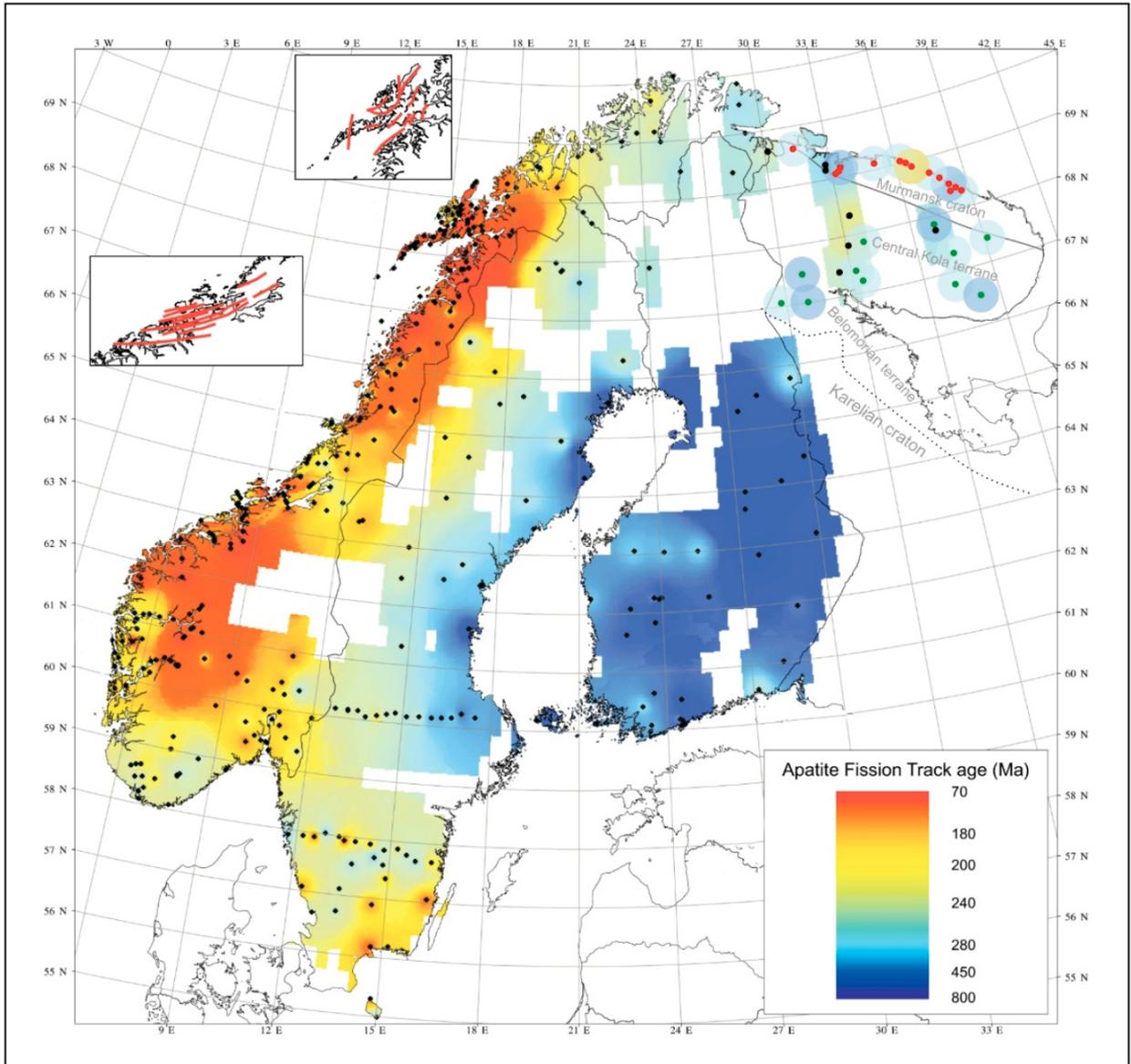


Рис. 1: Карта термохронологической изученности территории Балтийского щита (Veselovskiy et al., 2020).

Глава 1

Геологическое строение

1.1 Ковдорский массив

Ковдорский массив — один из 22 массивов Кольской щелочной провинции, расположенной на северо-востоке Балтийского щита. Помимо Ковдорского массива в неё также входят такие крупные ультраосновные-щелочные комплексы, как Хибины, Ловозеро и другие.

Ковдорский массив сложен разнообразными по составу породами. Он является одним из наиболее представительных ультрамафит-щёлочно-карбонатитовых комплексов в мире. Массив располагается на юго-западе Кольского полуострова в бассейне реки Ковдоры.

Массив входит в состав крупной геодинамической структуры — Беломорского гранулит-гнейсового подвижного пояса архейского возраста. Беломорский подвижный пояс представляет собой коллизийный пояс с элементами субдукции, находящийся между Карельским и Кольским террейнами. По своему строению блок имеет покровно-надвиговую структуру северо-западного простирания. В его составе выделяют Хетоламбийский, Чупинский и Ковдозерский комплексы (покровы). Хетоламбийский комплекс представлен вулканогенно-осадочными породами, содержащими фрагменты офиолитов, амфиболиты, высоко-метаморфизованные гранито-гнейсы и является остатками древней океанической Хетоламбийской микроплиты, разделявшей Карельский и Кольский кратоны (Gaal and Gorbatschev, 1987; Миллер, 2006). Чупинский покров сложен породами амфиболитовой фации: кианитсодержащими гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболсодержащих сланцев и согласными телами амфиболитов (Глебовицкий и Миллер, 2005). Выше залегает Ковдозерский комплекс тоналито-гнейсов и вулканогенных пород Тишкозерского зеленокаменного пояса (Глебовицкий и Миллер, 2005; Миллер, 2006).

Историю развития Беломорского пояса можно описать следующим образом. В середине среднего архея (2.8–2.87 млрд лет) имела место субдукция Хетоламбийской микроплиты под Карельский кратон, формировались островные дуги известково-щелочного состава. В современном разрезе фрагменты её океанической коры можно наблюдать в Хетоламбийском комплексе. Также формировалась аккреционная призма, которая сейчас представлена гнейсами Чупинского комплекса. К концу верхнего архея (2.73–2.78 млрд лет) обстановка уже имела коллизионный характер, когда происходило столкновение Карельского микроконтинента с островными дугами. В результате ранее образованные породы были деформированы с образованием складчатых структур и проявлением метаморфизма высоких стадий. В постколлизионную стадию имело место проявление разрывной тектоники с образованием сдвиговых разрывных нарушений и системы складок с участием метаморфических преобразований пород. К началу раннего протерозоя на всей территории Балтийского щита начинали закладываться рифты с образованием калиевых гранитов, грано-диоритов, габбро. На территории Беломорского пояса структуры растяжения приурочены к ранее образованным сдвиговым нарушениям. В сфекофеннское время (1.95–1.85 млрд лет) в условиях коллизии происходило развитие нынешнего Лапландского аллохтона, к которому приурочены гранитоидные диапиры, деформированные до колчановидных складок (Глебовицкий и Миллер, 2005).

Причина обширного щелочного магматизма до конца не ясна, но известны работы (Arzamastsev and Mitrofanov, 2009; Veselovskiy and Arzamastsev, 2011), где в качестве причины выступает мантийный плюм, а также выявлено, что источником расплава Кольской щелочной провинции является флогопитсодержащий гранатовый лерцолит. В то же время, существуют работы (Kramm et al., 1993), где авторы связывают геодинамическую природу кольского щелочного магматизма с одновременным растяжением Сакмарского бассейна в Уральском регионе. В любом случае известно, что магматизм был связан с процессами рифтообразования, которые в позднедевонское время охватывали всю территорию Балтийского щита. При этом, согласно Rb-Sr датировкам различных минералов: нефелина, апатита, биотита и других; а также U-Pb датировкам перовскита, магматизм был кратковременным и имел место в диапазоне 390–360 млн лет, что свидетельствует об ограниченности во времени обстановок рифтогенеза (Kramm et al., 1993; Arzamastsev and Arzamastseva, 2013; Арзамасцев и Бу, 2014).

Сам Ковдорский массив приурочен к пересечению двух разломов второго порядка, которые связаны с системой северо-восточных разломов, образованных в результате рифтогенеза. Имеющиеся надёжные датировки Ковдорского массива оценивают время его образования как 390–387 млн лет (Chew et al., 2011). Известны и другие работы, в которых был продатирован Ковдорский массив. Так, согласно Арзамасцев и Бу (2014), он образовался в интервале 378–380 млн лет назад. Ковдорский массив включает в себя

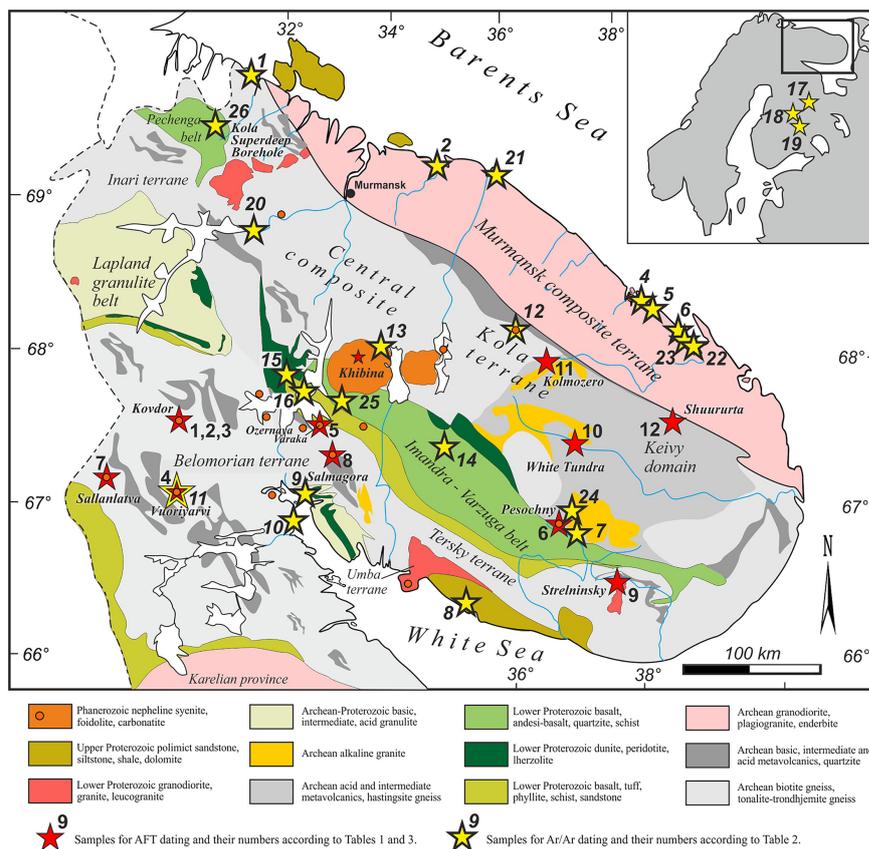


Рис. 1.1: Схема геологического и тектонического строения восточной части Балтийского щита (Veselovskiy et al., 2019).

породы основных, щелочных и карбонатитовых формаций.

Ковдорский массив имеет концентрически-зональное строение, обусловленное постадийным внедрением разновозрастных интрузий. Ядро массива сложено более древними ультраосновными породами, от центра к периферии они сменяются более молодыми породами щелочной серии. В рельефе геологическое строение массива выражено следующим образом: сильно фенитизированные на контакте вмещающие породы, более устойчивые к выветриванию, слагают горные цепи по периферии массива (Мого-вид, Уци-вид и Воцу-Вара). В центре располагается пологая возвышенность Низка-вара, сложенная оливинитами, которая обрамлена кольцевой заболоченной депрессией, связанной с системой опущенных блоков и слюдяными породами. Центральное тело гибербазитов залегает практически вертикально, а щелочные комплексы образуют кольцевые и конические образования с падением к центру массива (рисунок 1.2). Подобное строение указывает на то, что массив приурочен к центриклинальному разлому. Верхняя часть конического тела массива немного наклонена к северу. Выклинивание неполных колец некоторых интрузивных комплексов и смещение более молодых структур к юго-западу говорит о том, что фокус интрузии смещается туда же.

Строение массива указывает на то, что при его формировании тектонические движения происходили многостадийно. Далее будут отдельно рассмотрены комплексы интрузивных пород, слагающих массив.

1.1.1 Комплекс ультраосновных пород

К этим породам относятся оливиниты, состоящие преимущественно из оливина с незначительным количеством диопсида, магнетита и флогопита. Также присутствуют апатит, кальцит, минералы группы амфибола и серпентина. Акцессорными минералами являются бадделеит, циркелит, халькопирит, пирротин и перовскит. оливиниты слагают ядро Ковдорского массива и являются его самым древним образованием.

Затем от центра к периферии массива наблюдаются пироксениты, окружающие ядро в форме неполнокольцевых интрузивных образований. По составу в них преобладает авгит-диопсид и небольшое количество титано-магнетита. Второстепенные минералы: оливин, амфибол, флогопит, редко — апатит. На контакте с породами щелочного комплекса отвечают составу ийолитов. Комплекс ультраосновных пород является самым ранним, и находится в центральной части массива. Далее комплексы пород будут рассмотрены в хронологическом порядке из образования.

1.1.2 Мелилитовые и монтichelлитовые породы

Центральная часть обрамлена полукольцевыми интрузиями мелилитовых и монтichelлитовых пород. Они находятся на контакте ультраосновного и щелочного комплексов. Также породы данного типа слагают интрузивное тело на востоке массива. Они образовались после формирования ультраосновного комплекса, но до щелочного. Среди мелилитовых пород выделяют турьяиты (флогопитовые и пироксеновые), мелилитолиты, окаиты (с нефелином), кугдиты (с оливином), монтichelлиты, ункомпагриты (мелилит и пироксен), оливино-монтichelлитовые породы и другие разнообразные по составу породы. Как вторичные минералы встречаются титаномангнетит, перовскит, гастингсит, титанит и гранат. Монтichelлитовые породы — более древние образования, чем мелилитовые.

Мелилитовые породы имеют по большей части магматическое происхождение, а монтichelлитовые — автосоматическое (скарновое), то есть они образовались в результате замещения мелилитовых пород монтichelлит-волластонитовой ассоциацией. Наиболее молодыми образованиями в данном комплексе являются кальцито-диопсидо-гастингситовые породы.

1.1.3 Флогопитовый комплекс

Все вышеуказанные породы рассекаются флогопитовыми жилами неправильной формы, которые объединяются в флогопитовый комплекс.

1.1.4 Щелочные породы

Породы данного комплекса слагают внешнюю кольцевую зону массива. Они встречаются в виде жильных тел, которые секут как вмещающие гранито-гнейсы, так и комплекс ультраосновных пород. Эти породы крайне разнообразны по своему минеральному составу.

Среди щелочного комплекса ближе к периферии массива распространены мелкозернистые ийолиты, мельтейгиты и нефелиновые пироксениты, а к центру они сменяются крупнозернистыми лейкократовыми разновидностями. В щелочных породах и реже в ультраосновном и мелилитовом комплексах встречаются жилы ийолит-пегматитов.

В щелочной комплекс также входят мелкозернистые ийолитовые и палевошпатово-ийолитовые дайки, которые часто контролируются полукольцевыми коническими разломами. Эти дайки по своему происхождению связаны с краевыми щелочными породами массива секут как эти породы, так и фениты, ультраосновной, мелилитовый и монтичеллитовый и флогопитовый комплексы пород. Карбонатитовый комплекс затронут этими дайками не был. Основными минералами для них являются нефелин и эгирин-авгит.

Некоторые интрузивные тела Ковдорского массива, например нефелинитовые дайки, жильные тела нефелиновых сиенитов, генетически связаны с Малым Ковдорским массивом, щелочными породами которого являются ийолиты, содержащие оливин, а также нефелиновыми сиенитами. Вопрос о том, как происходило формирование обоих массивов: одновременно или постадийно (при таком допущении породы Малого Ковдорского массива и жильные нефелиновые сиениты относятся к более поздней герцинской эпохи щелочного магматизма) на данный момент ответа не имеет.

1.1.5 Комплекс карбонатитов и фоскоритов

Отдельно стоит выделить комплекс карбонатитовых пород массива. Рассматриваемый комплекс является наиболее поздним. Карбонатиты Кольской щелочной провинции являются предметом многих исследований, так как они представляют интерес за счёт высокого содержания редких элементов. Карбонатиты Ковдорского массива от-

личаются крайне разнообразной минералогией. Помимо стандартных минералов карбонатитов, таких как кальцит, доломит, форстерит, флогопит, тетраферрифлогопит и диопсид, здесь также присутствуют минералы Zr и Nb и редких земель: пироклор, цирконолит, циркелит (Zaitsev et al., 2014). Фоскориты — более редкие, в сравнении с карбонатитами породы и относятся в большинстве к Кольской щелочной провинции. Это интрузивные породы, которые состоят из магнетита, флогопита, допсида, апатита, арфведсонита, рихтерита, кальцита и доломита. Они имеют тесную генетическую и временную связь с карбонатитами. Вместе они образуют ряд многофазных интрузий.

Карбонатиты имеют смешанное происхождение. Более ранние карбонатиты имеют магматическую природу, тогда как более поздние фазы образуются за счёт гидротермального воздействия постмагматического флюида (Kamenetsky et al., 2021). Согласно U-Pb датировкам по циркону, бадделеиту, кальциту и апатиту, комплекс карбонатитов и фоскоритов имеет возраст 378 млн лет (Amelin and Zaitsev, 2002).

Карбонатиты в массиве представлены штоковыми и жильными телами, которые, как и породы щелочного комплекса, контролируются коническими разломами. Фоскорит-карбонатитовый комплекс состоит из сопряженных крутых жильных тел, которые сужаются на глубине 2,5 км (Rass et al., 2020).

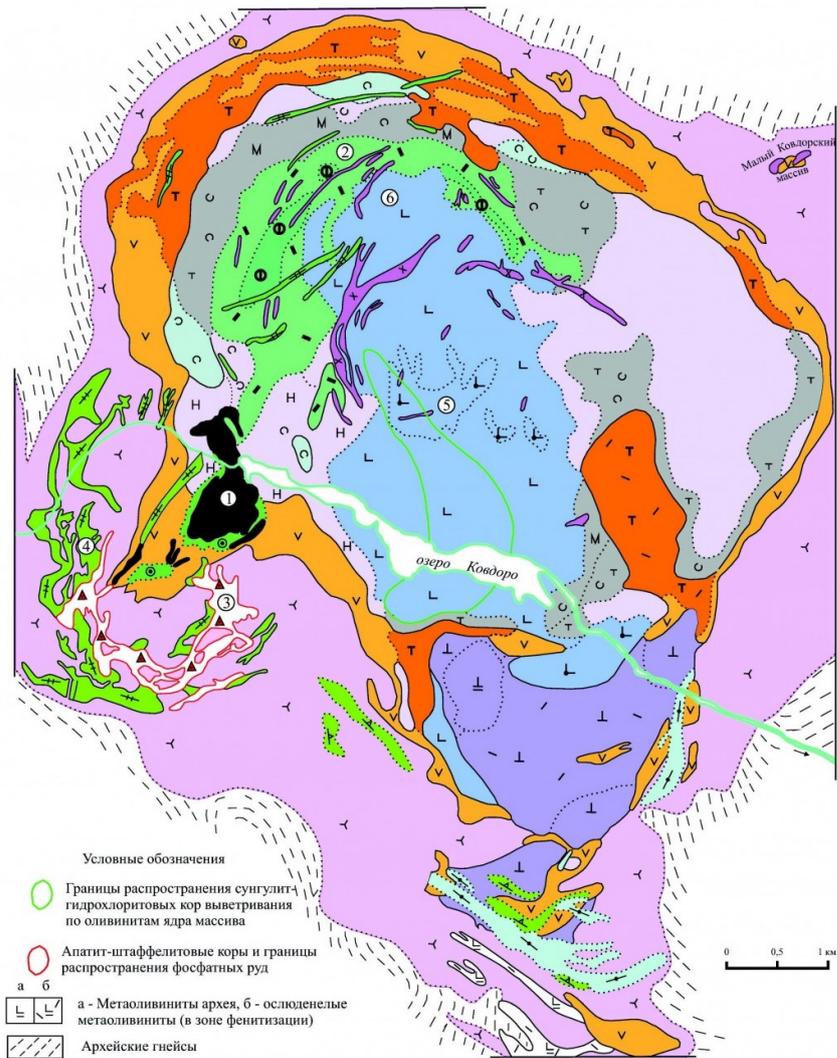
1.1.6 Фениты

Фениты — контактовые породы, образовавшиеся по вмещающим гранито-гнейсам на границе с щелочными интрузивными образованиями. Наиболее фенитизированные породы встречаются в зонах трещиноватости, связанных с радиальным и концентрическим-кольцевым разломами. В зависимости от степени фенитизации образуются различные минеральные ассоциации. Обычно, для фенитов характерен калиевый ореол ближе к контакту с интрузией и натриевый ореол во внешней зоне (Kamenetsky et al., 2021).

1.2 Массив Репоярви

Массив Репоярви был вскрыт в ходе буровых работ, которые проводились в 2020 году для заверки ранее полученных магнитных аномалий на участке Репоярви. Репоярви — ультраосновной-фоидолитовый массив, располагающийся на юго-западе Балтийского щита вблизи массивов Ковдор и Вуоярви.

Массив располагается на территории Панаярвинской площади, относящейся к ли-



| | | | |
|--|---|--|--|
| | оливиниты среднезернистые | | мончеллитовые породы |
| | оливиниты рудные | | пироксен-мелилитовые породы и мелилиты ("турьяитезированные" гипербазиты) скарнированные |
| | рудные пироксениты | | гранат-амфибол-диопсидовые скарноподобные породы с мончеллитом |
| | пироксениты пегматоидные | | кальцит-эгириновые породы с реликтами фенитов |
| | пироксениты слюдястые | | флогопит-диопсидовые породы |
| | ийолиты | | гигантозернистые флогопит-диопсидовые породы |
| | турьяиты пироксеновые | | апатит-форстерит-флогопитовые метасоматиты |
| | турьяиты флогопитовые | | кальцит-апатит-флогопитовые породы с диопсидом, магнетитом |
| | нефелиновые сиениты, ювиты, полевошпатовые ийолиты | | форстерит-кальцитовые карбонатиты с бадделейтом, магнетитом, апатитом |
| | фениты (сиенитизированные породы экзоконтакта) | | магнетитовые руды карбонатитового этапа |
| | слюдяно-пироксеновые породы с реликтами оливинитов | | апатит-штаффелитовые породы |
| | нефелин-пироксеновые породы ("ийолитизированные гипербазиты") | | коры выветривания |

Рис. 1.2: Геологическая карта Ковдорского массива (Афанасьев, 2011).

сту Q-36-VII (рисунок 1.3). Территория Панаярвинской площади включает в себя две крупных геодинамических структуры — Беломорский подвижный пояс, рассмотренный выше и Карельский гранит-зеленокаменный блок, который в рамках рассматриваемой территории представлен Алакурттинским блоком (рисунок 1.5. Массив Репоярви приурочен к Карельскому блоку, находящемуся между Беломорским подвижным поясом и Тикшеозерским-Пебозерским зеленокаменным поясом (Матрёничев, 2020).

На рассматриваемой территории выделяются два комплекса: лопийский и фанерозойский. К лопийскому комплексу относятся породы Алакурттинского блока, которые представлены тоналит-гранодит-гранодиоритового комплексом близких по составу пород: плагиогранитов, гнейсов и теневого мигматитов плагиогранитов с реститами биотитовых гнейсов и амфиболитов позднеархейского возраста, породы Беломорского подвижного пояса (нижнелопийское время), а также Тикшеозерско-Пебозерский зеленокаменный пояс (верхнелопийское время). Породы зеленокаменного пояса представлены массивными, сланцеватыми, гранатовыми амфиболитами и полосчатыми двуполовошпат биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, гранат-амфибол-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами. Лопийское время отвечает формированию древней континентальной коры с образованием зеленокаменного пояса на поздней стадии. Тикшеозерско-Пебозерский зеленокаменный пояс представлял собой островную дугу, которая была причленена в результате коллизии. В завершение данного этапа территория представляла собой кратон, в котором процессы метаморфизма и складчатости завершились около 2.5 млрд лет. К этому времени окончательно сформировалась кора континентального типа. В сфекофенское время данная область повторно подвергалась региональному метаморфизму (Матрёничев, 2020).

Фанерозойский комплекс отвечает этапу палеозойской магматической активизации и представлен интрузивными щелочными образованиями девонского времени. Магматические комплексы характеризуются сильно дифференцированным кольцевым строением. К ним относятся два крупных ультраосновных-щелочных массива — Вуюярви и Репоярви. Вуюярвинский магматический комплекс располагается на юго-западе территории. Вмещающими породами являются породы Тикшеозерско-Пебозерского зеленокаменного пояса. Массив также включает в себя комплекс карбонатитов. Время его образования по цирконам из карбонатитового комплекса оценивается как 372 ± 3 млн лет (Матрёничев, 2020). Массив Репоярви располагается в центральной части площади и согласно геофизическим данным имеет площадь около 1 км^2 . Массив приурочен к зоне пересечения двух разломов, простирающихся в северо-восточном и северо-западном направлениях.

В мезозойское и плиоцене происходила денудация территории, сопровождающаяся

постепенным похолоданием климата. В результате денудации на территории сохранились следы только последнего — валдайского оледенения, происходившего 25 тыс лет назад, а также постледниковые голоценовые отложения в результате чего был образован моренный покров.

Вмещающими породами для массива Репоярви являются породы кестеньгского комплекса Алакурттинского блока, представленные мигматит-плагиогранитами, гнейсо-плагиогранитами и гнейсотоналитами. В самом массиве выделяются следующие типы пород:

1. Вмещающие породы, представленные биотит-амфиболовыми сланцами;
2. Метасоматиты магматической стадии по вмещающим породам — фениты. Породы сложены калиевым полевым шпатом, альбитом, диопсидом, актинолитом и биотитом. Акцессорные минералы представлены титанитом, магнетитом, халькопиритом, эпидотом, цирконом бадделеитом, кальцитом, баритом и монацит.
3. Метасоматиты послемагматической стадии щелочного этапа, представленные апатитизированными слюдяно-пироксеновыми породами. Сложены диопсидом, темно-зеленой роговой обманкой, апатитом, флогопитом. Встречаются такие рудные минералы, магнетит, халькопирит и пирита. В качестве акцессорных минералов представлены калиевый полевой шпат, альбит, барит и титанит.
4. Породы карбонатитового этапа — кальцитовые карбонатиты и апатит-магнетитовые породы. Встречаются в виде маломощных жилков. Основные минералы: кальцит, апатит, магнетит. Встречаются пироксен, флогопит, перовскит и сульфиды.
5. Монзониты и кварцевые монзониты. Породы данного типа состоят в основном из альбита, калиевого полевого шпата и кварца. В качестве акцессорных минералов встречаются роговая обманка, биотит, магнетит и циркон.

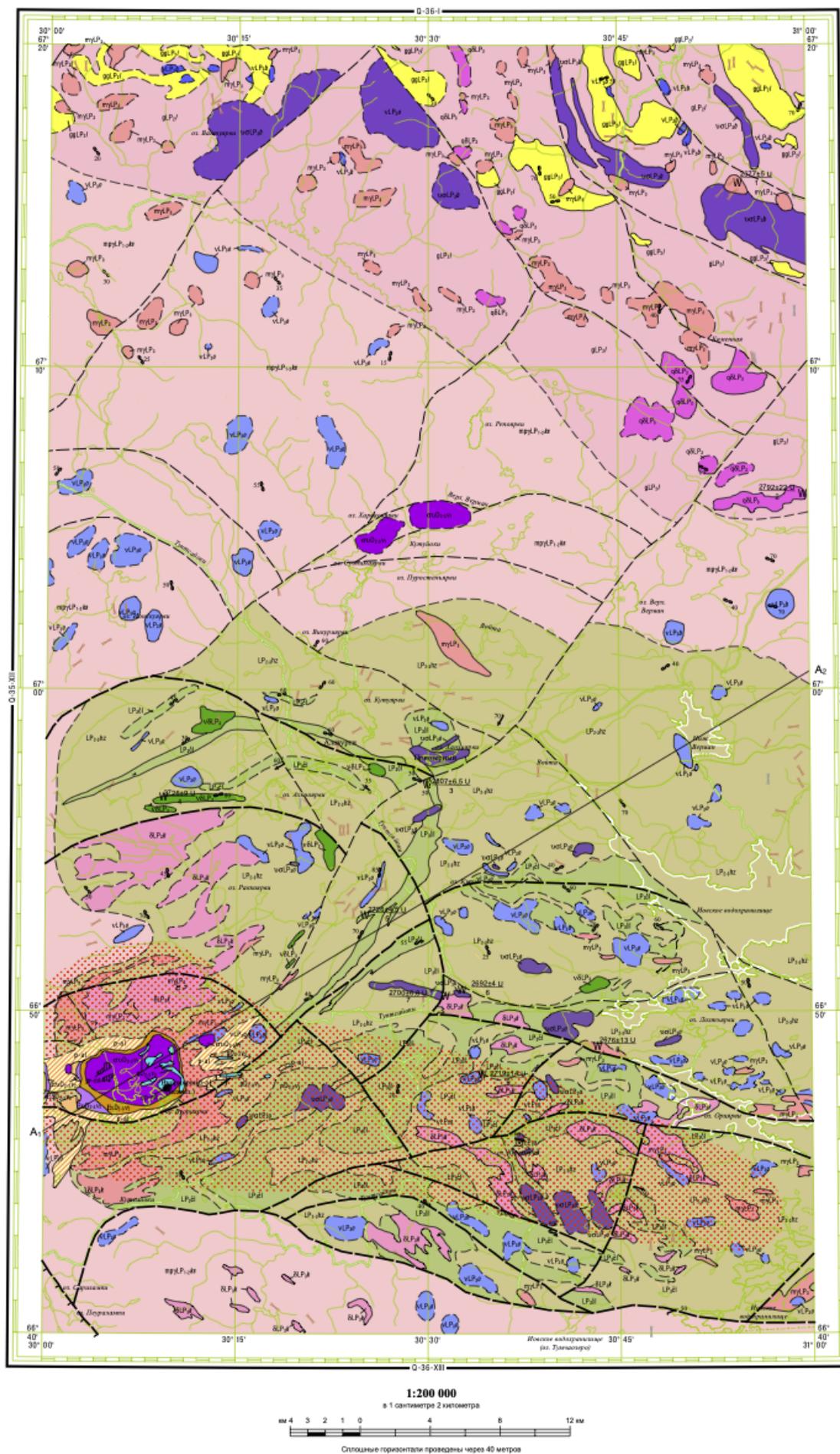


Рис. 1.3: Геологическая карта Панаяевинской площади (Матреничев, 2020).

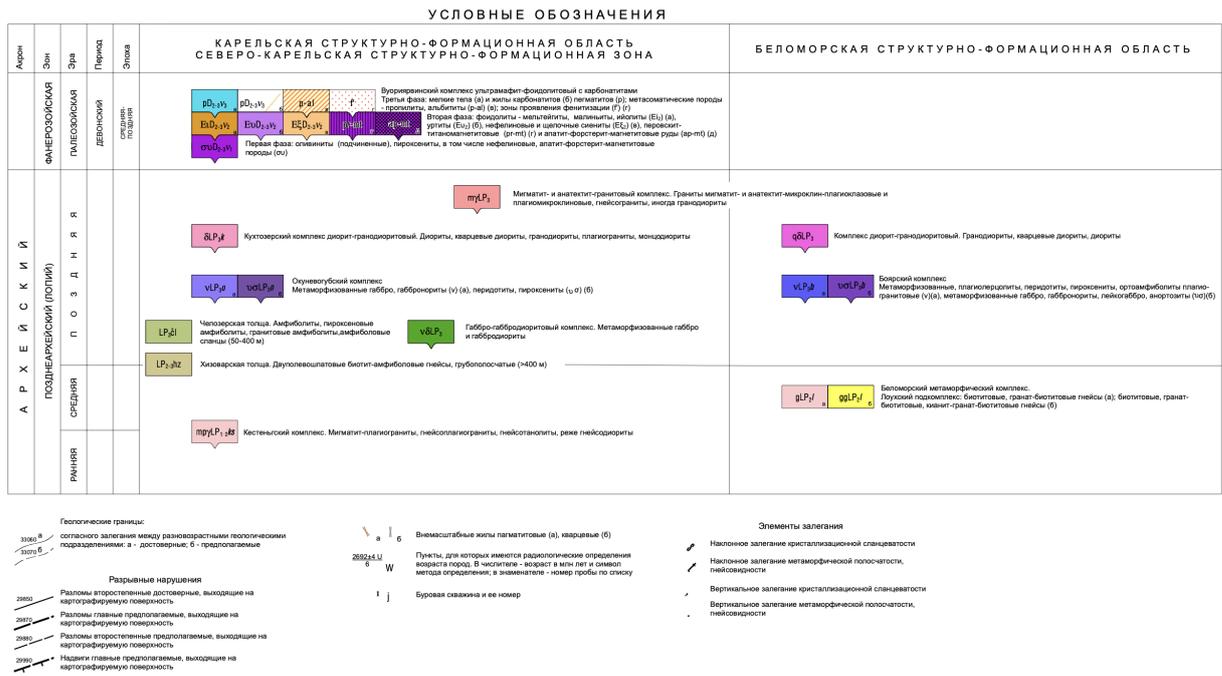


Рис. 1.4: Условные обозначения к геологической карте Панаярвинской площади (Матреничев, 2020).

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ



Рис. 1.5: Схема тектонического районирования Панаярвинской площади (Матреничев, 2020)

Глава 2

Метод трекового датирования

Метод трекового датирования позволяет воссоздать низкотемпературную историю комплексов пород, образованных в различных геологических обстановках: магматических, метаморфических и осадочных. Низкотемпературная термохронология позволяет судить времени о скорости охлаждения, что является, как правило, результатом их движения к поверхности Земли или нагревания пород. Это может происходить по причине эксгумации пород в результате эрозии, или под тектоническим воздействием — при надвигообразовании, а также по причине влияния внедрения магматических тел.

2.1 Теоретическое обоснование и ограничения

Метод трекового датирования основан на способности урана к спонтанному делению, которое заключается в самопроизвольном делении его ядра на два дочерних продукта, направленные в противоположные стороны. При таком делении образуются треки — дефекты кристаллической решётки, появляющиеся вдоль траекторий движения заряженных дочерних ядер по причине передачи энергии ядра среде (кристаллической решётке) (Фор, 1989; Fleisher et al., 1975). Помимо ^{238}U в используемых для трекового датирования минералах присутствуют ^{234}U и ^{235}U . В данном методе в качестве материнского изотопа используется ^{238}U , так только для него характерно спонтанное деление (Barry et al., 2019).

2.1.1 Апатит

Существует множество урансодержащих минералов, а которых возможно появление треков, но в зависимости от распространения минерала и концентрации урана для трекового датирования, согласно Wagner and van den Haute (1992), используют апатит циркон и титанит (сфен). Что касается апатита, он обладает несколькими характеристиками, благодаря которым апатит широко используется в трековом датировании.

Во-первых, апатит встречается практически повсеместно, в самых разных геологических обстановках. Он может встречаться в виде цельных кристаллов, их фрагментов или обломочных зёрен, которые испытали перенос. Апатит может встречаться в качестве акцессорного минерала в метаморфических породах, а также в качестве первичных или вторичных минералов метаморфических пород. Апатит также слагает раковины и скелетные части организмов. Обычно он встречается в виде небольших зёрен, что также подходит для трекового датирования, которое позволяет изучать зёрна от 50 мкм в диаметре.

Во-вторых, важной особенностью апатита является его химический состав. Общая формула апатита — $Ca_5(PO_4)_3(F, Cl, OH)$, где F^- , Cl^- и OH^- — замещающие друг друга анионы, вследствие чего в природе существуют различные изоморфные модификации апатита, где крайние члены — фторапатит, хлорапатит и гидроксилapatит. Для трекового датирования эти модификации не имеют значения, за исключением содержания Cl^- , которое влияет на скорость отжига треков, но не влияет на температуру закрытия и возраст, полученный трековым методом.

В-третьих, для трекового датирования важную роль играет содержание урана в апатите. В среднем в апатите содержится 1–200 ppm урана (Donelick et al., 2005). Совокупность таких факторов, как высокий заряд и относительно малый ионный радиус урана делает его несовместимым с катионами наиболее распространённых силикатных минералов, вследствие чего он накапливается в акцессорных минеральных фазах, как например, в апатите (Donelick et al., 2005). Уран входит в состав апатита в виде изотопов ^{234}U , ^{235}U и ^{238}U . Соотношение $^{238}U/^{235}U$ постоянно и равно 137.88. Для изотопа ^{238}U характерно 2 механизма распада: α -распад и спонтанное деление, на котором основан метод трекового датирования.

2.1.2 Отжиг треков

В определённом диапазоне температур треки отжигаются, что отражается в сокращении их длины, а при достижении температуры выше данного диапазона отжигаются совсем. Температура, при которой скорость накопления становится равной скорости отжига, называется температурой закрытия для данной системы. Температурный диапазон, в котором скорость отжига треков меньше скорости накопления называется зоной частичного отжига (partial annealing zone — PAZ). У апатита зона частичного отжига находится в диапазоне 60° – 120° . При длительном нагреве породы выше температуры закрытия треки в апатите отжигаются совсем. Следовательно, трековый возраст показывает время, когда порода последний раз остыла до температуры ниже температуры закрытия.

На скорость отжига треков влияют кинетический параметр отжига, который определяется содержанием Cl в кристалле апатита либо диаметром отверстий, остающихся при пересечении срезом треков и последующем травлении азотной кислотой (D_{par}). Механизм отжига можно проиллюстрировать с помощью диаграммы Аррениуса (рисунок 2.1).

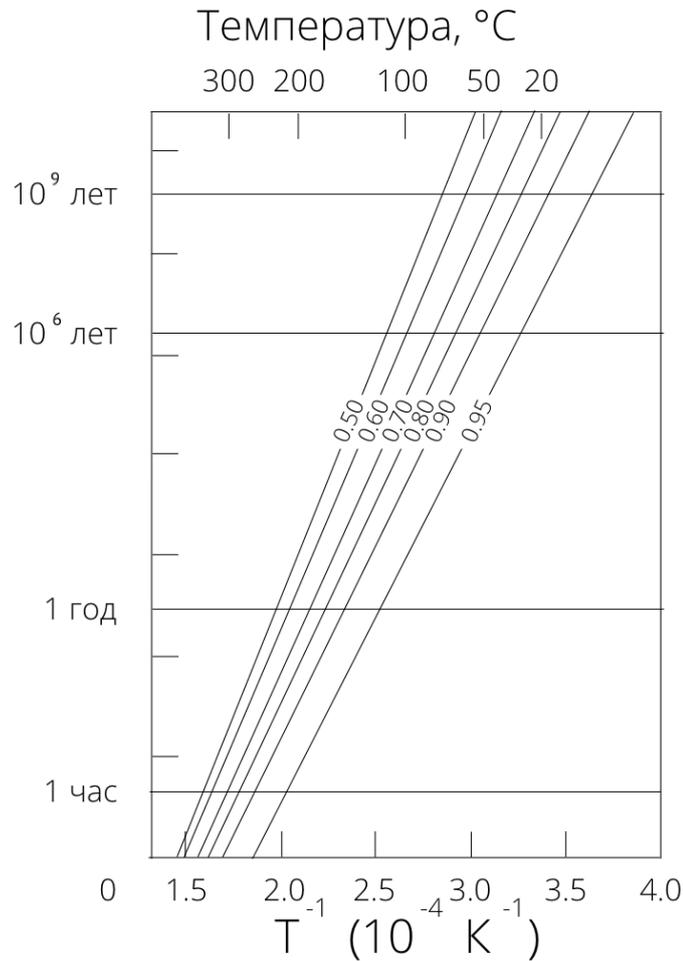


Рис. 2.1: Диаграмма Аррениуса (Laslett' et al., 1987). По горизонтальной оси величина, обратная температуре, по вертикальной — время. Линии на графике являются изолиниями равной степени отжига треков.

2.1.3 Длина треков

При достижении породой температур диапазона частичного отжига, длины треков постепенно сокращаются, следовательно, распределение длин треков в породе могут указывать на температурные преобразования, происходившие с породой и их продолжительность. При температуре ниже диапазона частичного отжига длина трека с момента образования практически не изменяется. При резком остывании породы, большинство

треков, которые формировались в этот период будут формироваться при температурах ниже диапазона частичного отжига и трековый возраст в данном случае будет отвечать моменту остывания породы. Если порода остывала постепенно, то в пределах температур диапазона частичного отжига треки будут формироваться и постепенно укорачиваться, причём чем старше трек, тем меньше будет его длина. Следовательно, постепенное охлаждение проявляется в широком распределении длин треков в образце. При этом учитывается влияние параметров, о которых говорилось выше.

2.2 Методы измерения концентрации ^{238}U

Измерение плотности треков спонтанного деления — это измерение концентрации дочернего продукта спонтанного деления ^{238}U . Как и в классических изотопно-геохронологических методах, для вычисления трекового возраста необходимо знать концентрацию материнского изотопа ^{238}U . Эти измерения могут выполняться одним из двух основных методов, которые будут рассмотрены ниже.

2.2.1 Метод внешнего детектора (EDM)

Как было упомянуто ранее, помимо ^{238}U в урансодержащих минералах также присутствует ^{235}U , соотношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ постоянно и равно 137.88 (Donelick et al., 2005).

При воздействии на образец потоком нейтронов, происходит индуцированное деление ^{235}U , которое, как и спонтанное деление ^{238}U , образует треки в минерале. Следовательно, посчитав треки индуцированного деления, можно узнать концентрацию ^{235}U . Для регистрации индуцированных треков вплотную к образцу закрепляют внешний детектор, в качестве которого используют пластинку слюды толщиной 45–55 мкм с низким содержанием урана (не более 5 ppb). Касаемо облучения образца нейтронами, важно оптимальный поток облучения, который вызывает деление ^{235}U , не затрагивая ^{238}U и ^{232}Th . После облучения нейтронами индуцированные треки остаются и на поверхности внешнего детектора, что позволяет после травления вычислить содержание ^{235}U , а, следовательно, и ^{238}U (Barry et al., 2019).

Достоинством данного метода является возможность отслеживать наличие зональности концентрации урана в зерне по плотностям треков на внешнем детекторе.

2.2.2 Метод лазерной абляции (LA-ICP-MS)

LA-ICP-MS — метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерной абляцией. По сравнению с EDM, это более экспрессный метод, не требующий нейтронного облучения образца и исключаящий трудности при настройке параметров об-

лучения. LA-ICP-MS — крайне чувствительный метод, позволяющий определить порядка 1 ppt для урана. Также это локальный метод, позволяющий оценить содержание урана в области радиусом порядка 60 μm . Достоинством данного метода является возможность одновременно получить содержания других изотопов, позволяющих одновременно выполнить датировки и другими методами, а также получить содержание таких важных элементов, как, например, REE или Cl, содержание которого имеет значение при оценке кинетических параметров отжига треков. Существует два подхода измерения концентрации урана методом LA-ICP-MS — прямое измерение и измерение с применением ζ -калибровки.

Прямое измерение урана

Прямое измерение заключается в измерении ^{238}U и использовании его при подсчёте трекового возраста. В таком случае трековый возраст считается следующим образом:

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(1 + \frac{\lambda_d}{\lambda_f} \frac{\rho_s}{[^{238}\text{U}]R\eta} \right)$$

где λ_d — постоянная общего распада ^{238}U , λ_f — постоянная спонтанного деления ^{238}U , ρ_s — плотность треков спонтанного деления на поверхности зерна, R — длительность травления, η — фактор эффективности травления (Has, 2004).

ζ -калибровка

Другой подход заключается в вычислении параметра ζ для сессии измерения с использованием при измерении минерала-стандарта с известным возрастом, полученным другими изотопными методами (Donelick et al., 2005). Для апатита может использоваться апатит Дуранго, возраст которого по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным оценивается как 31.02 ± 0.22 Ma (McDowell et al., 2005).

После получения возраста минерала стандарта по с измеренным за сессию содержанием урана вычисляют коэффициент ζ , который объединяет в себе несколько параметров, таких как постоянная спонтанного деления ^{238}U и характеристики прибора и позволяет нивелировать ошибку, связанную со сложностью их определения. Таким образом, при использовании ζ -калибровки для LA-ICP-MS формула вычисления трекового возраста зерна i приобретает следующий вид:

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

где ζ_{ICP} — калибровочный множитель, основанный на возрасте минерала-стандарта, полученном с использованием LA-ICP-MS, $N_{s,i}$ — посчитанное количество треков спонтанного деления в зерне i , Ω_i — область подсчёта треков на зерне i , P_i — отношение

$^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$ в зерне i . Калибровочный множитель ζ_{ICP} представляется вычисляется следующим образом (Cogné et al., 2020):

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

где t_{std} — возраст минерала-стандарта.

При использовании метода LA-ICP-MS калибровочный множитель ζ_{ICP} должен определяться для каждого нового сеанса измерений. При получении содержания урана методом EDM также может применяться ζ -калибровка, что позволяет уменьшить ошибку по причине погрешности величины потока нейтронов.

Глава 3

Применение трекового метода в термохронологии

Термохронология, как и геохронология, основана на принципе радиоактивного распада материнского нуклида и накоплении дочернего продукта, но в отличие от неё позволяет определить не возраст кристаллизации, а возраста охлаждения минерала. Дочерним продуктом может быть либо дочерний изотоп, как, например, ^4He в (U-Th)/He датировании, либо дефекты, создаваемые продуктами распада, которыми в трековом датировании являются специфические дефекты кристаллической структуры в результате спонтанного деления ^{238}U — треки. Как уже было сказано, треки деления постепенно сокращаются в длине и в конечном итоге исчезают при определённых температурах, поскольку нарушенные атомы или ионы диффундируют обратно на место. Следы деления могут накапливаться только ниже температуры, при которой происходит быстрый отжиг, называемый в трековом датировании температурой закрытия.

Температура закрытия зависит от термохронологической системы и используемого минерала. Стоит учесть, что понятие температуры закрытия справедлива только для минералов, которые испытывают устойчивое монотонное охлаждение, то есть постоянное уменьшение температуры со временем. Так температура может варьироваться в зависимости от скорости охлаждения породы — более быстрое охлаждение приводит к более высоким температурам закрытия, в то время как более медленное охлаждение приводит к более низким температурам закрытия (Peyton and Carrara, 2013). Температуры закрытия и зоны частичного отжига некоторых термохронологических систем представлены на рисунке 3.2. Ниже температуры закрытия существует температурное окно PAZ, в котором треки отжигаются не полностью, что позволяет делать выводы о характере и скорости термических процессов, что проиллюстрировано на рисунке 3.1. В апатите частичный отжиг треков деления происходит примерно между 60°C и 120°C и может изменяться в зависимости от скорости охлаждения и концентрации Cl.

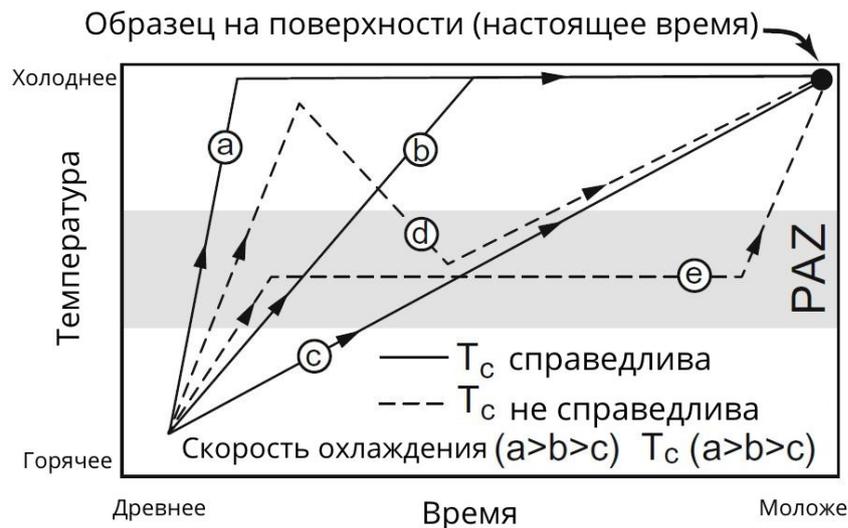


Рис. 3.1: Понятия «температура закрытия» и «возраст охлаждения» применимы к породам, которые монотонно охлаждались от более высоких до более низких температур (а, b, с). В этих случаях температура закрытия T_c выше для более быстрого охлаждения. Те же понятия не применимы к породам, которые следовали более сложным путям охлаждения (d, e). PAZ обозначает зону частичного отжига (Malusa and Fitzgerald, 2019).

Охлаждение горных пород может происходить из-за эксгумации, уменьшения геотермального градиента, вызванного уменьшением гидротермального воздействия, или уменьшения основного теплового потока (Malusa and Fitzgerald, 2019). Эксгумация подразумевает смещение породы вверх по отношению к поверхности. Эксгумация обычно приводит к охлаждению, поскольку породы перемещаются с большей глубины (более высокие температуры) на более мелкие глубины (более низкие температуры). Здесь имеют место два механизма: эксгумация как следствие денудации и в результате тектонических процессов (рисунок 3.3). Термин «денудация» понимается как движение поверхности вниз относительно породы и часто используется как синоним эксгумации для обозначения удаления породы. При этом подразумевается что для образца для термохронометром с более низкими температурами закрытия будет получен более молодой возраст, чем термохронометры с более высокими температурами закрытия, потому что при извлечении породы она проходит изотерму более высокой температуры раньше, чем более низкой.

При тектонической эксгумации пород этот процесс сопровождается изменениями температуры вдоль зоны разлома, гео- и термохронологические методы в том числе, метод трекового датирования, дают возможность обнаружить и датировать тепловые эпизоды как активных и древних разломов (Tagami, 2019).

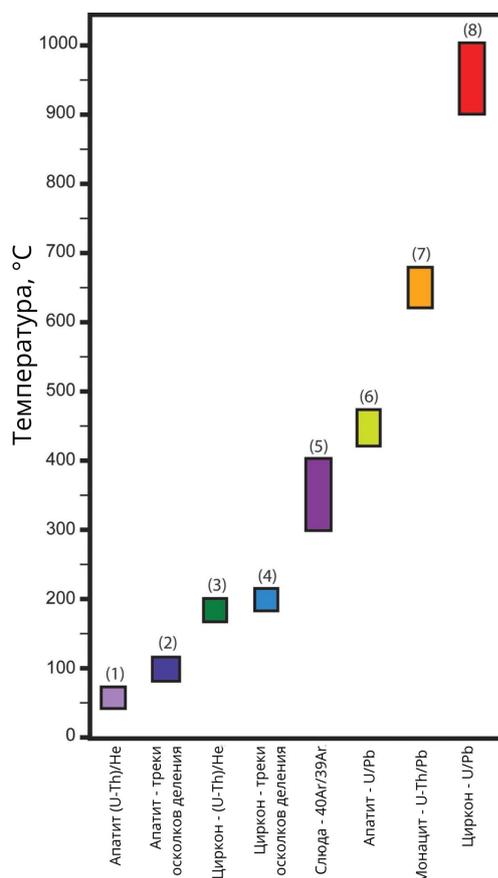


Рис. 3.2: Температурные диапазоны закрытия для различных термохронологических систем (Peyton and Carrara, 2013).

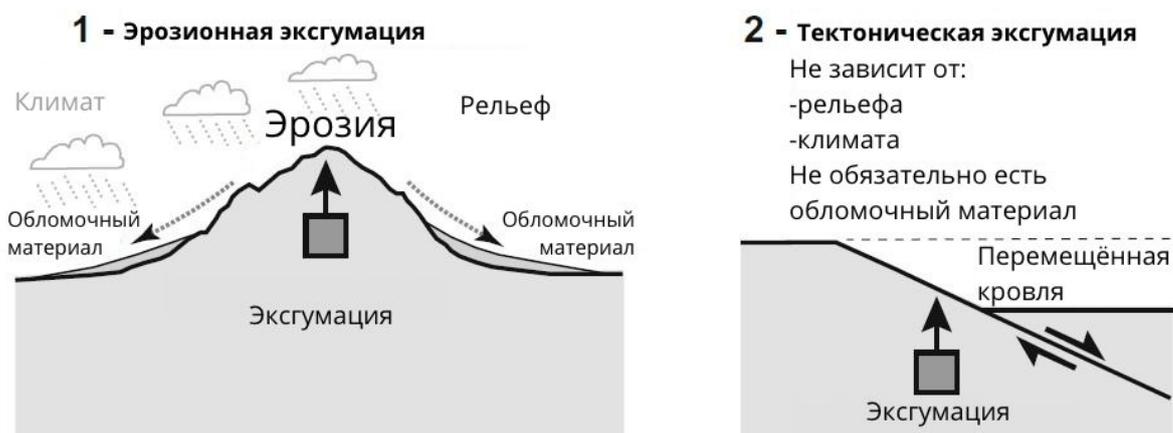


Рис. 3.3: Механизмы эксгумации пород (Malusa and Fitzgerald, 2019).

- 1 — эксгумация при денудации;
- 2 — эксгумация, связанная с тектоническими процессами.

Термохронология по трекам осколков деления также может применяться для пони-

мания осадочных процессов. Она может быть использована для оценки термической истории осадочных бассейнов, оценки созревания углеводородов и потока флюидов, а также для изучения происхождения осадочных пород. Сочетание нескольких методов датирования, особенно в сочетании с U/Pb геохронологией циркона и апатита, является мощным инструментом для определения происхождения и возраста отложений осадочных пород, а также термической истории осадочных бассейнов (Reyton and Carrara, 2013). По этой причине трековый метод широко используется в нефтяной геологии, так как превращение керогена в нефть в осадочном бассейне контролируется максимальной температурой, достигаемой керогеном, и количеством времени, которое он проводит при этой температуре или вблизи нее. Длительность тектонического воздействия в регионе влияет на образование, миграцию, захват и сохранение нефти. В районах, которые испытали тектонические преобразования, подъем или наклон, эти методы позволяют сделать вывод о времени, скорости и объеме эксгумации, а если эксгумация является следствием тектонической активности, то и время тектонического события. Методы низкотемпературной термохронологии дают представление о развитии верхней части земной коры.

Процессы, которые могут быть зафиксированы с помощью низкотемпературных термохронометров не обязательно связаны с эксгумацией. Например, схожая с описанной выше термическая история будет происходить при поднятии изотермической поверхности T_C в случае увеличения теплового потока при неизменном уровне образца (случай 2 на рисунке 3.4). Также имеет место ситуация, когда охлаждение пород происходит без участия эксгумационного процесса. Так, например, при внедрении магмы на определённую поверхность выше изотермической поверхности T_C порода будет охлаждаться ниже T_C вне зависимости от степени поднятия (3й случай на рисунке 3.4). Трековый метод в данном случае может быть использован для воспроизведения термической эволюции верхней части коры и определения глубины залегания пород.

Однако есть ряд трудностей в ситуации, в которой при поднятии пород происходит независимое изменение уровня земной поверхности, так как данные процессы не связаны напрямую с термическими изменениями, которые могут фиксироваться с помощью трекового датирования. Трековый метод позволяет судить о процессах эксгумации, которые подразумевают приближение уровня пород относительно уровня поверхности. Временные отношения между подъемом горных пород, эксгумацией и изменением рельефа, как правило, достаточно трудно определить. Различные случаи взаимоотношения этих процессов представлены на рисунке 3.5. Эксгумация при подъеме горных пород может быть как связана, так и не связана с изменением рельефа (случаи 1 и 2 на рисунке 3.5). Изменение рельефа при подъёме горных пород может вообще не иметь отношение к процессу эксгумации (3-й случай на рисунке 3.5).

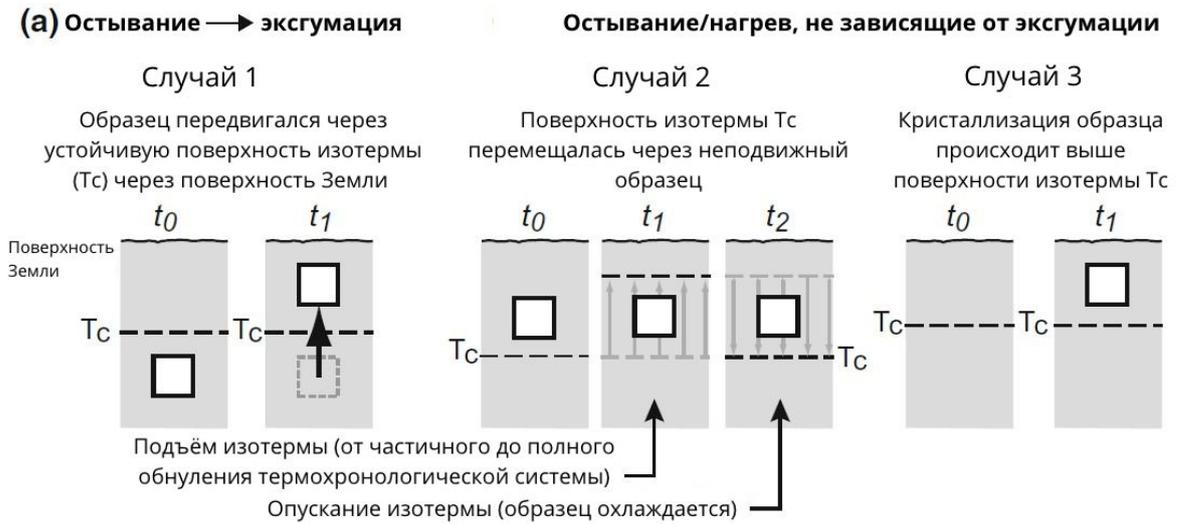


Рис. 3.4: (Malusa and Fitzgerald, 2019)

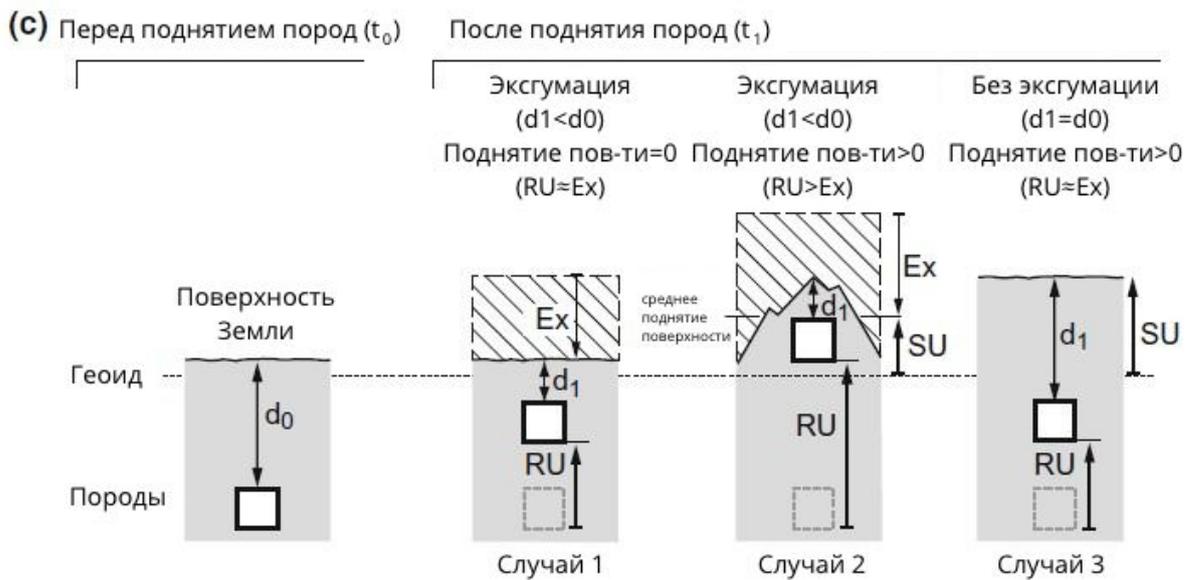


Рис. 3.5: (Malusa and Fitzgerald, 2019).

Глава 4

Результаты трекового датирования

4.1 Образцы

Для трекового датирования были использованы 2 образца из Ковдорского массива и 3 образца из массива Репоярви (таблица 4.1). Образцы из массива Репоярви представляют собой породы керн из скважины с разных глубин. Материал из Ковдорского массива отобран из двух различных комплексов пород — флогопитового рудника и карбонатитового комплекса 4.1. Также для датирования с применением ζ -калибровки в качестве минерала-стандарта был использован апатит Дуранго с известным возрастом по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным 31.02 ± 0.22 Ma (McDowell et al., 2005).

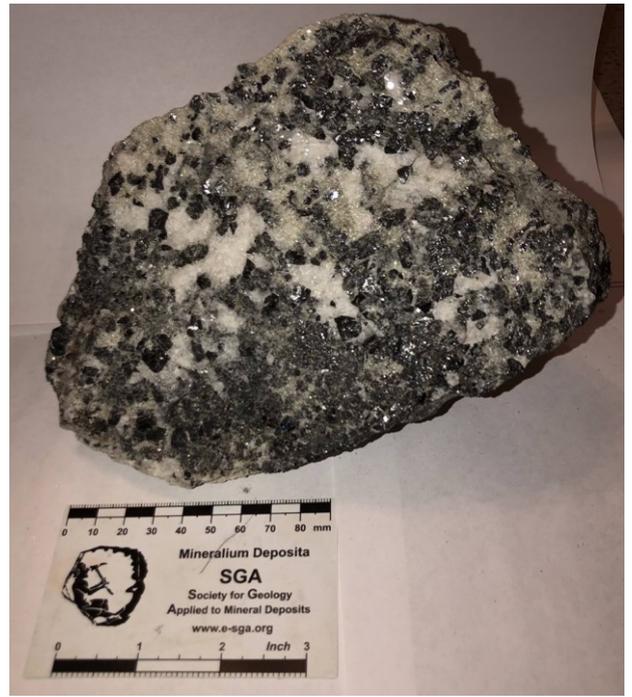
Таблица 4.1: Образцы, использованные для трекового датирования

| Образец | кол-во зёрен | Местонахождение | Глубина, м |
|-------------|--------------|-----------------|-------------|
| Kovdor1 | 20 | Ковдор | Не известно |
| Kovdor2 | 16 | Ковдор | 250 |
| Reporjarvi1 | 20 | Репоярви | 147.5 |
| Reporjarvi2 | 11 | Репоярви | 88.8 |
| Reporjarvi4 | 18 | Репоярви | 9.8 |

4.1.1 Петрографические характеристики

Образец Kovdor1

Порода включает в себя такие минералы, как диопсид (60%), апатит (20%), флогопит (20%). Структура породы полнокристаллическая, неравномернозернистая — среднегигантокристаллическая, гипидиоморфозернистая. Текстура плотная массивная.



а) Образец из Флогопитового рудника
(глубина не известна)

б) Образец из карбонатитового комплекса
(глубина 250 м)

Рис. 4.1: Образцы из Ковдорского массива.

Образец Kovdor2

Порода в основном состоит из кальцита (70%), апатита (20%) и магнетита (10%) (рисунок 4.2). Структура полнокристаллическая, неравномернозернистая — крупно-среднезернистая, гипидиоморфозернистая. Обладает плотной, массивной текстурой.

Образец Repojarvi1

Порода состоит из биотита (50%), пироксена (диопсида) с вторичными изменениями в виде развивающегося актинолита хлорита (20%), также присутствуют калиевый полевой шпат (10%), плагиоклаз (альбит-олигоклаз) с вторичными изменениями (соссюритизация) — 10%. Встречаются такие акцессорные минералы, как апатит циркон (в сумме 5%). Также в качестве рудного минерала наблюдается магнетит (5%). Структура породы полнокристаллическая, неравномернозернистая — средне-мелкозернистая. Текстура плотная, неоднородная — линейная, с рассланцованностью по биотиту (рисунок 4.3).

Образец Repojarvi2

Порода сложена биотитом (30%), по биотиту развивается актинолит, хлорит; калиевым полевым шпатом (15%); пироксеном (диопсидом) — 10%, по пироксену развивается актинолит; плагиоклазом (олигоклаз-альбит) — 10%, по плагиоклазу соссюритизация.

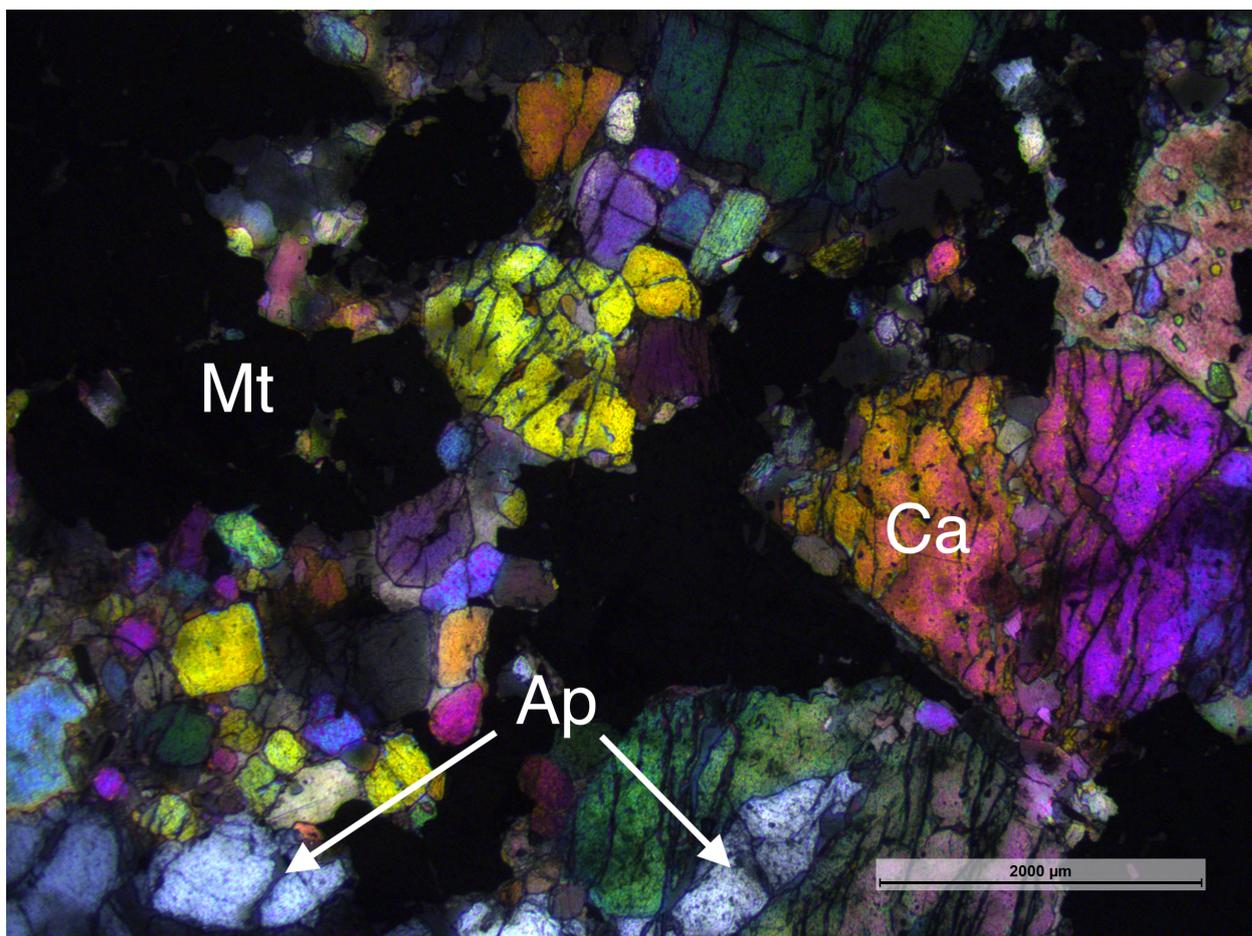


Рис. 4.2: Шлиф образца Kovdor2 в скрещенных николях.

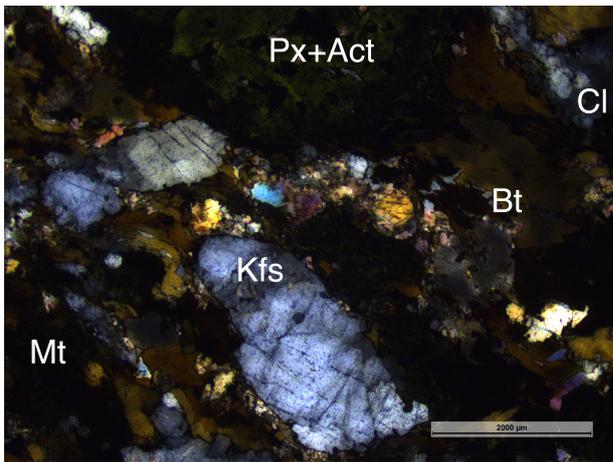
Ap — апатит; Ca — кальцит; Mt — магнетит.

Также наблюдаются вторичные карбонаты (кальцит) 5% и акцессорные минералы — апатит, циркон. Структура мелко-среднезернистая, гипидиомормозернистая. Текстура плотная, неоднородная — линейная, с рассланцованностью по биотиту (рисунок 4.3).

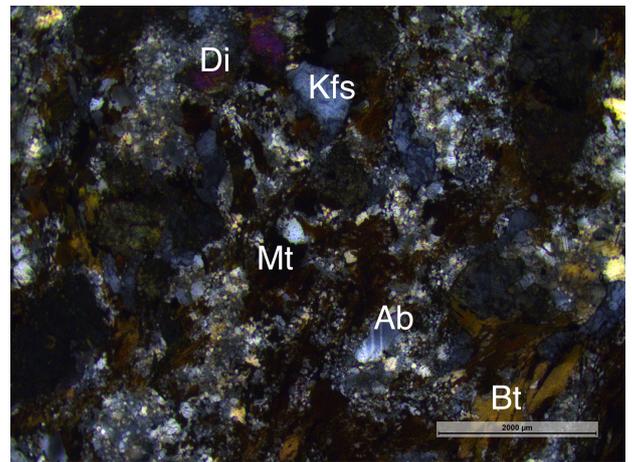
4.1.2 Резкоземельные элементы

Помимо концентрации урана методом LA-ICP-MS был получен спектр редкоземельных элементов, а также Sr и Y. При нормировке элементов на содержания в хондрите согласно данным Sun and McDonough (1989), были получены спектры, приведенные на рисунках 4.4, 4.5, 4.6.

Согласно спектрам элементов из работы O'Sullivan et al. (2020) (рисунок 4.7), образцы Ковдорского массива относятся к карботатитам (Kovdor2) и пироксенитам (Kovdor1), тогда как образцы из массива Репоярви являются метасоматизированными, что наблюдается и по петрографическим признакам.



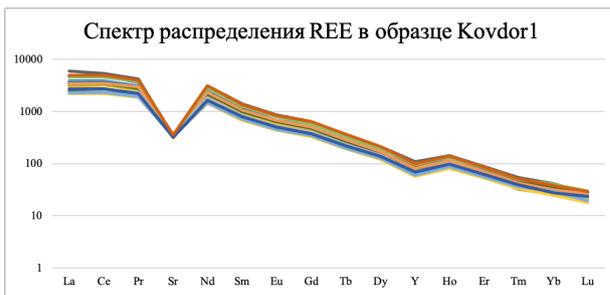
а) Шлиф образца Repojarvi1 в скрещенных николях.



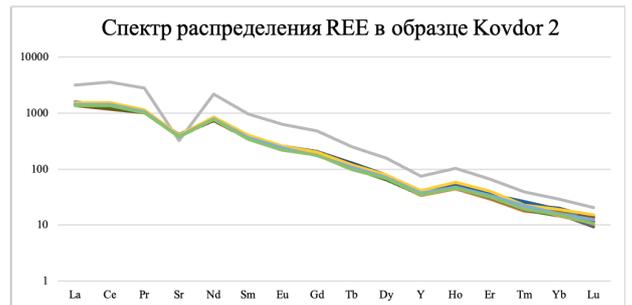
б) Шлиф образца Repojarvi2 в скрещенных николях.

Рис. 4.3: Фотографии шлифов из массива Репоярви.

Ab — альбит; Act — актинолит; Bt — биотит; Cl — хлорит; Di — диопсид; Kfs — калиевый полевой шпат; Mt — магнетит; Px — пироксен.

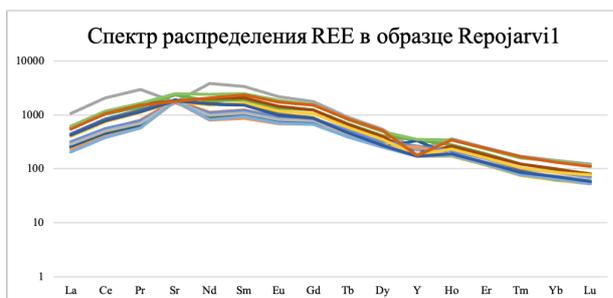


а) Образец Kovdor1

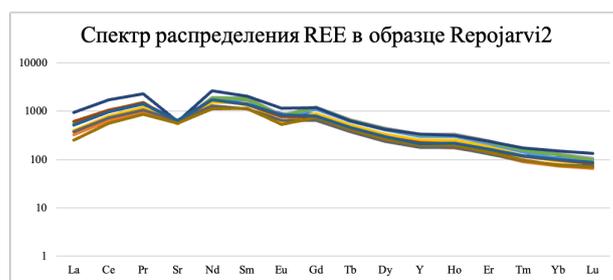


б) Образец Kovdor2

Рис. 4.4: Спектр REE+Y+Sr, нормированных на содержания в хондрите (Sun and McDonough, 1989)



а) Образец Repojarvi1



б) Образец Repojarvi2

Рис. 4.5: Спектр REE+Y+Sr, нормированных на содержания в хондрите (Sun and McDonough, 1989)

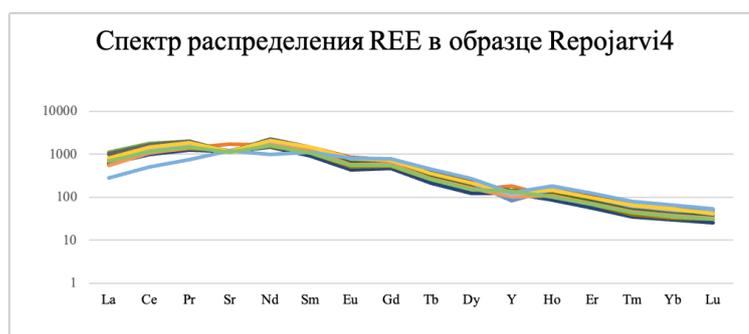


Рис. 4.6: Спектр REE+Y+Sr, нормированных на содержания в хондрите (Sun and McDonough, 1989) для образца Repojarvi4.

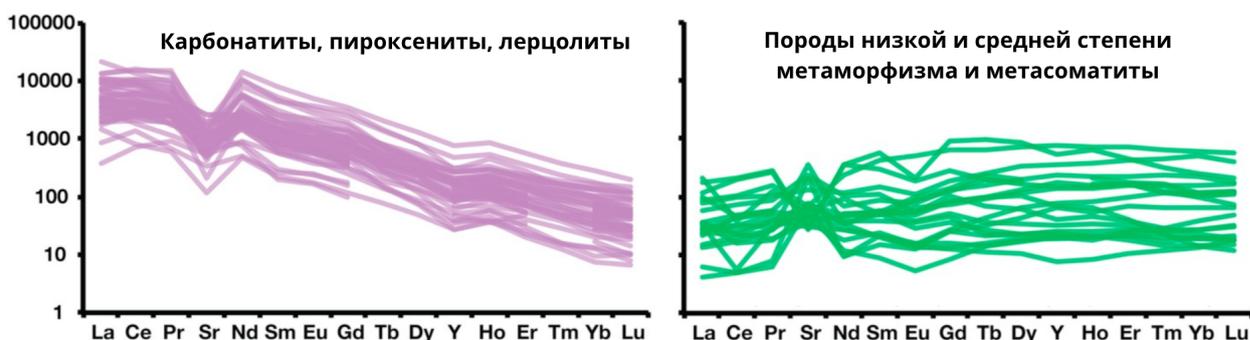
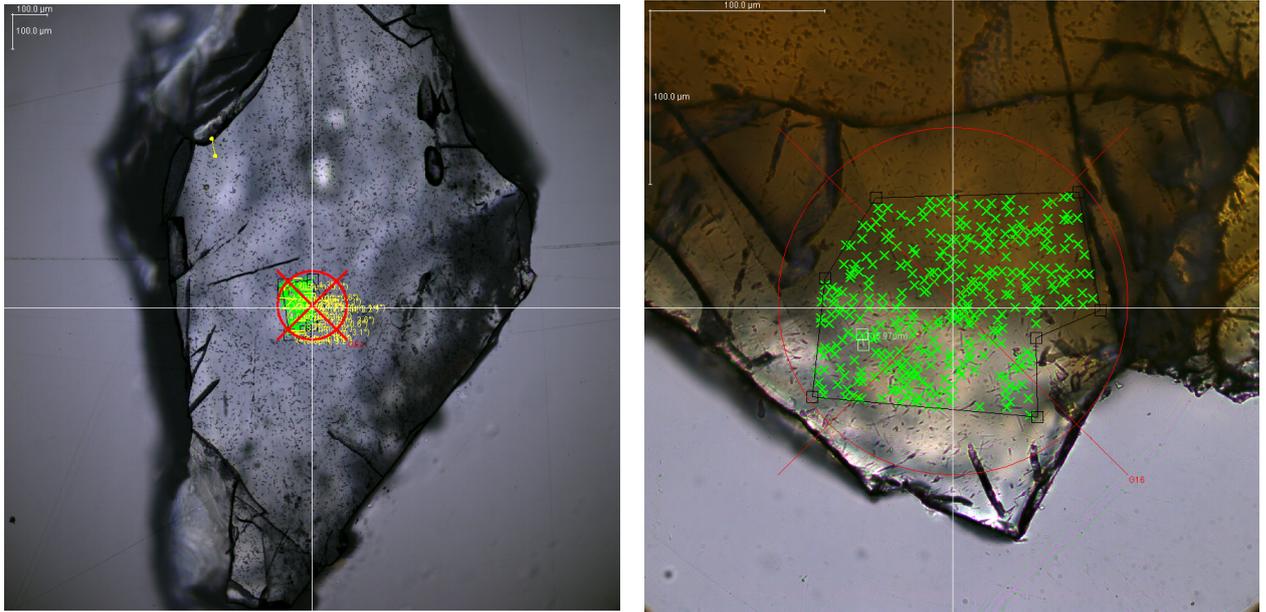


Рис. 4.7: Спектры REE+Y+Sr, нормированных на содержания в хондрите (Sun and McDonough, 1989) для некоторых типов пород (O'Sullivan et al., 2020).

4.2 Методика

Шайбы из эпоксидной смолы с зёрным апатита были отполированы до $1\mu\text{m}$, а затем протравлены 5М раствором HNO_3 (20 с при 20°C). Шайбы были изучены на микроскопе Zeiss Axiom Z1m ресурсного центра СПбГУ с помощью программы TrackWorks (система Autoscan). Треки осколков деления в апатите из обоих массивов представлены на рисунке 4.8. Содержание ^{238}U было измерено методом LA-ICP-MS в лаборатории Института

земной коры СО РАН на масс-спектрометре Agilent 7900 с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией Analyte Excite.



а) Образец Kovdor1

б) Образец Repojarvi2

Рис. 4.8: Зёрна апатита с треками осколков деления.

4.3 Результаты

На основании полученных трековых данных с помощью программы IsoplotR были получены возрасты пяти образцов, приведённые в таблице 4.2. Полученные значения трекового возраста апатита для массива Репоярви варьируются от 301.0 ± 23.5 до 324.3 ± 31.7 . Для Ковдорского массива наблюдается разница в возрасте ~ 100 млн лет. Такой разброс возрастов Ковдорских образцов подтверждаются результатами нескольких изменений трековых данных и сессий на масс-спектрометре.

Таблица 4.2: Результаты трекового датирования

| Образец | Средний возраст, млн лет | 2σ (абс) | p (χ^2) |
|------------|--------------------------|-----------------|----------------------|
| Kovdor1 | 229.9 | 19.7 | $4.1 \cdot 10^{-9}$ |
| Kovdor2 | 339.2 | 32.7 | 0.0056 |
| Repojarvi1 | 324.3 | 31.7 | $2.3 \cdot 10^{-15}$ |
| Repojarvi2 | 301.0 | 23.6 | 0.0248 |
| Repojarvi4 | 317.2 | 20.3 | 0.17 |

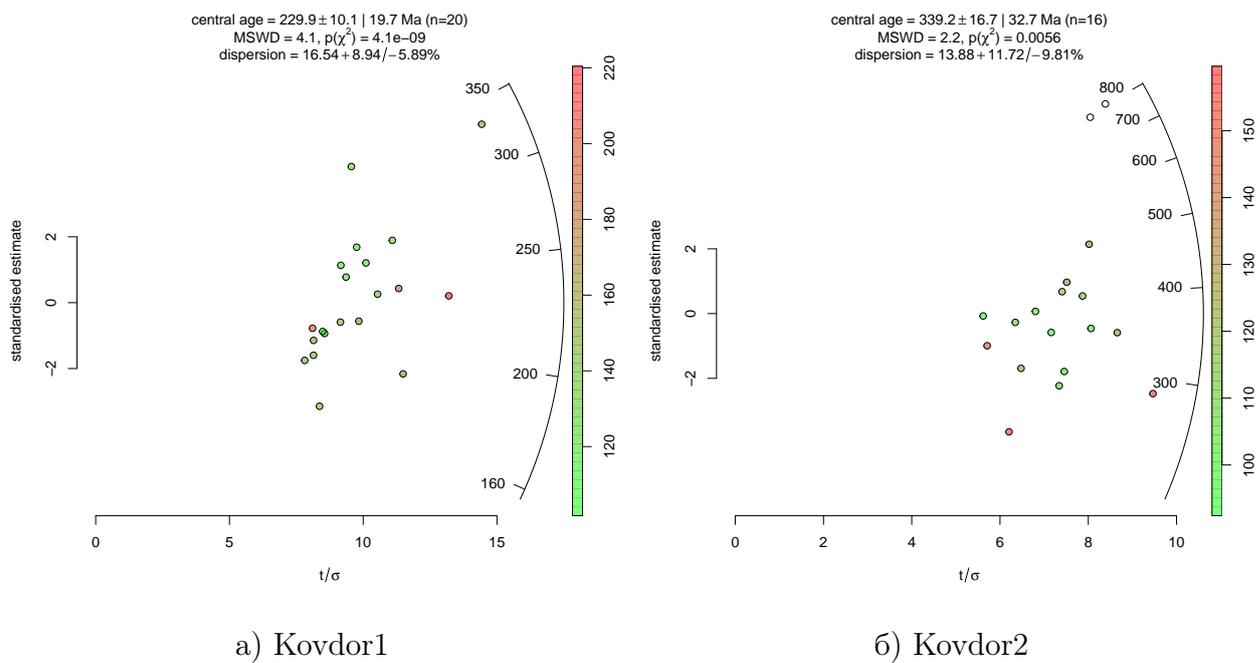


Рис. 4.9: Трековые возрасты образцов Ковдорского массива, полученные с помощью программы IsoplotR (Vermeesch, 2018).

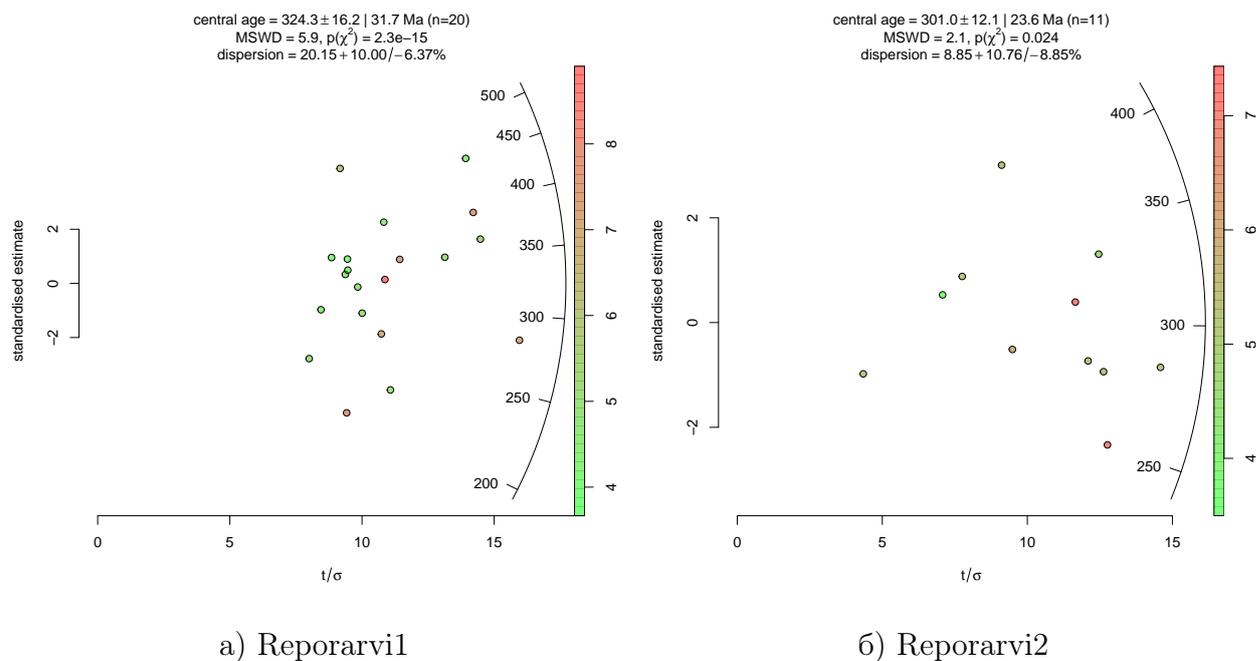


Рис. 4.10: Трековые возрасты образцов массива Репоярви, полученные с помощью программы IsoplotR (Vermeesch, 2018).

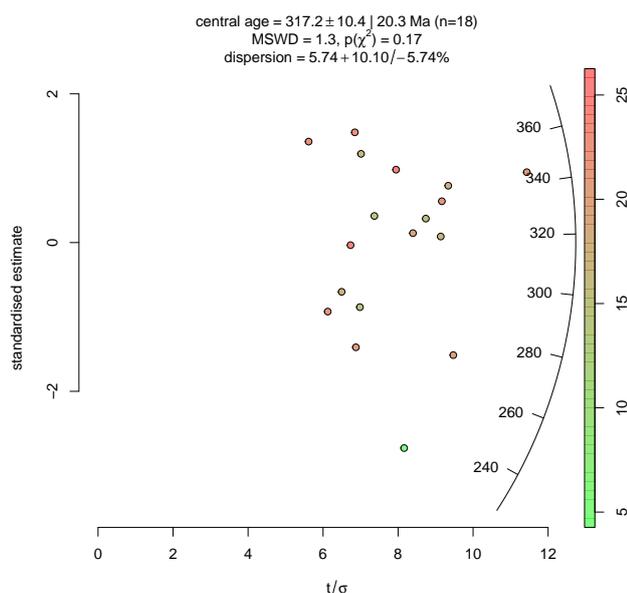


Рис. 4.11: Трековый возраст образца Reporjarvi4 массива Репоярви, полученный с помощью программы IsoplotR (Vermeesch, 2018).

4.4 Моделирование

Сокращение длин треков в зоне частичного отжига (PAZ) позволяет получить температурно-временную модель (t-T модель) остывания породы. Моделирование осуществляется путём построения по имеющимся данным о длинах треков прямой модели, которая позволит сделать предположение о характере остывания породы. Затем выполня-

ется инверсивное (обратное) моделирование, являющееся решением обратной задачи. Учитывая конечные и предполагаемые начальные условия подбираются возможные варианты термической истории массива. То есть результат инверсивного моделирования представляет собой набор различных сценариев термической эволюции, достоверных с той или иной вероятностью (Ketcham, 2005).

Для t - T моделирования рассматриваемых комплексов, на основании полученных трековых данных была использована программа HeFTy. Результат моделирования представляет собой t - T диаграмму, где фиксируются температурные изменения с течением времени. Полученные температурные модели для массивов представлены на рисунках 4.12 и 4.13.

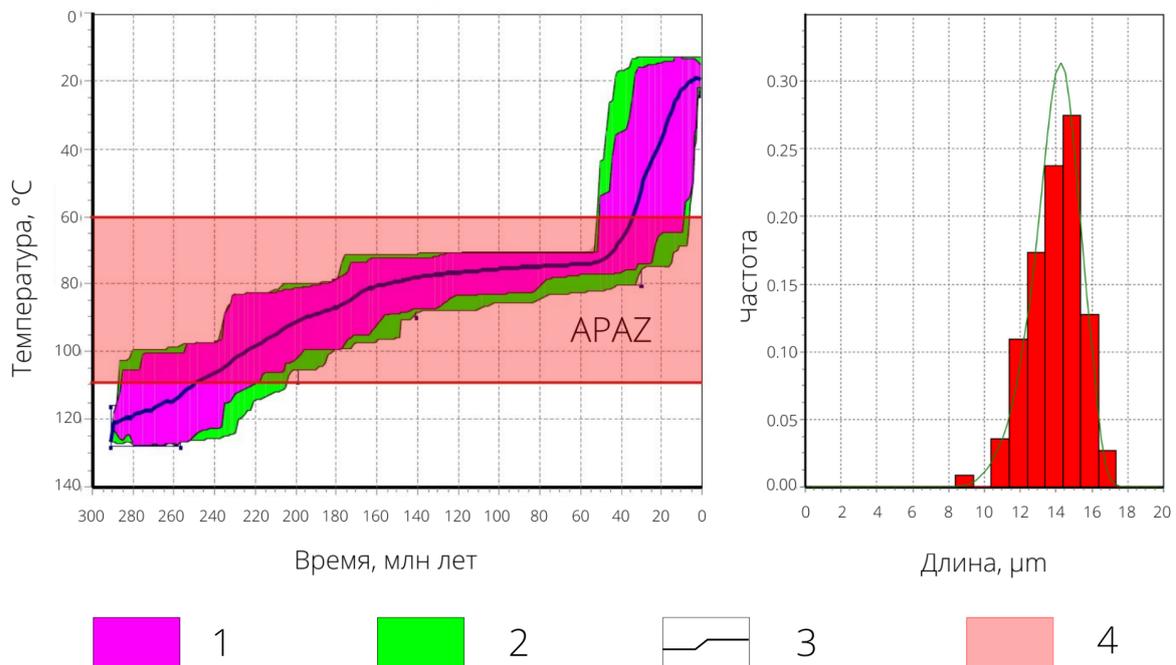


Рис. 4.12: Результаты термического моделирования массива Ковдор, полученные с помощью программы HeFTy. Слева — t - T диаграмма построенная по трековым данным в апатите. Слева — гистограмма распределения длин треков в апатите (Ketcham, 2005; Ketcham and Donelick, 2009).

- 1 — события, происходившие с вероятностью более 50%;
- 2 — события, происходившие с вероятностью более 5%;
- 3 — наиболее вероятное событие;
- 4 — PAZ (partial annealing zone) — зона частичного отжига треков.

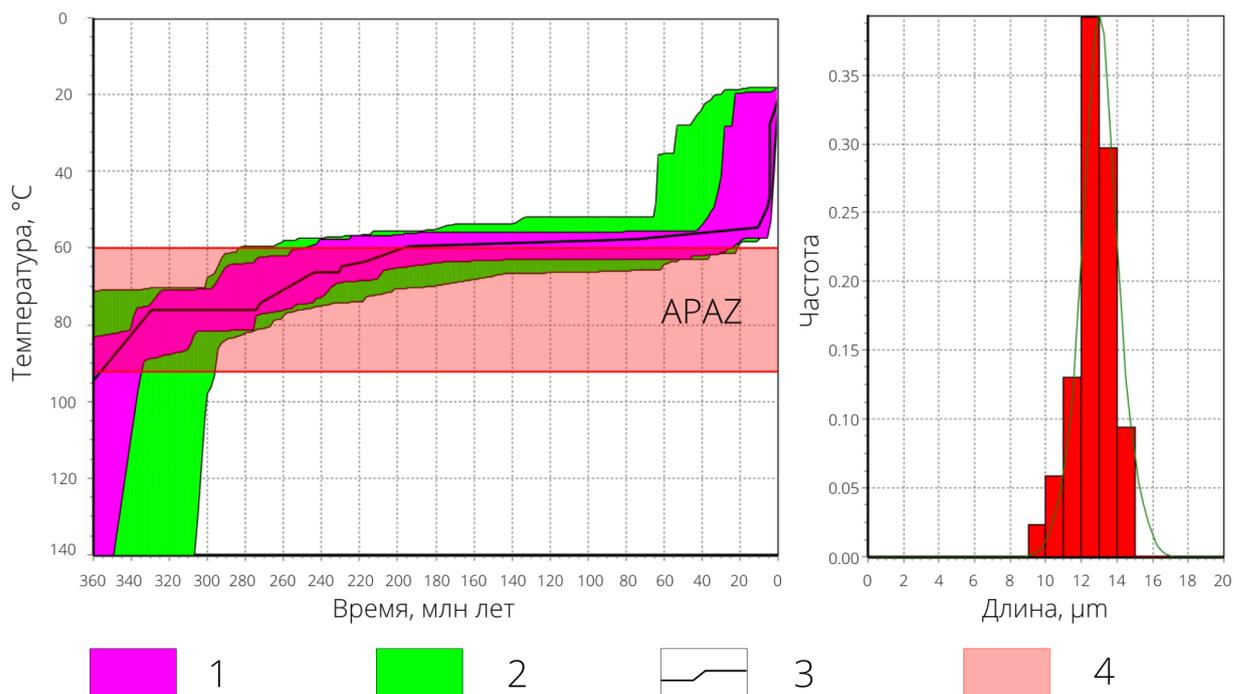


Рис. 4.13: Результаты термического моделирования массива Репоярви, полученные с помощью программы HeFTy. Слева — t-T диаграмма построенная по трековым данным в апатите. Слева — гистограмма распределения длин треков в апатите (Ketcham, 2005; Ketcham and Donelick, 2009).

- 1 — события, происходившие с вероятностью более 50%;
- 2 — события, происходившие с вероятностью более 5%;
- 3 — наиболее вероятное событие;
- 4 — PAZ (partial annealing zone) — зона частичного отжига треков.

4.5 Обсуждение результатов

По результатам трекового датирования апатита, были получены возрасты массивов от 301.0 ± 23.6 до 324.3 ± 31.7 млн лет для массива Репоярви и возрасты 229.9 ± 19.7 и 339.2 ± 32.7 млн лет с разницей в ~ 110 млн лет для Ковдорского массива.

Для массива Репоярви различие в возрасте образцов перекрывается в пределах ошибки и не зависит в данном случае от глубины керна, так как различие в глубине меньше, чем разрешение метода. Следовательно, данный период для массива можно интерпретировать как одно температурное событие.

Для Ковдорского массива возраст образца Kovdor2 (339.2 ± 32.7 млн лет) совпадает с датировками апатита из массива Репоярви. Возраст образца Kovdor1 сильно отличается от этих датировок. Исследованные образцы принадлежат к разным комплексам

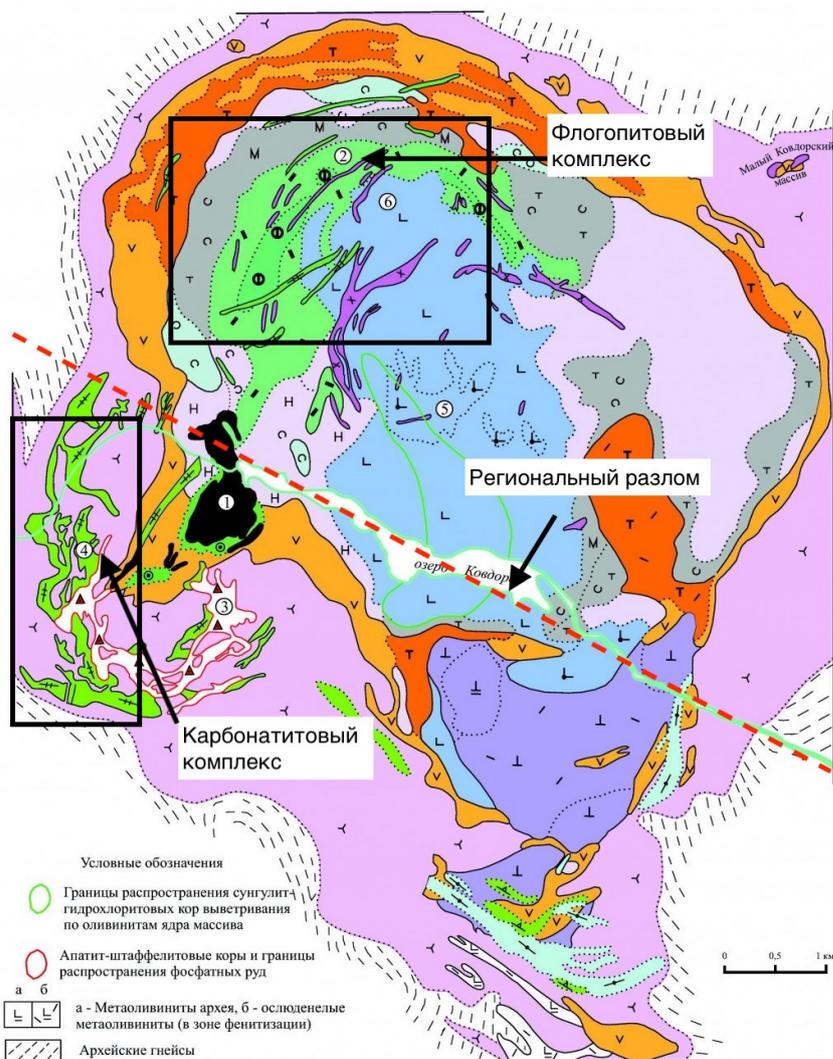
пород массива: Kovdor1 был отобран из флогопитового комплекса, а Kovdor2 относится к комплексу карбонатитов. Данные комплексы, как наблюдается на геологических картах (рисунок 4.14), разделены региональным разломом. Разница в трековом возрасте апатита может объясняться неравномерным поднятием массива по разные стороны от разлома. В данном случае наблюдается, что южное крыло массива поднялось раньше, 340 млн лет назад, а северное только 230 млн лет назад. Конечно, нельзя с большой долей вероятности сделать такой вывод на основании 1 образца, но характер эксгумации Ковдорского массива может являться в дальнейшем предметом более детальных исследований.

Согласно полученным t - T моделям (рисунок 4.12 и 4.13) наблюдается этап достаточно быстрого остывания 340–300 млн лет назад. Такие датировки встречаются и в термохронологических исследованиях по другим массивам, например, Озёрная Варакка (Veselovskiy et al., 2019), следовательно, можно сделать вывод об общем поднятии территории в это время. Исходя из того, что Ковдорский массив в момент образования кристаллизовался на относительно небольшой глубине — около 4 км (Amelin and Zaitsev, 2002) и при пересечении изотермы 110°C 340–300 млн лет назад оказался на глубине около 3 км (при геотомическом градиенте 30°C/км). Таким образом, скорость эксгумации составляла 25 м/млн лет. Вероятно, этот этап связан с влиянием с востока и запада событий герцинского орогенеза, в результате которых происходило платформенное поднятие территории Балтийского щита. Этот этап согласуется с этапом остывания, полученным в других исследованиях по Кольскому полуострову (Veselovskiy et al., 2015, 2019, 2020).

Затем, как проиллюстрировано на рисунках 4.12 и 4.13, последовал этап монотонного медленного остывания со скоростью эрозии 3–5 м/млн лет. Этот этап представляет собой период без влияния тектонической активности.

Третий этап характеризует период 40 млн лет назад и до настоящего времени. Данный эпизод быстрого охлаждения пород наблюдается на моделях обоих массивов. Эксгумация в это время происходит со скоростью около 30 м/млн лет. В работах по Норвежской части Балтийского щита выделяют два температурных события этого времени (Stuevold and Eldholm, 1996):

- тектоническое событие, связанное с поздним рифтогенезом во время раскрытия Атлантического океана в районе Скандинавии, происходящее в палеоцене–эоцене (Бискэ, 2019);
- внутриплитное температурное событие в неогене. Вероятно по причине увеличения теплового потока из-за влияния исландского плюма (Lawver and Muller, 1994).



| | | | |
|--|---|--|--|
| | оливиниты среднезернистые | | мончеллитовые породы |
| | оливиниты рудные | | пироксен-мелилитовые породы и мелилиты ("турьяitized") гипербазиты) скарнированные |
| | рудные пироксениты | | гранат-амфибол-диопсидовые скарноподобные породы с мончеллитом |
| | пироксениты пегматоидные | | кальцит-эгириновые породы с реликтами фенитов |
| | пироксениты слюдястые | | флогопит-диопсидовые породы |
| | ийолиты | | гигантозернистые флогопит-диопсидовые породы |
| | турьяиты пироксеновые | | апатит-форстерит-флогопитовые метасоматиты |
| | турьяиты флогопитовые | | кальцит-апатит-флогопитовые породы с диопсидом, магнетитом |
| | нефелиновые сиениты, ювиты, полевошпатовые ийолиты | | форстерит-кальцитовые карбонатиты с бадделейтом, магнетитом, апатитом |
| | фениты (сиенитизированные породы экзоконтакта) | | магнетитовые руды карбонатитового этапа |
| | слюдяно-пироксеновые породы с реликтами оливинитов | | апатит-штаффелитовые породы |
| | нефелин-пироксеновые породы ("ийолитизированные гипербазиты") | | коры выветривания |

Рис. 4.14: Геологическая карта Ковдорского массива (Афанасьев, 2011).

Заключение

В результате проделанной работы были получены новые датировки 2 образцов из Ковдорского массива и 3 образцов из массива Репоярви, не изученного ранее с точки зрения термохронологии. Была дополнена термохронологическая история для Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона Балтийского щита.

Для Ковдорского массива полученная картина указывает на разные эрозионные срезы массива по обе стороны от регионального разлома.

В результате исследования было выделено 3 стадии остывания территории западной части Кольского полуострова:

1. 340–300 млн лет назад. Данный этап характеризуется быстрым остыванием массива в результате поднятия Балтийского щита из-за влияния с запада и востока процессов герцинского орогенеза.
2. 300–40 млн лет назад. В этот промежуток времени происходило монотонное плавное остывание со скоростью эрозии территории 3–5 м/млн лет.
3. 40 млн лет назад и до настоящего момента последовал этап быстрого охлаждения пород, по всей видимости связанный с поднятием в результате раскрытия Атлантического океана в районе Скандинавии в палеоцене-эоцене.

Для получения более подробной картины термической истории необходимо изучить большее количество образцов и, в дополнение к трековому датированию применить другие термохронологические методы.

Благодарности

Выражаю искреннюю благодарность моему научному руководителю, Малышеву Сергею Владировичу за помощь и наставления в ходе выполнения выпускной квалификационной работы.

В добавок хотелось бы упомянуть, что в ходе получения трековых данных использовалось оборудование ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования», «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа», «Геомодель» а также масс-спектрометр LA-ICP-MS лаборатории Института земной коры СО РАН.

Также хотелось бы выразить благодарность О. В. Якубович и Н. А. Алфимовой за предоставленные образцы и полезные для исследования обсуждения.

Литература

- Precise geochronology of phosphates and carbonatites: The critical role of U-series disequilibrium in age interpretations ; Executor: Yuri Amelin, Anatoly N Zaitsev : 2002.
- Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS // *Chemical Geology*. — 2004. — jul. — Vol. 207, no. 3-4. — P. 135–145. — Access mode: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0009254104000427>.
- Arzamastsev A. A., Arzamastseva L. V. Geochemical indicators of the evolution of the ultrabasic-alkaline series of Paleozoic massifs of the Fennoscandian shield // *Petrology*. — 2013. — 6. — Vol. 21. — P. 249–279.
- Arzamastsev A. A., Mitrofanov F. P. Paleozoic plume-lithospheric processes in northeastern Fennoscandia: Evaluation of the composition of the parental mantle melts and magma generation conditions // *Petrology*. — 2009. — 5. — Vol. 17. — P. 300–313.
- Barry Kohn, Ling Chung, Andrew Gleadow. *Fission-Track Analysis: Field Collection, Sample Preparation and Data Acquisition*. — 2019.
- Carbonatites: Contrasting, Complex, and Controversial / Vadim S. Kamenetsky, Anna G. Doroshkevich, Holly A.L. Elliott, Anatoly N. Zaitsev // *Elements*. — 2021. — Vol. 17. — P. 307–314.
- Chew David M., Sylvester Paul J., Tubrett Mike N. U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS // *Chemical Geology*. — 2011. — 1. — Vol. 280. — P. 200–216.
- Donelick Raymond A, O’Sullivan Paul B, Ketcham Richard A. Apatite fission-track analysis // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. — 2005. — Vol. 58. — P. 49–94.
- Fleisher R. L., Price P. B., Walker R. M. *Nuclear Tracks in Solids*. — Berkeley CA: University of California Press, 1975. — P. 605.
- An Outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield ; Executor: Gabor Gaal, Roland Gorbatshev : 1987. — P. 15–52.
- Ketcham Richard A. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. — 2005. — Vol. 58. — P. 275–314.

- HeFTy Version 1.6.7 ; Executor: Richard A Ketcham, Raymond A Donelick : 2009.
- The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism ; Executor: U Kramm, L N Kogarko, V A Kononova, H Vartiainen : 1993. — P. 33–44.
- LA-ICP-MS apatite fission track dating: A practical zeta-based approach / Nathan Cogné, David M Chew, Raymond A Donelick, Claire Ansberque // *Chemical Geology*. — 2020. — Vol. 531. — P. 119302. — Access mode: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119302>.
- Lawver L. A., Muller R. D. Iceland hotspot track // *Geology*. — 1994. — Vol. 22. — P. 311–314.
- Malusa Marco G., Fitzgerald Paul G. From Cooling to Exhumation: Setting the Reference Frame for the Interpretation of Thermochronologic Data. — 2019.
- McDowell Fred W., McIntosh William C., Farley Kenneth A. A precise ^{40}Ar - ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard // *Chemical Geology*. — 2005. — 1. — Vol. 214. — P. 249–263.
- New apatite fission-track data from the murmansk craton, NE fennoscandia: An echo of hidden thermotectonic events / Roman V Veselovskiy, Róbert Arató, Tanya E Bagdasaryan et al. // *Minerals*. — 2020. — Vol. 10. — P. 1–15.
- Peyton S Lynn, Carrapa Barbara. An Introduction to Low-temperature Thermochronologic Techniques, Methodology, and Applications. — 2013. — P. 15–36.
- Phoscorites and Carbonatites: Relations, Possible Petrogenetic Processes, and Parental Magma, with Reference to the Kovdor Massif, Kola Peninsula / I T Rass, D B Petrenko, E V Koval'chuk, A I Yakushev // *Geochemistry International*. — 2020. — Vol. 58. — P. 753–778.
- Rare earth elements in phoscorites and carbonatites of the Devonian Kola Alkaline Province, Russia: Examples from Kovdor, Khibina, Vuoriyarvi and Turiy Mys complexes / Anatoly N. Zaitsev, C. Terry Williams, Teresa E. Jeffries et al. // *Ore Geology Reviews*. — 2014. — Vol. 61. — P. 204–225.
- Cenozoic uplift of Fennoscandia inferred from a study of the mid-Norwegian margin ; Executor: Liv M Stuevold, Olav Eldholm : 1996. — P. 359–386.
- Sun Shen Su, McDonough William F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Geological Society Special Publication*. — 1989. — Vol. 42. — P. 313–345.

- THERMAL ANNEALING OF FISSION TRACKS IN APATITE 2. A Quantitative Analysis ; Executor: G M Laslett', P F Green', I R Duddy2, A J W Gleadow2 : 1987. — P. 1–13.
- Tagami Takahiro. Application of Fission-Track Thermochronology to Understand Fault Zones. — 2019.
- Tectonic evolution of the SW Norwegian passive margin based on low-temperature thermochronology from the innermost Hardangerfjord area / Karen C. Johannessen, Fabian Kohlmann, Anna K. Ksienzyk et al. // Norwegian journal of geology. — 2013. — Vol. 93. — P. 243–260.
- 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 / Roman V Veselovskiy, Stuart N Thomson, Andrey A Arzamastsev et al. // Tectonics. — 2019. — Vol. 38. — P. 2317–2337.
- Vermeesch Pieter. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology // Geoscience Frontiers. — 2018. — 9. — Vol. 9. — P. 1479–1493.
- Veselovskiy R.V., A.A Thomson S.N. Arzamastsev, Zakharov V.S. Apatite fission track thermochronology of Khibina Massif (Kola Peninsula, Russia): Implications for post-Devonian Tectonics of the NE Fennoscandia // Tectonophysics. — 2015. — Vol. 665. — P. 157–163.
- Veselovskiy R. V., Arzamastsev A. A. Evidence for the Mesozoic endogenous activity in the northeastern part of the Fennoscandian Shield // Doklady Earth Sciences. — 2011. — 6. — Vol. 438. — P. 754–758.
- Wagner GA, van den Haute P. Fission track dating // Kluwer Academic, Dordrecht. — 1992.
- O'Sullivan Gary, Chew David, Kenny Gavin et al. The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies. — 2020. — 2.
- Арзамасцев А. А., Бу Фу-Ян. U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции // Петрология. — 2014. — Т. 22. — С. 496–515.
- Афанасьев Б. В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. — Роза ветров, 2011.
- Бискэ Ю. С. Геология России. — 2019. — С. 1–228. — ISBN: 978-5-288-.
- Глебовицкий В.А., Миллер Ю. В. Беломорский подвижный пояс. — 2005.

Отчет о результатах работ по объекту «Проведение в 2017-2019 годах региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Северо-Западного и Центрального федеральных округов». АО «Северо-Западное ПГО» ; исполн.: А. В. Матрёничев : 2020.

Миллер Ю. В. Беломорский подвижный пояс Балтийского щита // Региональная геология. — 2006. — Т. 27. — С. 5–14.

Фор Г. Основы изотопной геологии. — 1989.