

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

На правах рукописи

КРАСОТКИНА Анна Олеговна

**ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ
АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ИЧЕТЬЮ И
ПИЖЕМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН)**

*Специальность 25.00.09 – Геохимия, геохимические методы поисков
полезных ископаемых*

**Диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук**

Научный руководитель:
д.г.-м.н., доцент
Скублов Сергей Геннадьевич

Санкт-Петербург - 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1 Геологические предпосылки постановки изотопно-геохимических работ	6
1.1 Геологическое строение района исследования	9
1.2 Краткий обзор геологической изученности.....	11
1.3 Проблемы стратиграфия девонских толщ Пижемско-Умбинского рудного узла.....	16
1.4 Геологическое строение Пижемского месторождения	18
1.5 Геологическое строение рудопроявления Ичетью	20
1.6 Выбор и характеристика мест отбора проб	23
Глава 2 Методы исследования	28
Глава 3 Изотопно-геохимическое исследование акцессорных минералов рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения	33
3.1 Циркон.....	33
3.1.1 Общие вопросы геохимии циркона.....	33
3.1.2 Циркон из Пижемского месторождения.....	34
3.1.3 Циркон из рудопроявления Ичетью	48
3.1.4 Преобразование циркона в бадделеит	60
3.1.5 Взаимоотношение циркона и ксенотима	71
3.2 Рутил.....	78
3.2.1 Общие вопросы геохимии рутила	78
3.2.2 Рутил из рудопроявления Ичетью	79
3.3 Монацит	106
3.3.1 Общие сведения о составе монацита.....	106
3.3.2 Геохимия редких элементов в монаците.....	107
3.3.3 Изотопно-геохимическая характеристика монацита из рудопроявления Ичетью	121
Глава 4 Обзор гипотез о происхождении рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения	130

4.1 Обзор существующих концепций генезиса рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения	130
4.2 Изотопно-геохимическая характеристика циркона из подстилающих глинистых сланцев лунвожской свиты	139
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	151
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	154
ПРИЛОЖЕНИЯ	171

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. На севере Вольско-Вымской гряды (Средний Тиман) известно комплексное алмаз-золото-редкоземельно-редкометалльно-титановое рудопроявление Ичетью, приуроченное к конглобрекчиевому горизонту, который залегает на отложениях, вмещающих Пижемское месторождение лейкоксона – одно из крупнейших титановых месторождений в России. Оба рудных объекта уникальны и расположены в пределах Пижемской депрессии.

Вопросы генезиса, возраста и источника рудного вещества этих промышленно важных объектов являются предметом научных дискуссий. Рядом исследователей рудопроявление Ичетью и Пижемское месторождение рассматриваются как коры выветривания и/или россыпи девонского возраста (Плякин, Ершова, 2010; и др.). С другой стороны в работах А.Б. Макеева и его коллег (Макеев, Дудар, 2001; Макеев, Борисовский, 2013; и др.) активно развивается гидротермальная модель генезиса этих месторождений, предполагающая иной источник рудного вещества, чем в осадочной гипотезе.

Аргументированная поддержка той или иной гипотезы требует комплексного изотопно-геохимического исследования промышленно важных акцессорных минералов изучаемых рудных объектов (циркона, рутила, монацита) (Макеев, Скублов, 2016). Будучи одновременно минералами-геохронометрами, они несут важную информацию о коренных источниках и времени протекания геологических процессов, ответственных за формирование месторождений.

Цель и задачи исследования. Основной целью работы является выявление особенностей редкоэлементного состава и установление возраста акцессорных минералов (циркона, рутила и монацита) из рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Анализ химического состава и определение U-Pb возраста (SIMS метод) для циркона из рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения в сравнении с аналогичными данными для ниже залегающих глинистых сланцев.
2. Выделение (на основе изучения морфологии, внутреннего строения и состава элементов-примесей) разновидностей рутила, анализ взаимоотношений между ними и поведения редких элементов в процессе преобразования рутила.
3. Установление генезиса разновидностей (Ce-Nd и La-Ce) монацита путем анализа его изотопно-геохимических особенностей.

4. Комплексная оценка возраста рутила (U-Pb система) и монацита (U-Pb и Th-Pb системы) локальным (LA-ICP-MS) и классическим (TIMS) методами.

Фактический материал. В основу диссертации положен каменный материал, предоставленный А.Б. Макеевым (ИГЕМ РАН), отобранный им при полевых исследованиях рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения. Изученная опорная коллекция представляет собой 4 шлиховых концентрата рудных и аксессуарных минералов двух объектов, из которых был выделен циркон, 12 шлиховых проб с рутилом и 12 шлиховых проб с монацитом. Дополнительно был проанализирован циркон из рифейских глинистых сланцев – древних осадочных пород подстилающих рудные объекты.

Содержание главных элементов в минералах (более 450 анализов) определялось на растровом электронном микроскопе SEM JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 в ИГГД РАН (аналитик О.Л. Галанкина). Определение содержания редких и редкоземельных элементов в цирконе (около 115 анализов) осуществлялось методом SIMS на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, аналитики С.Г. Симакин и Е.В. Потапов). Локальное датирование циркона U-Pb методом (107 точек в 4 пробах) выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики Н.В. Родионов и П.А. Львов). Рутил и монацит были продатированы классическим U-Pb методом (TIMS, TRITON TI) в лаборатории ИГГД РАН (14 проб, аналитик Н.Г. Ризванова).

Состав рутила, помимо SEM-EDS, был изучен на микрозондовом анализаторе WDS Shimadzu EPMA 1600 (135 анализов) в Университете науки и технологий Китая (аналитик Ю.-С. Чен). Помимо этого, методом LA-ICP-MS были проанализированы зерна рутила из числа предварительно изученных методом SEM-EDS (102 анализа). Локальное U-Pb датирование рутила (13 точек) было выполнено методом LA-ICP-MS в Шведском музее естественной истории (г. Стокгольм) (аналитики Э. Койман и М. Шмитт).

В предварительно изученных методом SEM-EDS зернах монацита (84 зерна) было определено содержание 30 элементов-примесей и проведено датирование U-Th-Pb методом LA-ICP-MS в лаборатории Геологической службы Дании и Гренландии (г. Копенгаген, аналитики Т.Б. Томсен и С.Х. Серпе).

Для диагностики микровключения анатаза в рутиле была использована спектроскопия комбинационного рассеяния (Renishaw InVia, Горный университет, аналитик М.М. Мачевариани).

Личный вклад диссертанта заключался в организации и проведении всех этапов подготовительных и непосредственном участии в большинстве лабораторных исследований, обработке и интерпретации полученных аналитических данных.

Защищаемые положения.

1 Циркон из рудопроявления Ичетью подобен циркону из Пижемского месторождения по повышенному содержанию неформульных элементов (Y, REE, P, Nb, Ti и Ca) и наличию значений U-Pb возраста около 600 млн. лет, но отличается от циркона из подстилающих глинистых сланцев, минимальный возраст которого составляет около 1000 млн. лет.

2. Изменение состава рутила из рудопроявления Ичетью (замещение высокониобиевого рутила ниобиевым и умеренно ниобиевым вплоть до образования чистого рутила) сопровождается уменьшением содержания Fe, Mn, Cr, Th и Ag в результате гидротермального процесса с возрастом около 580 млн. лет.

3. Монацит из рудопроявления Ичетью представлен двумя разновидностями (церий-неодимовой и –лантан-цериевой), которые по особенностям состава – крайне низкому содержанию Th и ряда других редких элементов, а также отсутствию отчетливо выраженной отрицательной Eu-аномалии имеют гидротермальное происхождение. Ce-Nd глобулярный монацит (куларит) демонстрирует значительное расхождение значений ^{238}U - ^{206}Pb -возраста (1000-1100 млн. лет) и ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста (600-700 млн. лет). Первый возраст отвечает времени кристаллизации куларита в породах фундамента, второй – времени перекристаллизации куларита и монацита в результате интенсивных гидротермальных процессов.

Научная новизна. Впервые проведено изотопно-геохимическое исследование циркона из рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения современными локальными методами, установившими единый тренд обогащения циркона неформульными элементами в результате гидротермальных процессов. Показано, что по U-Pb возрасту и содержанию редких элементов циркон из изучаемых месторождений принципиально отличается от циркона из подстилающих глинистых сланцев, что исключает эти сланцы из числа коренных источников рудных минералов месторождений Пижемско-Умбинского рудного узла.

В рудопроявлении Ичетью обнаружены зерна циркона, которые в краевых зонах замещаются срастаниями бадделеита и рутила. Такие взаимоотношения крайне редки и не превышают трех-четырёх достоверно зафиксированных случаев. С учетом литературных данных по реакционным взаимоотношениям циркона и бадделеита в природных образцах

и результатов экспериментов, сделан вывод о том, что наиболее вероятным механизмом преобразования циркона в бадделеит в рудопроявлении Ичетью было воздействие на циркон высокотемпературных щелочных флюидов, транспортирующих HFSE (Скублов и др., 2018).

В результате впервые проведенного изотопно-геохимического исследования рутила из рудопроявления Ичетью установлено, что поступивший из различных источников разновозрастный (около 1000, 1660, 1860 и 1980 млн. лет) рутил претерпел общее для всех его разновидностей термальное воздействие в результате процесса с возрастом около 580 млн. лет. Результаты геохронологического исследования рутила согласуются с проведенным датированием циркона из рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения.

Установлен гидротермальный генезис Ce-Nd- и La-Ce-монацита из рудопроявления Ичетью по особенностям состава и значительному расхождению значений ^{238}U - ^{206}Pb - и ^{232}Th - ^{208}Pb -возрастов (для Ce-Nd-монацита), определенных в одной точке.

Практическая значимость. Полученные результаты могут служить дополнительными изотопно-геохимическими (оценки возрастов образования и перекристаллизации минералов) и минералого-геохимическими (особенности состава минералов по редким элементам) критериями для оценки перспектив титановых объектов Среднего Тимана по запасам редких металлов (Zr, Y, REE), а также использоваться в качестве поисковых признаков аналогичных объектов.

Результаты комплексного изотопно-геохимического исследования акцессорных минералов могут быть использованы в материалах лекций в рамках специализированных учебных курсов (изотопная геохимия, поисковая минералогия и прикладная геохимия).

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 4 глав, заключения и списка литературы. Содержит 216 страниц, 85 рисунков и 26 таблиц. Список литературы включает 181 источник.

Во введении обсуждается актуальность работы, ее цели и задачи, фактический материал, перечислены методы исследования и защищаемые положения. Глава 1 содержит общую информацию о геологическом строении региона исследования и объектов исследования (рудопроявление Ичетью и Пижемское месторождение), в автореферат изложение этого раздела не включено. В главе 2 приведена детальная информация о методах исследования, использованных в данной работе. В главе 3, основной главе диссертационной работы, приведены результаты комплексного изотопно-геохимического исследования минералов (циркона, рутила и монацита): обсуждается

внутреннее строение, анализ минеральных включений, химический состав изучаемых минералов по главным, редким и редкоземельным элементам, а также изотопно-геохимическая характеристика и возраст минералов. Глава 4 посвящена обзору существующих гипотез и точек зрения на происхождение исследуемых объектов, а также результатам изотопно-геохимического исследования циркона из подстилающих глинистых сланцев в контексте дискуссии по поводу генезиса месторождений. Выводы диссертации представлены в заключении. Обоснование защищаемых положений в основном приведено в главе 3 и частично в главе 4.

Апробация. Результаты исследований отражены в 19 публикациях, включая 5 статей (4 из них в журналах из перечня ВАК), тезисы и материалы конференций: «Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования» (Москва, 2015), «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (Москва, 2015), «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения)» (Сыктывкар, 2016, 2018), 11 Freiberg – St. Petersburger Kolloquium junger Wissenschaftler, ВНТ (Germany, Freiberg, 2016), Юбилейный съезд Российского минералогического общества «200 лет РМО» (Санкт-Петербург, 2017), VII Российская молодёжная научно-практическая школа «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2017) и др.

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность проф. А.Б. Макееву за предоставленный фактический материал, консультации и помощь на протяжении всего диссертационного исследования. Автор глубоко благодарен своему научному руководителю проф. С.Г. Скублову за всестороннюю помощь в работе над диссертацией и при организации аналитических исследований.

Автор признателен за проведение аналитических работ и обсуждение результатов О.Л. Галанкиной, Н.Г. Ризвановой и Н.М. Королеву (ИГГД РАН), С.Г. Симакину, Е.В. Потапову (ЯФ ФТИАН), Н.Г. Бережной, П.А. Львову и Н.В. Родионову (ЦИИ ВСЕГЕИ), Ю.-С. Чену (Китай), Э. Койман (Швеция), Т.Б. Томсену и С.Х. Серре (Дания), М.М. Мачевариани, А.Е. Мельнику (Горный университет).

Исследование поддержано молодежным грантом РФФИ № 17-35-50003.

Глава 1 Геологические предпосылки постановки изотопно-геохимических работ

1.1 Геологическое строение района исследования

Тиманский кряж, возвышенность на северо-востоке Восточно-Европейской платформы в пределах Республики Коми и Архангельской области является крупнейшей в мировом масштабе провинцией развития титановых россыпей (рис. 1.1) с лейкоксеновым и ильменит-лейкоксеновым типом руд. Тиманский кряж протягивается от Чешской губы Баренцева моря на северо-западе до истоков рек Вычегды и Вишеры на юго-востоке, сочленяясь в своем южном окончании (Полюдов Камень) с Северным Уралом. Долинами рек Печорской Пижмы и Мезенской Пижмы Тиманский кряж делится на южную, среднюю и северную части. Северная часть (Северный Тиман) состоит из невысоких гряд: Косьминский Камень и Тиманский Камень с высотой до 300 м; средняя – наиболее высокая до 470 м (Четласский Камень и Вольско-Вымская гряда – Средний Тиман). Южная часть имеет платообразный характер, долинами рек расчленена на ряд отдельных возвышенностей – «парм» (с высотами до 300–350 м).

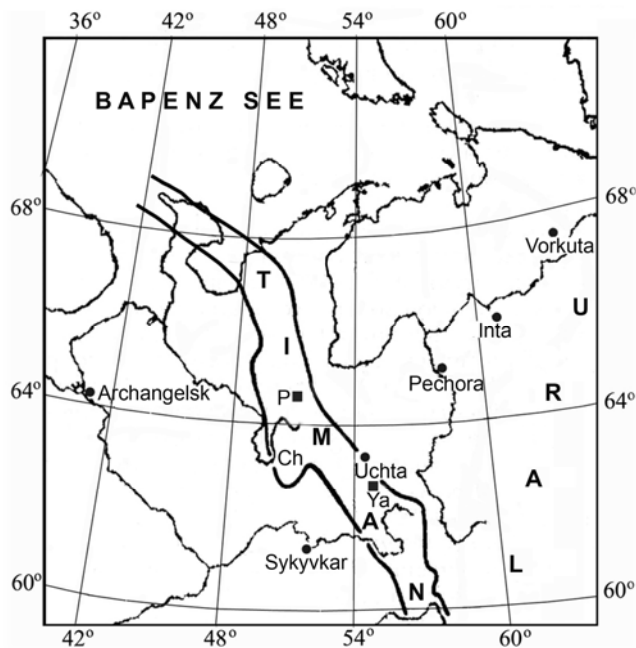


Рис. 1.1. Схема расположения Тиманского кряжа, Республика Коми (Макеев, Брянчанинова, 2009).

По геологическому строению Тиманский кряж относится к области Тиманского поднятия, отделённой от Русской и Печорской плит глубинными разломами. В сводовой части поднятий обнажён дислоцированный метаосадочно-метаморфический комплекс рифея с интрузиями гранитов, лампрофиров, карбонатитов и сиенитов среди сланцев,

кварцитов и карбонатных пород докембрийского возраста. Платформенный чехол сложен морскими известково-глинистыми и континентальными терригенными породами силура, девона и карбона с базальтовыми верхнедевонскими покровами, силлами и их туфами; крылья поднятий и прогибы – терригенными отложениями перми, триаса и юры. Полезные ископаемые представлены ильменит-лейкоксен-кварцевыми песчаниками Ярегского и Пижемского (рис. 1.2) титановых месторождений; Щугорскими бокситами (Четласский Камень), алмазами проявления Ичетью; месторождениями нефти и газа (Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн) (Макеев, Дудар, 2001).

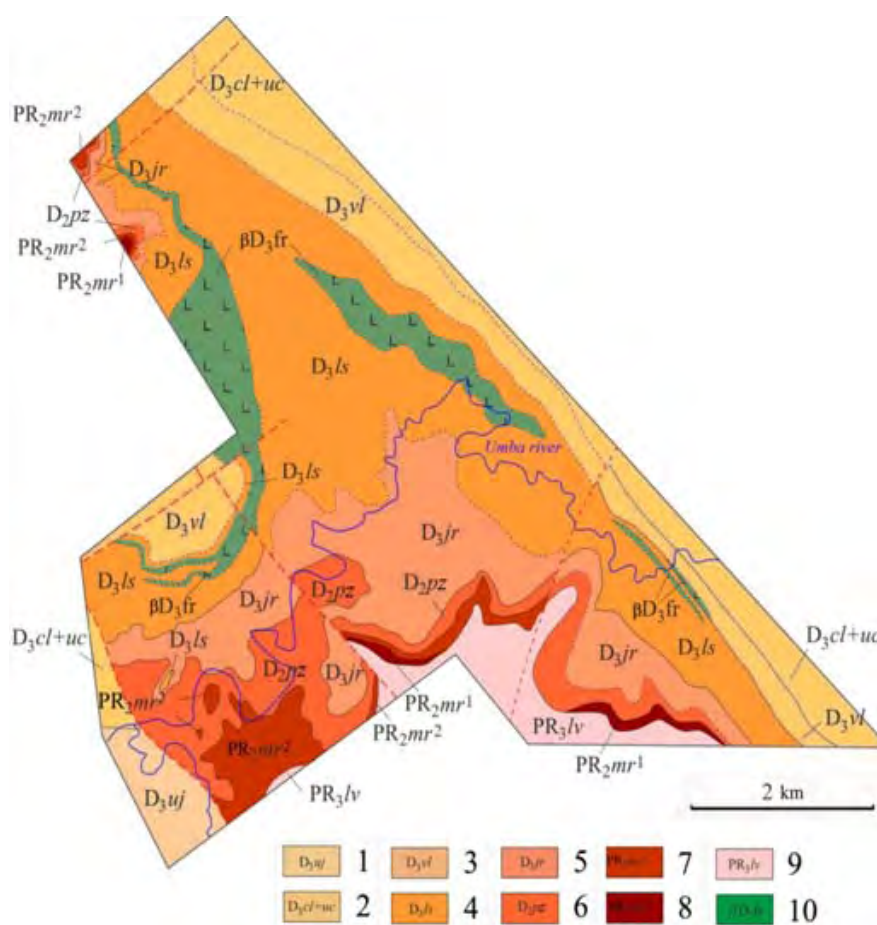


Рис. 1.2. Геологическая карта южной части Пижемского месторождения в границах лицензионного участка ЗАО «РУСТИТАН» (Макеев, 2016). 1–9 свиты: 1 – устьерегская (песчаники, алевролиты, мергели, глины, реже известняки); 2 – устьечиркинская и цилемская (песчаники, аргиллиты); 3 – валсовская (базальты, туфы, туфопесчаники, туфоаргиллиты); 4 – листовничная (алевролиты, глины, песчаники); 5 – яранская (песчаники, гравелиты, алевролиты, аргиллиты); 6 – пижемская (кварцевые песчаники, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, конглобрекчии); 7 – малоручейская (сероцветные каолинизированные титаноносные песчаники с прослоями алевролитов); 8 – малоручейская mr1 (красноцветные титаноносные песчаники, алевролиты, гравелиты в базальных слоях); 9 – лунвожская (сланцы кварцево-глинистые, алевролиты, песчаники); 10 – базальты.

1.2 Краткий обзор геологической изученности

Начало изучению геологического строения севера Русской платформы, Тиманского кряжа и Печорского Урала было положено в 1840–1841 гг. работами экспедиции Р.И. Мурчисона, Э. Вернейля и А. Кайзерлинга. По результатам этих работ в 1849 г. была составлена первая геологическая карта, отражающая главные структурные элементы Севера России (впервые на карту нанесен «Тиманский кряж»).

Бассейн р. Печорской Пижмы неоднократно посещался геологами. 1889–1891 гг. явились наиболее плодотворными в изучении геологического строения Тимана. Исследования этого периода проводились под руководством академика Ф.Н. Чернышова и положили начало углубленной разработке стратиграфии слагающего Тиман комплекса пород, тектонического строения территории. По результатам маршрутных исследований 1890 г. по рр. Печорская Пижма и Нерице, Ф.Н. Чернышев впервые указал на горстовый характер строения фундамента Тиманского кряжа и отметил по р. Печорской Пижме три складки: Левкинскую, Навожилковскую и Верховскую.

Систематические геологические исследования в бассейне рек Печорской Пижмы начались с 1929 г. В 1933 г. И.Ф. Добрынин, изучая разрез карбона, выделил пачку бокситовидных глин в верховьях р. Нерицы и опробовал её. В 1935 г. О.А. Черепенниковой произведено краткое геологическое описание газоносности и гидрогеологии бассейна р. Печорской Пижмы. А.А. Малахов с 1932 по 1936 гг. по р. Умбе и Печорской Пижме выполнял маршруты, результатом которых было выделение Умбинского горизонта (кварцевые песчаники) – живетского возраста; косминского и мыльского горизонтов – франский ярус верхнего девона. А.А. Малахов считал, что излияния базальтов приурочены к верхам умбинского и нижней половине косминского горизонта (Малахов, 1940).

В 1945–46 гг. в бассейне р. Печорской Пижмы С.В. Тихомиров проводил петрографо-стратиграфические исследования девона. Он весьма дробно расчленил средний и верхний девон, выделив среди живетского и франского ярусов слои (Тихомиров, 1948).

С 1955 по 1958 гг. в районе Верховской структуры в нижнем течении р. Печорской Пижмы, работала Среднетиманская экспедиция, в которой работали геологи Ф.Ф. Патрикеев, И.Г. Добрынин, В.П. Понамарев. Этой экспедицией была разбурена Верховская структура с целью поисков нефти и прослежены по площади бокситовидные глины в верховьях р. Нерицы. В результате проведенных работ Ф.Ф. Патрикеев пытался

сопоставить и увязать разрезы Среднего и Южного Тимана. Ф.Ф. Патрикеевым были проведены химические и минералогические анализы образцов живетских песчаников. В одном из образцов содержание TiO_2 достигало 5.2 %. Впервые в 1958 г. Ф.Ф. Патрикеев поставил вопрос о постановке специальных работ по поискам титановых россыпей, так как район среднего течения р. Печорской Пижмы он считал перспективным в этом отношении (Патрикеев, Савинкин, 1958). В 1956–1957 гг. в описываемом районе работала партия Центральной экспедиции ВСЕГЕИ, целью работ которой были поиски алмазов на Среднем Тимане. Были сделаны находки единичных алмазов и их спутников в аллювии р. Печорской Пижмы. В 1960–1961 гг. работы эти были продолжены, с целью поисков коренных источников алмазов по рекам Пижме, Умбе и их притоков в районах наиболее интенсивной магматической деятельности (Осадчук и др., 1961). Коренные источники алмазов не были найдены. Авторы утверждают, что магнитные аномалии, развитые вдоль Воряквинского разлома, вызваны дайково-жильными породами байкальского и раннегерцинского вулканических циклов и интереса не представляют с точки зрения алмазоносности.

В 1959–1960 гг. Ухтинская экспедиция (Осадчук и др., 1961) проводила специальные поисковые работы с опробованием на поиски титановых россыпей в бассейне рек Южного и Среднего Тимана. В результате этих работ летом 1960 г. было обнаружено два рудопоявления. 1. На правом берегу р. Умбы, в 2-х км выше устья р. Средней. Содержание титановых минералов в терригенных отложениях эйфельского возраста колебались по данным опробования, проведенного в 1960 г. от 19 до 252 кг/м³ (или 7 %). В одной из проб было установлено, кроме того, содержание циркона до 1.1 кг/м³. 2. На р. Печорской Пижме, в 1.5 км выше порога Великого (близ ручья Крутого) по 2 пробам содержание суммы титановых минералов составляло 46 кг/м³. (рис. 1.3, 1.4).

В 1960 г. в районе Печорской Пижмы и Умбы работала тематическая партия Коми филиала АН СССР. Сотрудниками этой партии (Кочетков, Гецен, 1963) отобраны несколько штуфных проб, анализ которых дал содержание рутилового лейкоксена от 5 до 15 %. В следующем 1961 г. сотрудники Коми филиала АН СССР, работая в этом же районе, вторично отобрали пробы из указанного обнажения, проследив распространение титаноносных (подпиежских, как они их называли) отложений по реке Умбе на 600–700 м. (Плякин, Ершова, 2011.)

Как бороздовые пробы, отобранные Ухтинской геологоразведочной экспедицией, так и штуфные пробы, отобранные тематическими партиями, дали повышенное

содержание титановых минералов, что явилось причиной постановки дальнейших специальных поисковых работ – на титан в 1963 г.

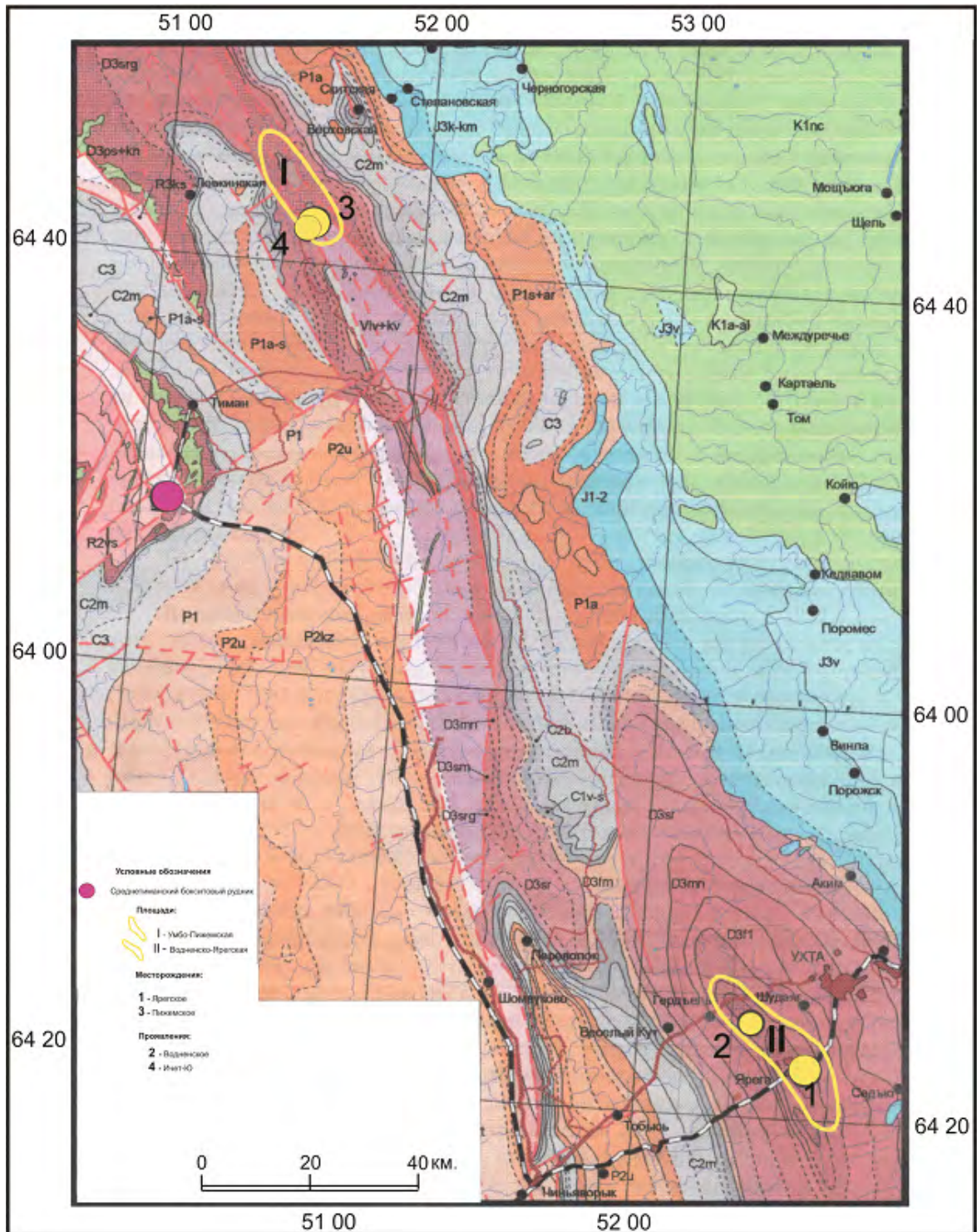


Рис. 1.3. Обзорная геологическая карта Среднего и Южного Тимана.

Выделены два крупных промышленных узла. Желтыми пятнами показаны крупные титановые месторождения: Ярегское (1) и Пижемское (3), а также сопутствующие им Вадненские месторождения радона (2) и алмазоносное проявление Ичетью (4) (Осадчук и др., 1961).

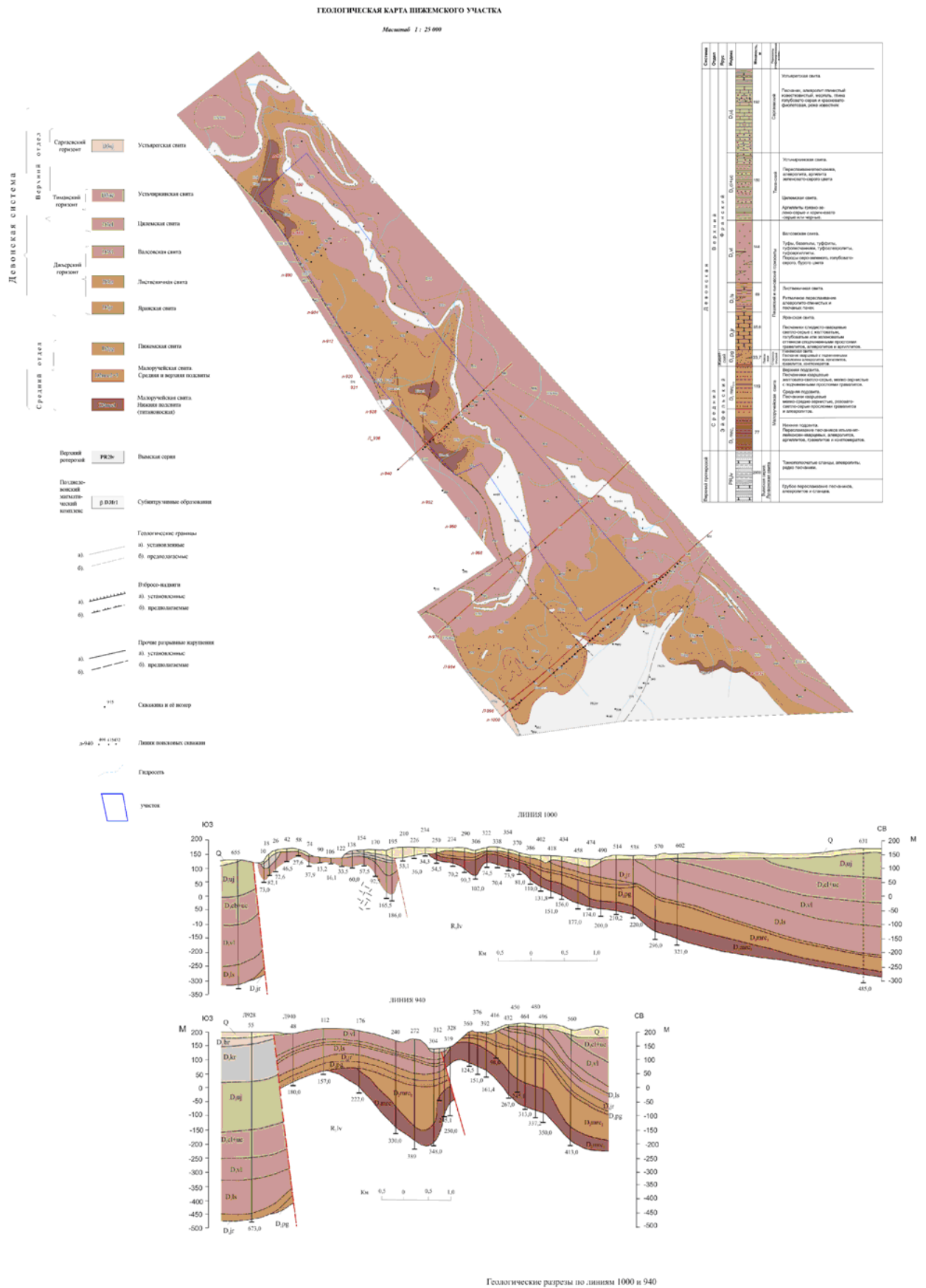


Рис. 1.4. Геологическая карта и геологические разрезы в крест простирания Пижемского титанового месторождения (Битков, 1992).

В 1963 г. Ухтинской геологоразведочной экспедицией прослежены на значительной площади и тщательно опробованы и изучены известные титановые рудопроявления в обнажениях и в легких горных выработках. В процессе работ в 1963 году стало очевидным, что рудопроявление заслуживает постановки более широких работ, так как разрозненные рудопроявления были идентичны по своему характеру, отстояли друг от друга на значительное расстояние (около 8 км с юго-востока на северо-запад, т.е. соответственно общему простиранию пород в районе) и могли оказаться выходами на дневную поверхность одной крупной залежи. Кроме того, необходимо было установить полную мощность титаноносных отложений.

С целью выполнения этих задач и решения вопроса о целесообразности постановки дальнейших работ для продолжения оценки месторождения в среднем течении р. Печорской Пижмы в 1964–1965 гг. были поставлены поисковые работы с колонковым бурением (Сидорова, Матюхин, 1965). По результатам работ оконтурена (25 км²) и вскрыта на полную мощность толща продуктивных титаноносных отложений; изучен литологический, минеральный и химический состав продуктивных слоев и вмещающих пород, произведена оценка запасов (по категории С₂) и прогнозных ресурсов (по категориям Р₂, Р₁) Пижемского рудопроявления. Были даны положительные рекомендации по проведению дальнейших геологоразведочных работ.

Для проведения поисковых работ на коренные источники алмазов на северо-западном окончании Вымской гряды, была организована Средне-Тиманская поисковая партия, которой за период с 1977 по 1982 гг. были найдены три кимберлитовые трубки: Умбинская, Средненская, Водораздельная, и только в одной из них был найден один обломок алмаза очень небольшого размера. Проведенный комплекс опробования и изучения петрографии и минералогии кимберлитов, слагающих обнаруженные магматические тела, дал отрицательную оценку в отношении их алмазоносности.

Дальнейшее изучение территории связано в основном с поисками комплексных редкометально-золото-алмазных россыпей в среднедевонских отложениях старооскольского горизонта, перекрывающих титаноносные. Работы проводились Средне-Тиманской партией в период с 1982 по 1988 год, результатом их явилось заключение о бесперспективности этих отложений в отношении указанных полезных ископаемых. В ходе этих работ, с целью улучшения геолого-экономических показателей месторождения, рассматривалась возможность совместной разведки и отработки титановой и полиминеральной россыпей. Специалистами Института экономики УрО РАН для этого были разработаны технико-экономические соображения на основе имеющихся на тот

момент фактических материалов. Результаты расчетов ТЭС оказались весьма неоднозначными и противоречивыми. Основной причиной этого, по мнению авторов, была недостаточная изученность титаноносных отложений, в силу непредставительного объема отобранных технологических, керновых и прочих проб. Поэтому для окончательной оценки требуется проведение более тщательного и детального изучения месторождения, которое по объему запасов относится к крупным.

В 1990–2002 гг. в результате геологоразведочных и опытно-эксплуатационных работ в пределах Пижемского месторождения (Дудар, 2001, Макеев, Дудар, 2001) было выявленное уникальное золото-алмаз-полиминеральное проявление Ичетью, построена геологическая карта 1:25000 масштаба (рис. 1.4). В октябре 2007 г. в результате открытого конкурса ООО «Геотехносервис» получил лицензию на право пользования недрами, что послужило основанием для проведения поисково-оценочных работ. Для оценки обогатимости двух минералого-технологических типов титановых руд (I. Сероцветных рыхлых песчаников, представляющих среднюю малоручейскую толщу; и II. Красноцветных крепко сцементированных гематитом нижней малоручейской толщи нерегулярного переслаивания песчаников, гравелитов, алевролитов и аргиллитоподобных глин) и возможности получения товарного продукта были отобраны две технологические пробы весом по 200 кг, которые были изучены во ФГУП «ГИРЕДМЕТ», получено положительное заключение (Чистов, Охрименко, 2009).

1.3 Проблемы стратиграфия девонских толщ Пижемско-Умбинского рудного узла

Средний отдел девона (D₂), Эйфельский ярус. К эйфельскому ярусу условно относились отложения колвинского горизонта в составе малоручейской, заостровской и пижемской свит. Долгое время считалось, что немая малоручейская свита имеет сведнедевонский возраст, исключительно по положению её в разрезе между фаунистически охарактеризованной пижемской свитой и рифейскими глинистыми сланцами. До тех пор пока возраст малоручейской толщи не был определен Rb-Sr методом как рифейский – 686 млн. лет (Чернышев и др., 2010).

Малоручейская свита (PR_{2mg}). Считалась ранее аналогом заостровской свиты слагавшей базальную часть среднедевонского разреза. Отложения известны только в северной части Вольско-Вымской гряды в пределах Пижемской депрессии. Как самостоятельное стратиграфическое подразделение было принято в 1985 г. В сегодняшнем ее понимании в свиту объединены шесть слоев: «титаноносные слои» (с

первого по пятый, выделенные И.С. Сидоровой) и «шестой пласт» (выделенный А.Е. Цаплиным). Последний представлен однородной толщей светло-серых кварц-каолинитовых песчаников. Отнесение этих отложений к определенному возрасту достаточно условно, ввиду отсутствия надежных палеонтологических критериев. Недавно даже появилось сообщение О.П. Тельновой и Т.П. Майоровой об отнесении этой толщи к позднесилурийскому возрасту. Споро-пыльцевой комплекс для вышележащих отложений серо-коричневых серицит-каолинитовых ленточных глин пижемской свиты (D₂pz) однозначно дает эйфельский возраст (Тельнова и др., 2002). Возможно, отложения малоручейской свиты должны сопоставляться с нибельской свитой ордовикского возраста (датировка которой так же не бесспорна) на что, в частности, указывает общность минерального состава и общий облик пород (Цаплин и др., 1988). Отложения малоручейской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на метаморфических породах (глинистых сланцах) верхнего протерозоя. В малоручейской свите А.Е. Цаплиным выделены три толщи.

Нижняя толща (PR₂mr¹). В основании, как правило, конгломерато-брекчии измененных рифейских сланцев, кварцитов, гравелитистые песчаники. Выше по разрезу лейкоксен-кварцевые красновато-коричневые средне- и крупнозернистые песчаники, отмечено их переслаивание с алевролитами и аргиллитоподобными глинами. В минеральном составе тяжелой фракции преобладают лейкоксен и лейкоксенизированный ильменит (псевдорутил) в соотношении 3:1. Содержание их в тяжелой фракции приближается к 100 %. Кроме того, присутствуют циркон, рутил, анатаз, монацит-куларит их содержание в тяжелой фракции не превышает 1 %. Характерна также наложенная сидеритизация в виде гидротермальных прожилков мощностью 1-2 мм или в виде порового цемента, каолинизация и ожелезнение (гематит, гетит). Мощность изменяется от 11 до 120 м, минимальная на юге, возрастая к востоку и северо-западу, и определяется палеорельефом.

Средняя толща (PR₂mr²) малоручейской свиты сложена преимущественно однородными мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками светло-серого слегка розоватого цвета. Цемент песчаников поровый, представлен сидеритом, каолинитом и мусковитом. Тяжелая фракция представлена, в основном устойчивыми минералами, такими как ильменит, рутил, лейкоксен, циркон. Часто в небольших количествах встречаются ставролит, куларит, турмалин, эпидот, амфиболы, хромшпинелиды. Мощность толщи 1.5–26.0 м.

Верхняя толща (PR₂mr³) представлена однообразными отложениями кварц-каолинитовых мелкозернистых песчаников и алевролитов, желтовато- и коричневатосерого цвета («шестой пласт»). В отличие от подстилающих пород, в песчаниках толщи отсутствуют слюдистые минералы. Мощность толщи достигает 1-20 м. Часто верхняя толща отсутствует в разрезе малоручейской свиты вследствие её размыва и в этом случае отсутствует и вышележащий продуктивный на алмазы конглобрекчиевый горизонт.

Пижемская свита (D₂pz). Впервые пижемские отложения в ранге слоев были выделены С.В. Тихомировым (Тихомиров, 1948) на р. Пижме. Отложения свиты имеют отчетливое трехчленное строение и трансгрессивно залегают на породах заостровской свиты или с резким угловым несогласием на породах верхнего протерозоя, в пределах развития Ичетьюской депрессии на разных уровнях малоручейской свиты или же с резким угловым несогласием на породах верхнего протерозоя.

Нижняя подсвита. Разрез сложен разнозернистыми часто крупнозернистыми кварцевыми коричневатосерыми песчаниками, нередко содержащими гравий, гальку, дресву серого и голубовато-серого кварца, кремня, полевых шпатов, метаалевролитов, с подчиненными маломощными прослоями (линзами) глины серо-коричневатозеленого цвета. Песчаники кварцевые мономинеральные преимущественно слабосцементированные. В составе тяжелой фракции песчаников преобладает лейкоксен и циркон, присутствуют турмалин, ильменит. Характерна отчетливая крупная косяя слоистость, подчеркиваемая мелкой галькой (мощность серий 1.5-2.0 м) мульдообразного типа. Мощность подсвиты в пределах Ичетьюской депрессии достигает 22 м и в целом увеличивается в восточном направлении. Мощность подсвиты на остальной части Верхнепижемского участка 10-70 м.

1.4 Геологическое строение Пижемского месторождения

Титаноносные песчаники Пижемского месторождения слагают малоручейскую свиту, которая распространена локально (6×18 км) на севере Вольско-Вымской гряды (Средний Тиман) на площади примерно 90 км², образуя Пижемскую депрессию. Отложения малоручейской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на метаморфических породах (глинистых хлорит-серицит-каолинит-кварцевых сланцах) рифейского возраста. Титаноносная толща перекрывается аллювиально-дельтовыми мономинеральными кварцевыми (98 мас. % SiO₂) среднедевонскими (D₂pz) песчаниками пижемской свиты (стекольного качества) и вулканогенно-осадочной толщей (D₃v1) валсовской свиты позднего девона, в строении которой принимают участие базальтовые

покровы мощностью до 10 м и их туфы. Геологическое строение толщи и минералогические особенности титановых руд Пижемского месторождения близки Ярегскому месторождению Южного Тимана, но в отличие от последнего пижемские лейкоксен-кварцевые песчаники не содержат нефти (Макеев, Дудар, 2001; Макеев и др., 2012).

Содержание лейкоксена в рудных песчаниках варьирует в пределах 3-13.5 %. Для руд характерна наложенная сидеритизация, каолинизация и ожелезнение (в виде гематита и гетита). Мощность рудной малоручейской толщи ($PRmr^{1-2}$) изменяется от 10 до 90 м, увеличиваясь на северо-запад и восток, и определяется палеорельефом, образуя две сближенные корытообразные линзовидные залежи (Западную и Восточную), удлиненные в СЗ направлении. Отсутствие руководящих окаменелостей не позволяет определить возраст титаноносной толщи, кроме как досреднедевонский. По Rb-Sr изотопным данным возраст малоручейской титаноносной толщи определен как позднерифейский – 685 млн. лет (Чернышев и др., 2010). Нерешенной задачей остается определение возраста и источника редкометалльной минерализации Пижемского месторождения, в том числе циркона, который имеет здесь промышленный интерес. Пижемская депрессия, к которой приурочено крупное промышленное Пижемское титановое месторождение и широко известное золото-алмаз-редкоземельно-редкометалльно-титановое проявление Ичетью, находится на северном перекинальном замыкании Вольско-Вымской грады в Усть-Цилемском районе, в 80 км от районного центра и в 200 км от г. Ухты (Битков, 2001).

Стратиграфический разрез в районе месторождений снизу вверх представлен следующими терригенными существенно песчано-кварцевыми толщами (рис. 1.5): рифейскими серыми глинистыми хлорит-серицит-кварцевыми сланцами; нижней малоручейской толщей переслаивания красноцветных титаноносных песчаников с алевролитами и аргиллитоподобными глинами и гравелитами; средней малоручейской толщей с сероцветными титаноносными песчаниками; верхней малоручейской толщей с каолинит-кварцевыми песчаниками; маломощным базальным горизонтом (0.3-1.5 м) золотоносных конглобрекций Ичетью; среднедевонскими кварцевыми песчаниками пижемской свиты; верхнедевонской яранской и листовичной толщей переслаивания песчаников и глин. Завершается разрез верхнедевонской вулканогенной валсовской толщей (D_{3vl}) базальтовых покровов и их туфов. Мощность отложений не выдержанная и зависит от палеорельефа. Среднедевонские пижемские песчаники (D_{2pz}) слагают толщу мощностью 15-22 м. Подробно с геологическим строением района можно познакомиться в работах (Макеев, Дудар, 2001; Макеев и др., 2012; Цаплин и др., 1988).

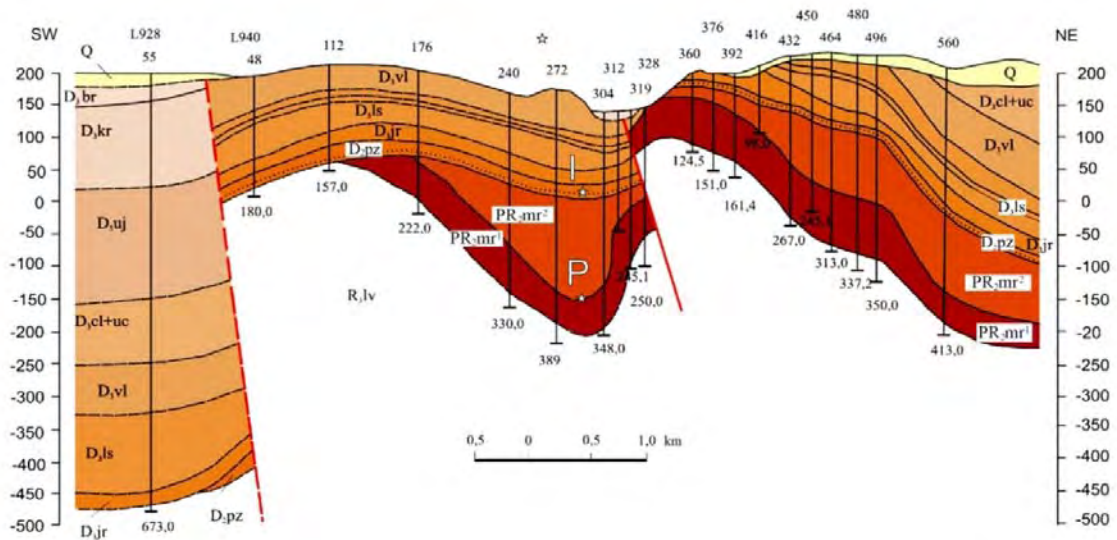


Рис. 1.5. Геологический разрез по линии L-940 толщи Пижемского титанового и Ичетьюского (пунктирная линия в подошве пижемской свиты) месторождений (Битков, 1992). Цифрами указаны номера поисковых скважин и их глубина.

1.5 Геологическое строение рудопроявления Ичетью

Комплексное полиминеральное алмаз-золото-редкоземельно-редкометалльно-титановое рудопроявление Ичетью приурочено к конглобрекчиевому горизонту в основании мономинеральных кварцевых песчаников пижемской свиты среднего девона. В последнее время оно привлекает пристальное внимание исследователей наличием ювелирных алмазов высокого качества уральско-бразильского типа, возможностью попутного комплексного извлечения полезных компонентов, а также нерешенностью вопроса об источниках поступления полезных компонентов.

Границы распространения горизонта алмазоносной конглобрекчии месторождения Ичетью контролируются площадью развития подстилающих немых отложений малоручейской свиты. Малоручейская свита имеет несколько большую площадь распространения на юге Пижемской депрессии, чем пижемская свита. В связи с этим было выдвинуто предположение, что именно она является промежуточным коллектором и источником полезных компонентов для рудоносных конглобрекчий Ичетью (Дудар, 2001), предполагался снос материала с юга. В пределах Пижемской депрессии пижемская свита (D_{2pz}) сложена светло-серыми и коричневато-серыми разномерными песчаниками с прослоями (до 1.5 м) гравелитов и маломощными (до 0.3-1.0 м) линзами глин серо-коричневато-зеленого цвета (рис. 1.6а). До недавнего времени считалось, что алмазоносный и золотоносный пласт «палеороссыпь Ичетью» имеет плащеобразную форму и мощность от 0.3 до 1.5 м, приурочен к основанию разреза пижемской свиты

(D₂pz), сложен кварцевыми конглобрекциями (отложения пудингового типа) и кварцевыми конгломератами. Последующими разведочными работами 1983-1998 гг. установлено, что пласт на самом деле имеет пятнистое распространение и приурочен только к местам выходов верхней малоручейской толщи PR₂mr³.

Грубая фракция конглобрекций состоит из слабо-окатанной гальки и обломков песчаников, кварцитов, кремней, жильного кварца, рифейских полосатых глинистых сланцев (рис. 1.6с), редко встречаются слабо окатанные кристаллы горного хрусталя размером до 3 см. В горизонте встречаются будины (0.5 м) и обломки вмещающих пижемских песчаников, обломки свежих девонских базальтов (2-5 мм). Наполнителем конглобрекций Ичетью является кластогенный остроугольный не окатанный кварц. Текстура горизонта Ичетью брекчиевая. Сложная линзовидная, струйчато-пятнистая морфология конглобрекчиевого горизонта свидетельствует о его ксеногенном более позднем происхождении по отношению к вмещающим осадочным среднедевонским песчаникам пижемской свиты. Нередко наблюдается осветление – закалка вмещающих песчаников, свидетельствующая о термальном воздействии от внедрения более поздних «псевдоконгломератов». Об этом же свидетельствуют редкие гнезда черного угля в том же горизонте, т.е. под термальным воздействием произошла углефикация остатков среднедевонской древесины. Типоморфные особенности многих минералов проявления Ичетью также свидетельствуют о термальном воздействии на них: цинковые каймы на хромшпинелидах (Макеев, Макеев, 2005); корочки REE-Sr-алюмофосфатов на монаците (Макеев, Макеев, 2010), а также другие признаки, которые будут описаны далее.

В проявлении Ичетью диагностировано более 50 минералов: минералы титана (рутил, брукит, анатаз, псевдорутил, Mn-ильменит, лейкоксен), редкоземельные (La-Ce-монацит, Ce-Nd-монацит-куларит (ксенотим, флоренсит), редкометалльные (Fe-колумбит, Mn-колумбит, ильменорутит, циркон, Y-циркон), хромшпинелиды (Zn-хромит, пикрохромит, Cr-пикотит, субферриалюмохромит, Cr-Ti-магнетит), гранаты (альмандин-гроссуляр, альмандин-спессартин, гроссуляр-андрадит, гроссуляр-альмандин-спессартин, пироп-альмандин, пироп-гроссуляр-альмандин), золото с примесью серебра, алмаз, оливин, диопсид, авгит, турмалин, ставролит, кианит, амфибол, КППШ, плагиоклазы, эгирин, эпидот, Ti-флогопит, каолинит, сфен, F-апатит, кальцит, гетит, гематит, торинит, пирит. Выход тяжелой фракции продуктивного пласта Ичетью составляет 0.1-2.0 кг/м³. Среди этого минерального разнообразия в ряде проб во фракции (0.10-0.25 мм) циркон составляет более 50 мас. % от минерального состава тяжелого шлиха и представляет промышленный интерес (Макеев и др., 2012).

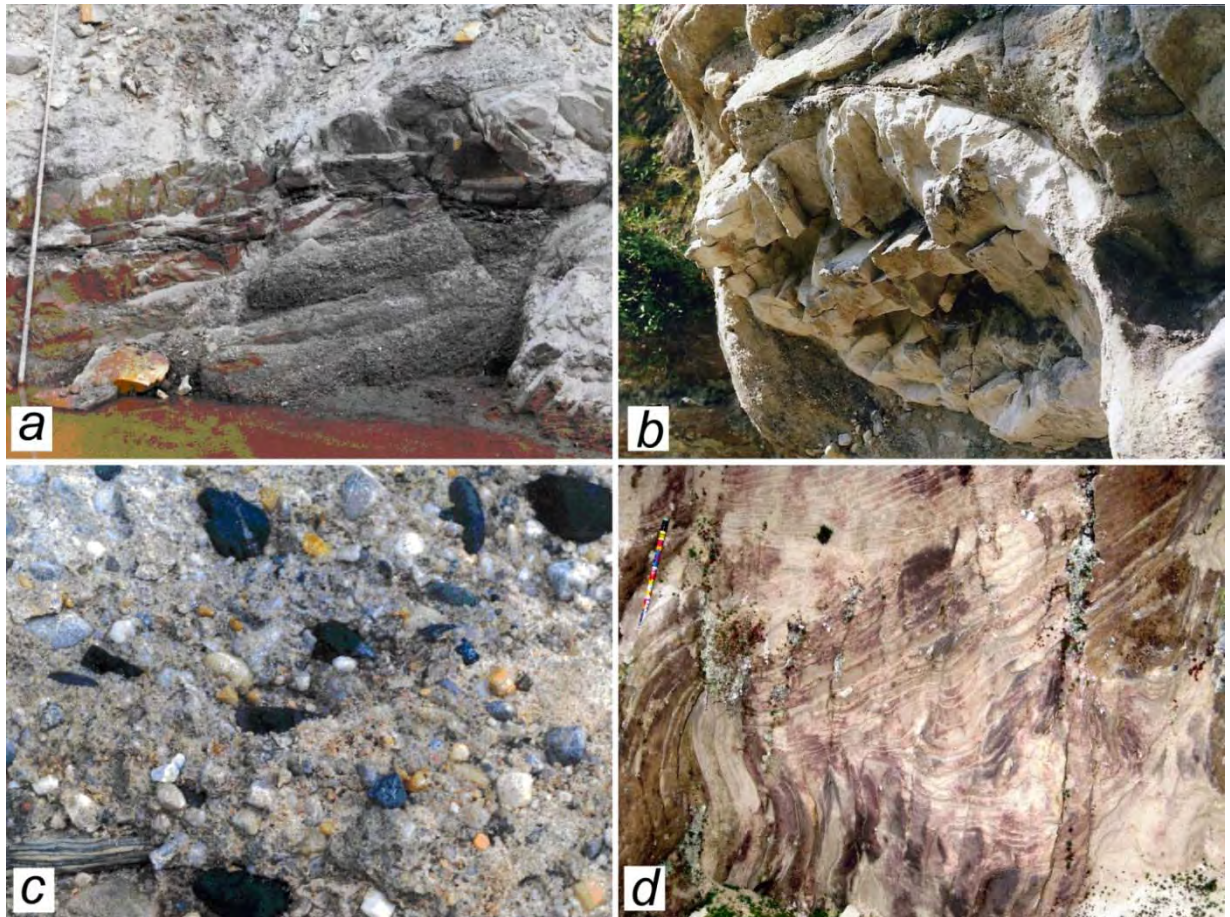


Рис. 1.6. Изображения обнажений, характеризующих особенности залегания конглобрекчиевого полиминерального горизонта проявления Ичетью в основании песчаников пижемской свиты (D_{2pz}) на контакте с верхней толщей (PR_{2mr}^3) кварц-каолинитовых песчаников малоручейской свиты (Пижемского титанового месторождения): *a* – расчистка продуктивного алмазоносного конглобрекчиевого горизонта проявления Ичетью (мощность – 1.5 м). Контакт малоручейских титаноносных слоев и пижемских песчаников (D_{2pz}). Длина вешки 3.0 м. Титаноносные слои представлены мелкозернистыми каолинизированными кварцевыми песчаниками верхней части малоручейской свиты (PR_{2mr}^3). Карьер К-100; *b* – осветленная будина (мощностью 0.6 м) песчаника, облекаемая конглобрекчиевым горизонтом – свидетельство его термального воздействия на песчаники и более позднего внедрения (обнажение в скале «Золотой Камень», правый берег р. Пижмы); *c* – основание конглобрекчиевого горизонта (вид сверху), обломки пород представлены сланцами полосатиками, углистыми черными сланцами, кварцитами, вынесенными вместе с конглобрекцией с глубины через низезалегающую толщу рифейских пород. Такие виды пород на поверхности не встречаются, а вмещающие рифейские глинистые сланцы залегают в этом месте в 100 м ниже титаноносных пород (обнажение в левом берегу р. Умбы); *d* – кварц-каолинитовые породы верхней малоручейской толщи (PR_{2mr}^3) с вихревыми складками фестончатой текстуры, выше на них залегает конглобрекчиевый горизонт. Фестончатая текстура породы свидетельствует о термомассопереносе в вертикальном направлении, видна мелкая галька и обломки кварцита в вертикальных трещинах породы, прорывающиеся вверх (обнажение в правом берегу р. Умбы).

1.6 Выбор и характеристика мест отбора проб

Опробование конглобрекчиевого пласта проявления Ичетью проводилось для определения минерального состава рудных фракций конглобрекчий, изучения состава и возраста минералов с целью решения различных дискуссионных вопросов возраста и генезиса. В обнажениях по бортам рек или в зачистках мелких карьеров отобраны 9 задириковых проб методом сплошной объёмной борозды в крест простирания конглобрекчиевого пласта Ичетью, географические координаты отобранных проб показаны на схеме (рис. 1.7) и табл. 1.1. Объем проб, как правило, везде был одинаков (по 20 литров или примерно 35-39 кг). Пробы промывались до серого шлиха в поле, а в лаборатории разделялись в бромформе.

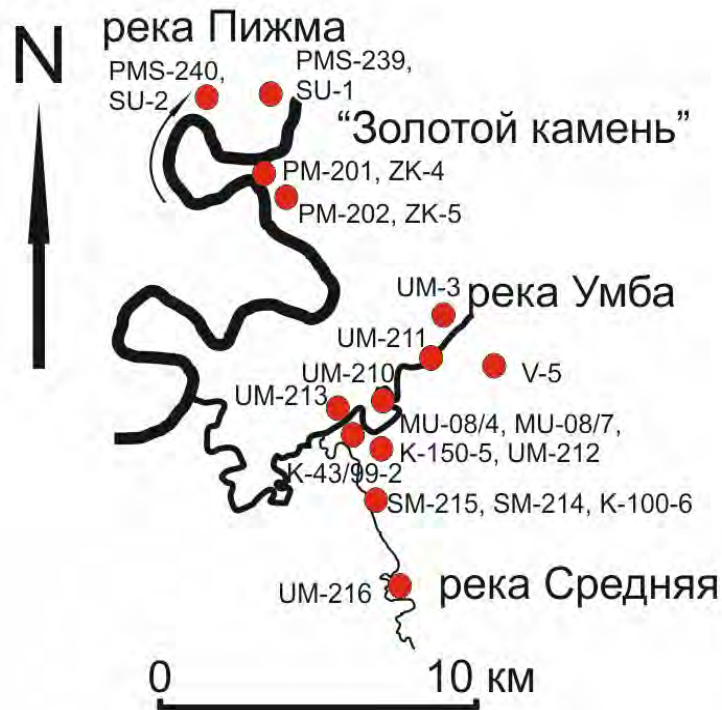


Рис. 1.7. Схема опробования проявления Ичетью.

Таблица 1.1 - Географическая привязка представительных проб проявления Ичетью (GPS)

№ пробы	Привязка	Широта	Долгота	Абс. отметка, м
PM-201	Зол.Камень	64.47.440	51.28.516	146
PM-202	р. Пижма	64.47.453	51.29.059	142
UM-210	р. Умба, K150	64.44.106	51.31.977	161
UM-211	р.Умба,	64.44.383	51.31.248	128
UM-212	р.Умба, БК	64.44.367	51.32.348	125
UM-213	р.Умба,	64.44.387	51.32.657	132
SM-214	К-100, р.Ср	64.43.826	51.31.520	123
SM-215	р.Средняя	64.43.833	51.31.482	122
SM-216	р.Умба,К-43	64.44.151	51.31.420	138
SM-219	р.Средняя	64.43.845	51.31.440	110

У характерной петли р. Пижма в ее среднем течении на правом берегу располагается скала под названием «Золотой камень» (рис. 1.8), сложенная среднедевонскими аллювиальными песчаниками и конгломератами пижемской свиты.



Рис. 1.8. Скала «Золотой Камень» у излучины р. Пижма (фото А.Б. Макеева).

Точка наблюдения РМ-201. Находится в южной части скалы «Золотой камень», где была сделана расчистка (рис. 1.9), которая вскрывает в коренном залегании на абсолютной отметке 146 м рыхлый конглобренный пласт мощностью 35-40 см с мелким гравием, галькой и обломками того же песчаника.



Рис. 1.9. Расчистка на южной стороне скалы «Золотой камень» (фото А.Б. Макеева).

Точка наблюдения РМ-202. В 420 м юго-восточнее от точки наблюдения РМ-201 на крутом склоне холма в коренном залегании обнаружен выход того же конглобрекчиевого пласта на абсолютной отметке 142 м мощностью 35-40 см. Можно отметить резкую границу между рыхловатыми слабосцементированными светло желтыми песчаниками и сероватой крепкой конглобрекцией. Гравийная часть пласта представлена обломками жильного кварца, черными кремнями, песчаниками, цемент представлен крупно-среднезернистым кварцевым песком. Зерна кварца обломочные, остроугольные или слабо окатанные, что может являться признаком ближнего сноса материала.

Точка наблюдения УМ-214. В правом борту р. Средней в 1.5 км от её устья и впадения в р. Умбу пройден карьер К-100, размером 30×60 м. На глубине 2.5 м был обнажен конглобрекчиевый пласт мощностью 0.5 м и протяженностью 6 м, в котором наблюдается подводный канал (рис. 1.10), доказывающий туффизитовое происхождение этого пласта Ичетью. Выше горизонтального пласта Ичетью располагается слой коричнево-серой глины мощностью 20-40 см, который содержит остатки среднедевонских спор и пыльцы. В самом пласте часто встречаются фрагменты угля, как свидетельства термального воздействия на среднедевонскую древесину.

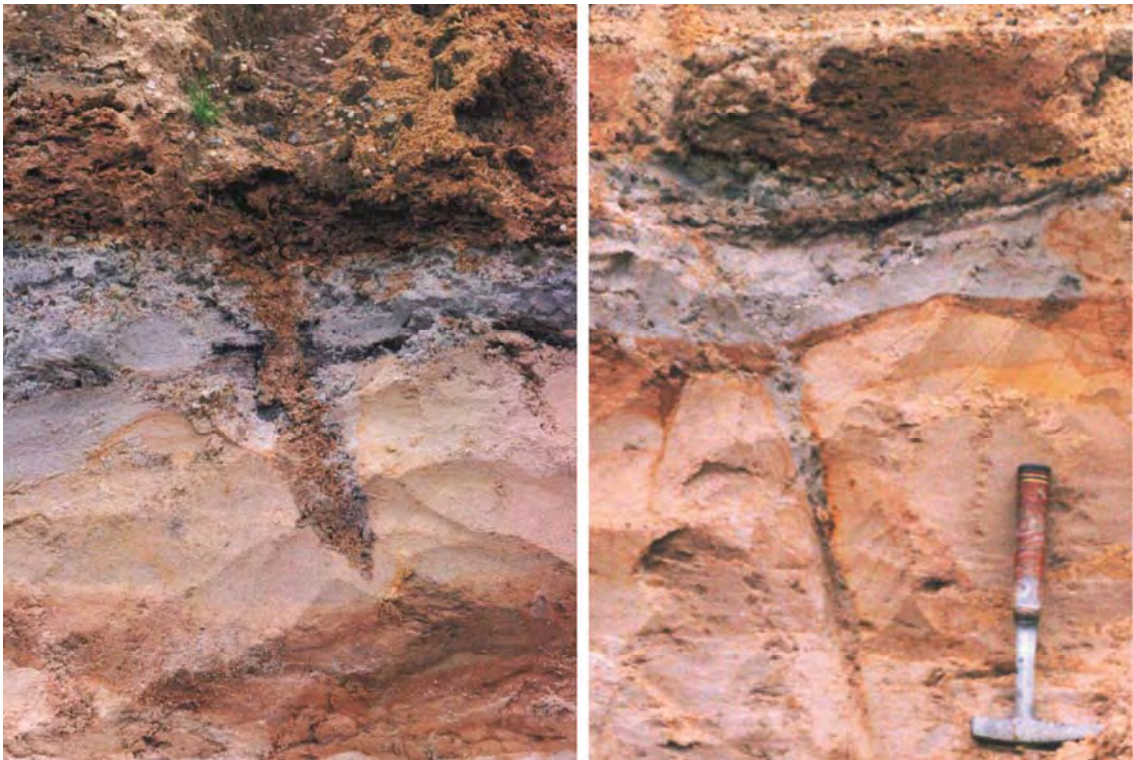


Рис. 1.10. Увеличенные изображения клиньев, заполненных (справа) гравелитовым материалом, (слева) серым песком. Возможная интерпретация явления – подводные каналы типа вишеритов-туффизитов (фото А.Б. Макеева).

Точка наблюдения UM-215. В 40 м западнее от предыдущей точки наблюдения непосредственно в правом борту р. Средней в коренном залегании обнажается тот же конглобрекчиевый горизонт. Здесь он имеет мощность 60 см. Здесь же в 30-40 метрах выше по реке обнажаются породы малоручейской титаноносной толщи, представленные желтыми песчаниками, красными песчаниками с прослоями гидрослюдисто-каолининовых глин и конгломератов.

Точки наблюдения К-150: MU-08/4, MU-08/7, UM-210, UM-212.

На высоком левом берегу р. Умбы напротив Большого карьера не более чем в 80 м от русла реки на абсолютной отметке 161 м (почти на 40 м выше русла реки) находится выход конглобрекчиевого пласта в основании песчаников пижемской свиты. Ранее здесь ЗАО «Терра» в девяностых годах прошлого века был пройден небольшой карьер глубиной 2–5 метров и на площади 20×60 м выбран конглобрекчиевый рудный пласт. Здесь до сих пор осталась плоская горизонтальная площадка с остатками промытого дождями гравия и гальки с несколькими глыбами верхнедевонских базальтов размером 0.5-0.8 м. В этом месте конглобрекчиевый пласт имеет мощность всего 30-35 см.

Точка наблюдения UM-212 находится в Большом карьере (рис. 1.11) на правом берегу р. Умбы внутри характерной петли, где в девяностых годах прошлого века ЗАО «Терра» проводило опытную добычу кварцевых песков и мелкого гравия пижемской свиты. Конглобрекчиевый горизонт Ичетью обнажается здесь на уровне уреза реки.



Рис. 1.11. Обзорный вид Большого карьера. Вскрыша и добыча светло-серых кварцевых песчаников пижемской свиты (D_{2pz}) стекольного качества (фото А.Б. Макеева).

Более девяносто процентов от числа минеральных видов проявления Ичетью совпадают по типоморфным и химическим особенностям с породообразующими и акцессорными минералами лампрофиров (Макеев, Брянчанинова, 2009), это позволило предположить, что одним из возможных коренных источников этих минералов рудопроявления Ичетью могут быть магматические щелочно-основные породы лампрофиры, широко распространенные на Четласском Камне Среднего Тимана (Макеев и др., 2008).

Дискуссионным до сих пор остается генезис и возраст рудопроявления Ичетью. Поэтому важным аспектом изучения минералогии проявления оказывается определение типоморфных особенностей минералов переменного состава: их геохимический и изотопно-геохимический состав. Наиболее информативными, как показывает мировая практика, могут оказаться минералы-геохронометры: циркон, монацит и рутил, а также другие минералы (колумбит, гранаты, хромшпинелиды). Типоморфные особенности этих минералов могут пролить свет на генезис рудных титаноносных конглобрекций.

Глава 2 Методы исследования

Методы определения состава минералов

В основу данной работы положено исследование аксессуарных минералов, выделенных из шлиховых проб рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения, предоставленных А.Б. Макеевым (ИГЕМ РАН).

Зерна рутила, циркона и монацита были отобраны под бинокулярным микроскопом в Горном университете.

Особенности внутреннего строения (режим обратно-отраженных электронов BSE) и состава минералов по главным элементам исследовались на растровом электронном микроскопе SEM JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 в ИГГД РАН (аналитик О.Л. Галанкина) с приведением результатов анализа к 100 %. Шайба с зернами минералов напылялась углеродом. Точечные определения состава минералов выполнялись с использованием электронного луча с ускоряющим напряжением в 20 кВ и током 1 нА, размер пятна составлял 2-3 мкм. Время накопления каждого спектра составляло 50 с, в качестве стандартов использовались природные минералы, чистые оксиды и металлы. Для коррекции матричного эффекта использовался алгоритм ZAF.

Состав рутила по главным элементам также был изучен на микронзондовом анализаторе WDS Shimadzu EPMA 1600 в Школе наук о Земле и Космосе Университета науки и технологий Китая, Хэфэй, Китай. Ускоряющее напряжение составило 15 кВ, сила тока – 20 нА. Использовались стандарты природных силикатов, данные обрабатывались с помощью стандартной процедуры ZAF-коррекции. Было выполнено 135 анализов.

Содержание редкоземельных (REE) и редких элементов в цирконе определялось на ионном микронзонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (аналитики С.Г. Симакин, Е.В. Потапов) по методикам, приведенным в (Hinton, Upton, 1991; Федотова и др., 2008). Размер исследуемого участка минерала не превышал в диаметре 15-20 мкм; относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10-15 %; порог обнаружения элементов в среднем равнялся 10 ppb. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Оценка температуры кристаллизации циркона выполнена с помощью «Ti-в цирконе» («Ti-in-zircon») термометра (Watson et al., 2006).

Съемка спектров комбинационного рассеяния рутила проводилась в Горном университете на Рамановском спектрометре RenishawInVia (аналитик М.М. Мачевариани). Источником возбуждения служил полупроводниковый красный лазер (785 нм),

интенсивность лазера была снижена до 10 %, повреждений поверхности кристалла из-за длительного облучения не наблюдалось. Разрешение прибора составляло ~ 1 мкм, с каждой точки проводился трехкратный сбор спектра, установленное время накопления спектра – 30 с. Положение линии кремния зафиксировано на 520.1 см^{-1} . Всего было снято 32 спектра (на 7 зернах рутила) в диапазоне от 100 до 1000 см^{-1} в точках анализа элементного состава.

Редкие элементы в рутиле были измерены методом LA-ICP-MS в Школе наук о Земле и Космосе Университета науки и технологий Китая, Хэфэй, Китай (102 анализа). Подробные условия работы системы лазерной абляции и ICP-MS и обработки данных приведены в работе (Liu et al., 2008). Применялись лазер GeLAS 2005 193 нм ArF и масс-спектрометр Agilent 7900 ICP-MS. В качестве газа-носителя использовался гелий. Аргон использовался в качестве добавочного газа и смешивался с газом-носителем через T-образный соединитель перед входом в ICP-MS. Каждый анализ состоял из замера фона (~ 20 -30 с) и анализа собственно образца (50 с). Содержимое элементов было откалибровано по широко распространенным стандартам (BCR-2G, BIR-1G, BHVO-2G и GSE-1G), стандарт NIST 610 использовался для калибровки дрейфа сигнала во время анализа. Размер пятна анализа составлял 32-44 мкм. Обработка фоновых и аналитических сигналов, коррекция временного смещения и количественная калибровка выполнена с помощью программы ICPMSDataCal. Сигнал с временным разрешением для каждого анализа тщательно проверялся на скачки содержания каждого элемента, и в большинстве случаев была выбрана только «чистая» часть спектра с плавной интенсивностью сигнала. Точность и воспроизводимость анализа, основанная на повторном анализе стандартов, для большинства редких элементов не хуже $\pm 10 \%$ (2σ).

Методы определения возраста минералов

Датирование циркона U-Pb методом проводилось в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II по стандартной методике, описанной в работе (Williams, 1998). Для выбора точек анализа использовались изображения зерен циркона в проходящем свете, в режиме катодолюминесценции (CL) и в обратно-отраженных электронах (BSE). Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 ± 0.24 млн. лет (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и

пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

Методом LA-ICP-MS были проанализированы зерна рутила из числа предварительно изученных методом SEM-EDS. Локальное U-Pb датирование рутила было выполнено в Шведском музее естественной истории (г. Стокгольм) при использовании мультиколлекторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Nu Instruments Nu Plasma II, соединенного с системой лазерной абляции ESI NWR193UC (экцимерный лазер с длиной волны 193 нм). Массы 202, 204, 206, 207 и 208 были измерены счетчиками ионов, массы 232, 235 и 238 были измерены чашами Фарадея. Зерна рутила в препарате (шайбе) подвергались абляции с кратером диаметром 60-80 мкм в течение 30 с при энергии лазера 4 Дж/см^2 и частоте импульсов 8 Гц. Гелий использовался как газ-носитель (0.3 л/мин) образца из лазерной ячейки, перед входом в ICP-MS он смешивался с аргоном (0.9 л/мин). В работе использовалась методика коррекции смещения масс и элементного фракционирования (Kooijman, 2010). Данные были обработаны с помощью встроенной электронной таблицы Excel (Kooijman, 2012). Стандарт рутила R10 (1091 млн. лет, (Luvizotto, 2009), использованный для нормализации, показал внешнюю следующую воспроизводимость: коэффициент вариации 2.0 % ($n = 25$). Точность оценивалась путем измерения вторичного стандарта R19 (519 млн.лет, (Luvizotto, 2009), составившего 507 ± 29 млн. лет ($n = 5$), что находится в пределах погрешности опубликованного значения. Все погрешности приведены на уровне 2σ . Всего было выполнено 36 локальных анализа рутила, из них для определения U-Pb возраста оказалось возможным использовать только 13.

Перед проведением изотопно-геохимического исследования рутила и монацита методом TIMS выделенные по стандартным методикам монофракции минералов дочищались под биноклем в лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия РАН. Пробы отмывались в сильно разбавленном солянокислом растворе в ультразвуковой ванне в течение 10 мин.

Разложение рутила проводилось в тефлоновом вкладыше с металлическим корпусом в концентрированной HF с добавлением HNO₃ в термостате при температуре 220°C двое суток. Выделение Pb и U из рутила проводилось на ионообменной смоле BioRad AG 1×8 100-200 меш в HBr-форме по методике (Manhes et al., 1978) с последующим выделением U на ионообменной смоле UTEVA.

После полного разложения проб в концентрированной HCl в металлических бомбах с тефлоновыми вкладышами при температуре 220°C, выделение Pb и U из куларита

проводилось на ионообменной смоле BioRad AG 1×8 100-200 mesh в HBr-форме по методике (Manhes et al., 1984) с последующим выделением U на смоле UTEVA. Выделение Pb и U из монацита проводилось на ионообменной смоле BioRad AG 1×8 100-200 mesh в HCl-форме по методике (Krogh, 1973).

Определение содержаний Pb и U выполнялось методом изотопного разбавления с использованием смешанного трассера, обогащенного изотопами ^{235}U - ^{208}Pb . Измерения изотопов Pb и U проводились в ИГГД РАН в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Лабораторное загрязнение при исследованиях не превышало 50 пг Pb и 5 пг U. Расчеты изотопных отношений и U-Pb возраста рутила были выполнены по стандартной методике с погрешностью измерения Pb/U отношений, равной около 0.5 % (2σ). Определение U-Pb возраста куларита было выполнено по стандартной методике с погрешностью измерения Pb/U отношений, равной около 0.3% (2σ). Расчеты изотопных отношений и возраста минералов проводились по программам (Ludwig, 1991; 2003).

U-Th-Pb геохронологическое и геохимическое исследование монацита было выполнено на зернах минерала, вмонтированных в эпоксидной смоле в шайбы стандартного размера методом лазерной абляции с масс-спектрометрией в индуктивно-связанной плазме (LA-ICP-MS) в лаборатории Геологической службы Дании и Гренландии (GEUS) в г. Копенгаген (аналитики Т.Б. Томсен и С.Х. Серре). Система лазерной абляции NWR213 с длиной волны лазера 213 нм проводилась с использованием неодимового лазера на алюмоиттриевом гранате (Nd: YAG лазер) производителя New Wave Research (ESI) со стандартной TV2 ячейкой для образца соединенной с одноколлекторным магнитным секторным масс-спектрометром с индуктивно-связанной плазмой ELEMENT 2 (Fisher Scientific). Время вывода лазера в рабочий режим составляло 15-20 мин. в начале каждой смены, что обеспечивало стабильную мощность лазера и плоскую геометрию кратеров. Масс-спектрометр работал не менее одного часа перед выполнением анализов для стабилизации уровня фона. Перед загрузкой образцы и стандарты были тщательно очищены в этаноле в ультразвуковой ванне, чтобы убрать поверхностное загрязнение. Ячейка с держателем образца была обработана гелием, чтобы минимизировать и стабилизировать уровень фона газа. Подвергнутое абляции вещество образца было перемещено гелием (газом-носителем) и смешано с аргоном за примерно 0.5 м до контакта с плазмой масс-спектрометра.

Непосредственно перед началом анализа ICP-MS был оптимизирован для условий сухой плазмы путем продолжительной абляции стандарта циркона GJ-1 (для U-Th-Pb

датирования) и стандарта-стекла NIST-612 (для анализа редких элементов). Отношения сигнал/шум для диапазона тяжелых масс (от ^{202}Hg до ^{238}U), влияющие на ^{238}U и ^{206}Pb , были максимально увеличены для U-Th-Pb датирования. Одновременно, путем уменьшения $^{254}\text{UO}/^{238}\text{U}$ отношения, соблюдались условия для низкого уровня образования оксидов элементов. Для анализа редких элементов чувствительность в диапазоне легких и средних масс была оптимизирована в дополнение к диапазону тяжелых масс для минимально возможного уровня образования оксидов. Для минимизации инструментального дрейфа был применен протокол анализов стандарт-образец-стандарт, брекетизирующий 7-8 образцов измерением 2-3 стандартов. Для контроля качества U-Th-Pb датирования образцов в процессе измерения регулярно анализировались стандартный образец циркона Plesovice (Slama et al., 2008) и стандартные образцы монацита A49H, A276C (персональное сообщение Y. LaHaye, GTK) и Bananeira (Gonçalves et al., 2016), что обеспечивало погрешность анализов менее 3-5 %. При анализе содержания редких элементов для контроля качества были использованы стандарты стекла NIST 612 и 614 (Jochum et al., 2011) и Bananeira (Gonçalves et al., 2016) стандарт монацита. Данные были получены при точечном анализе с кратером 40 мкм при энергии лазера от 10 до 10.6 Дж/см² и частоте импульсов 10 Гц. Длительность проведения индивидуального анализа не превышала 2 мин, включая 30 сек измерения фона, сменяемого собственно абляцией в течение 40 сек и 45 сек «промывом» после абляции. Обработка первичных данных осуществлялась стандартными программами, входящими в комплект оборудования.

Участки анализа монацита выбирались в чистых и свободных от микровключений и чистых доменах зерен. Обработка результатов измерения и расчет содержания элементов, изотопных отношений и значений возраста осуществлялся после проведения анализа с помощью программы Iolite v. 2.5 (Hellstrom et al., 2008; Paton et al., 2011), используя встроенный в Iolite VizualAge алгоритм обработки данных (Petrus, Kamber, 2012) для U-Th-Pb датирования, и встроенный в Iolite Trace_Elements_IS алгоритм обработки данных для определения содержания элементов. The VizualAge алгоритм обработки данных включает схему коррекции вертикального изотопного фракционирования (Paton et al., 2010) и обеспечивает коррекцию на общий Pb для монацитов, которые подлежат этой коррекции по результатам расчетов, предложенных в (Andersen, 2002). Для расчета содержания редких элементов в зернах монацита было использовано распределенное по нормальному закону среднее ($n = 155$, коэффициент вариации $< \pm 10\%$) значение $\text{P}_2\text{O}_5 = 26.3$ мас. %. Вероятностные графики распределения возраста (PDP) были построены с помощью программы jAgeDisplay (Thomsen et al., 2016) и Isoplot (Ludwig, 2003).

Глава 3 Изотопно-геохимическое исследование акцессорных минералов рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения

Для исследования были выбраны наиболее используемые («универсальные») минералы-геохронометры циркон и монацит, с наиболее высокими температурами закрытия изотопных систем, и рутил – перспективный геохронометр, также являющийся рудным минералом на рассматриваемых объектах.

3.1 Циркон

3.1.1 Общие вопросы геохимии циркона

Циркон является широко распространенным минералом-геохронометром и встречается практически во всех типах горных пород. В настоящее время циркон – это один из наиболее изучаемых минералов, занимающий доминирующую позицию в изотопно-геохронологических исследованиях, поскольку он является наиболее устойчивым во вторичных процессах.

Циркон имеет достаточно простую химическую формулу, но, несмотря на это, состав циркона может широко варьировать. Наиболее типичной примесью для циркона является гафний, содержание которого варьируется от 0.7 до 8.3 мас. %, как правило, обогащение циркона Hf происходит при магматической дифференциации горных пород. Состав циркона зависит главным образом от его генезиса. В магматическом цирконе наблюдается преобладание примесей Th и U (10-1000 ppm), при этом сумма остальных примесей не превышает, как правило, 1000 ppm. Метамиктный циркон наиболее подвержен процессам растворения и осаждения при взаимодействии с флюидами, что приводит к существенному обогащению циркона Ca, Al, Fe и Mn, и к потере Zr, Si и радиогенного свинца (Hoskin, Schaltegger, 2003)

Циркон является самым надежным минералом-геохронометром, имеющим высокие U/Pb и Th/Pb отношения, кроме того, он способен сохранять U, Th и радиогенный Pb. Благодаря низкому коэффициенту диффузии у большинства катионов в цирконе, он может сохранять свидетельства наложенных событий и помогает установить многоэтапную историю своего образования (Cherniak, Watson, 2003).

Время кристаллизации циркона может быть определено классическим U-Pb методом, посредством растворения минерала и дальнейшего изучения раствора методом термоионной эмиссии (ID-TIMS) или локальным U-Pb методом, используя ионный микрозонд или LA-ICP-MS, с помощью которых можно датировать определенные участки или зоны роста в одном индивиде.

Часто при изучении зерен циркона, наблюдаются не только однородные кристаллы, но и зональные. Для многих объектов характерен циркон со строением зерна типа «древнее ядро – молодая оболочка», количество оболочек может достигать четырёх. В таком случае необходимо дополнительное изучение морфологии зерен, в том числе внутренней структуры, при помощи сканирующего электронного микроскопа (SEM), чтобы избежать ошибочных датировок в результате захвата ядра более древнего циркона или реликтового зерна. С помощью SEM можно установить был ли подвержен циркон каким-либо вторичным изменениям.

3.1.2 Циркон из Пижемского месторождения

Для исследования Пижемского месторождения был выделен циркон из сборной 250 кг технологической пробы (PZ-50) титановой руды средней сероцветной толщи (PRmг²) малоручейской свиты, составленной из 170 керновых проб 21 разведочной скважины, пробуренных в юго-западной части месторождения. Размер зерен варьирует от 60 до 270 мкм, распространены как короткопризматические кристаллы, слабо окатанные овальные зёрна, так и удлиненные кристаллы с $K_{уд}$ от 1.4 до 3.1 (Макеев, 2016). Цвет кристаллов циркона различный, основные представленные цвета – водяно-прозрачный, бледно- или темно-розовый и бледно-желтый. Изометричные кристаллы чаще всего имеют водяно-прозрачный и бледно-желтый цвет с плохо выраженной зональностью или без неё. Наиболее проявленная магматическая осцилляционная зональность встречается в удлиненных кристаллах циркона и хорошо просматривается в катодлюминесценции (CL) (рис. 3.1.1) (Макеев и др., 2016).

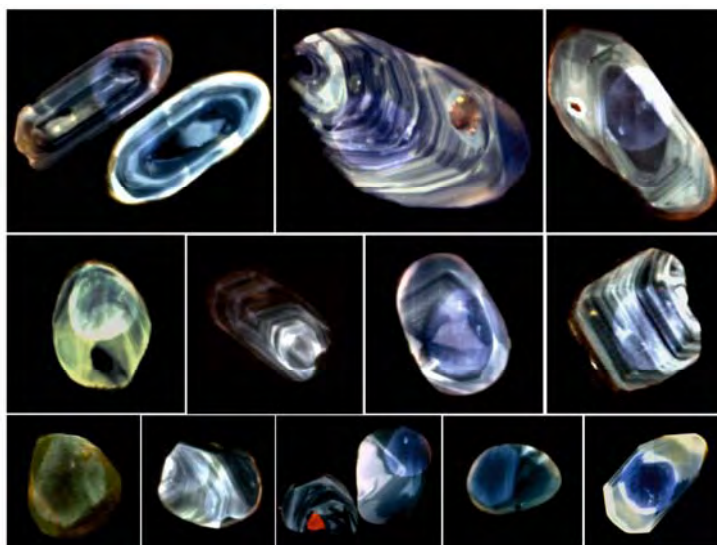


Рис. 3.1.1. Изображения цветной катодлюминесценции части зёрен циркона фракции $-0.25 + 0.07$ мм из пробы PZ-50 Пижемского месторождения (Макеев и др., 2016).

Изотопно-геохимическое исследование циркона

Для исследования возраста были отобраны зерна циркона из немагнитной лейкоксовой фракции пробы PZ-50 (рис. 3.1.2), из них было локально продатировано 35 зерен мелкой фракции ($-0.25+0.07$ мм), до этого в ГИ КНЦ РАН (методом TIMS для одиночных зерен) изучены 7 зерен циркона (Макеев и др., 2012).

Результаты определения возраста циркона из пробы PZ-50 широко варьируются в интервале от 570 до 2700 млн. лет (рис. 3.1.3, табл. 3.1.1). Датировки можно разделить на три группы: 5 точек - неопротерозойские, 26 точек - мезопротерозойские, 3 точки – архейские. Максимальные пики имеют полимодальное распределение (рис. 3.1.4) с распределением на интервалы 600, 1000–2000 и 2660–2740 млн. лет (Макеев и др., 2016).

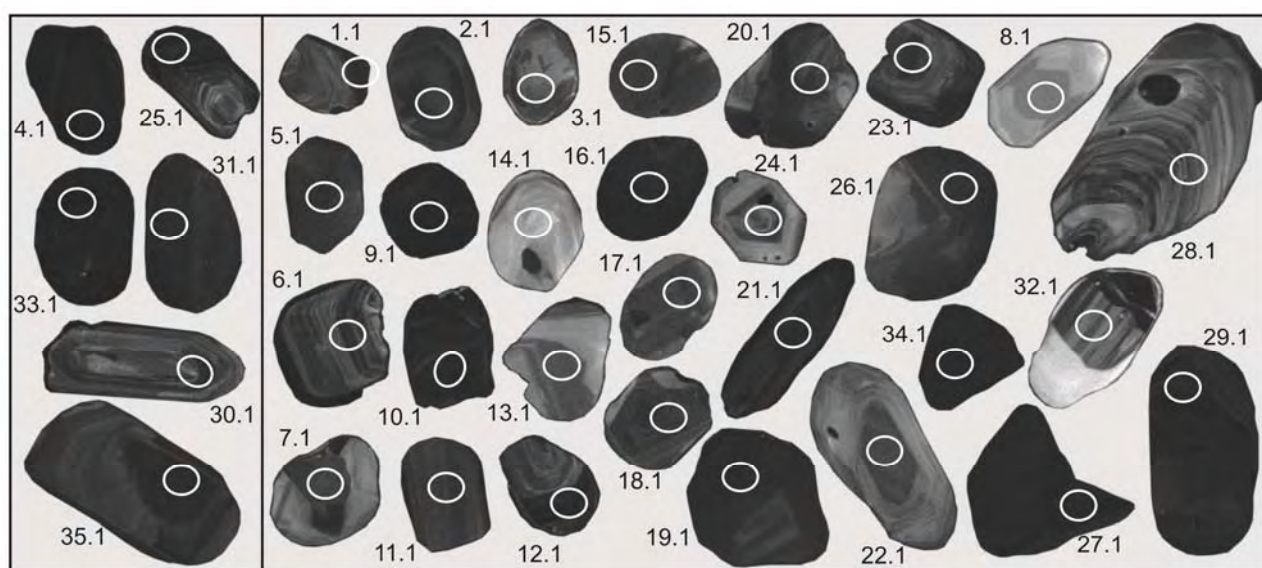


Рис. 3.1.2. Изображение в CL циркона Пижемского месторождения (левая часть рисунка – высокоиттриевый циркон; правая часть рисунка – умеренно иттриевый циркон). Размер поля анализа равен ~20 мкм. Номера анализов совпадают с табл. 3.1.1 и 3.1.2.

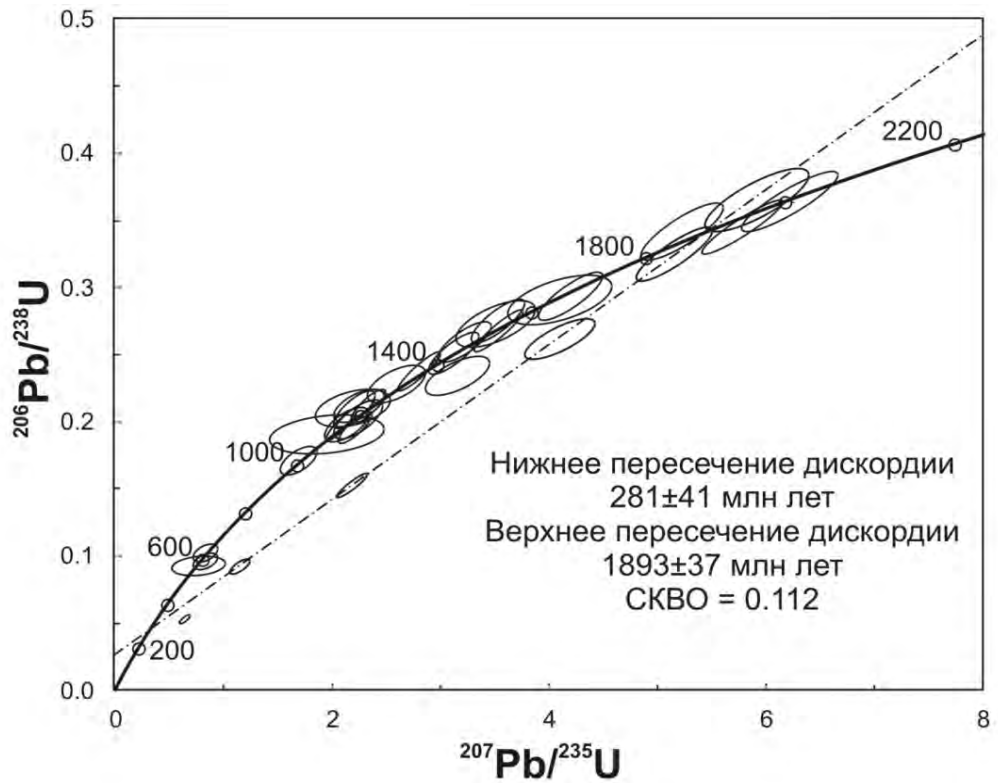


Рис. 3.1.3. График с конкордией с результатами датирования циркона Пижемского месторождения.

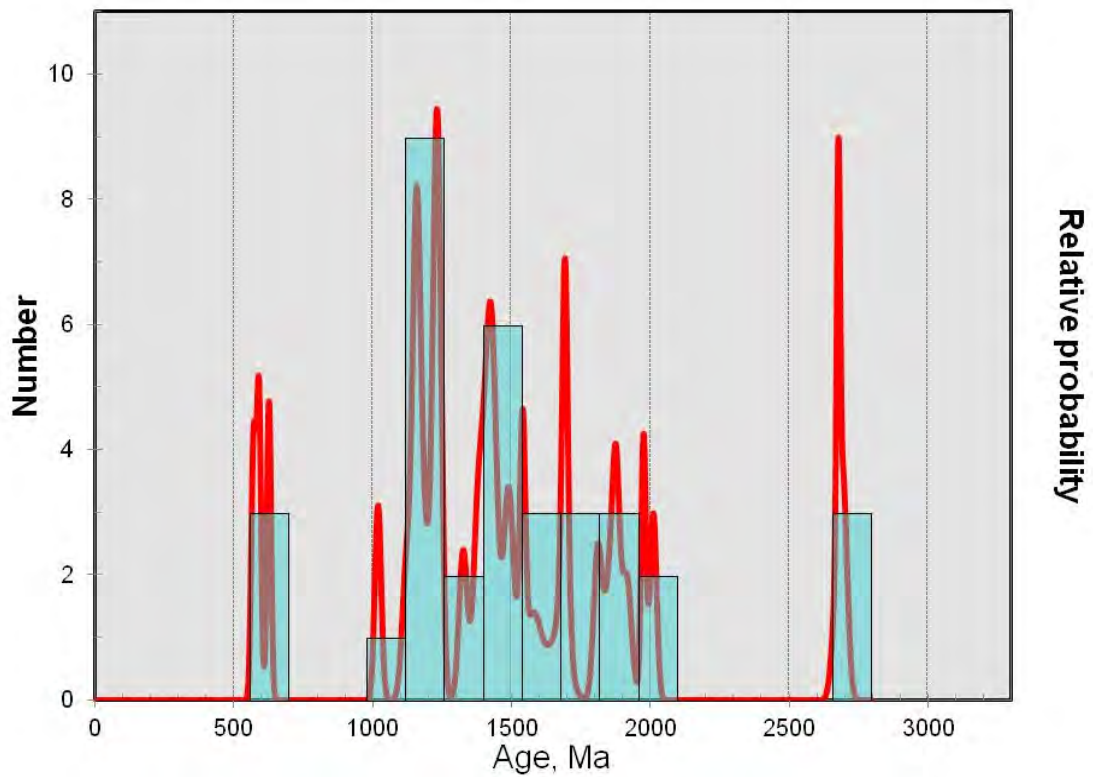


Рис. 3.1.4. Распределение значений U-Pb возраста циркона Пижемского месторождения.

Для сравнения с цирконом из пробы PZ-50 был продатирован циркон из пробы 55/193, отобранной из лампрофировой дайки Четласского камня (Косьюского поля). Для циркона из дайки результаты определения возраста также распределяются на несколько групп: 2 точки – неопротерозойские (890-940 млн. лет), 4 точки – мезопротерозойские (1100-1600 млн. лет), 1 точка – палеопротерозойская (2040 млн. лет). Главное отличие от циркона из пробы PZ-50 это отсутствие архейских значений возраста в совокупности циркона из лампрофиров (табл. 3.1.1). Распределение возрастных значений циркона из лампрофиров повторяет особенности и вписывается в облик полимодального распределения возрастных максимумов для циркона Пижемского месторождения. Необходимо отметить, что четласские лампрофиры несут в себе большое количество ксенолитов (Макеев, Брянчанинова, 2009), как мантийных ультраосновных пород (лерцолитов, верлитов), так и вмещающих пород фундамента разнообразного состава и возраста (гнейсы, кварциты, метасоматиты и др.). Зерна циркона из лампрофиров представлены обломками, меньшей размерности, чем зерна циркона Пижемского месторождения. У этих зерен (рис. 3.1.5) обнаружена только магматическая осцилляционная зональность, также как и у неопротерозойского циркона Пижемского месторождения.

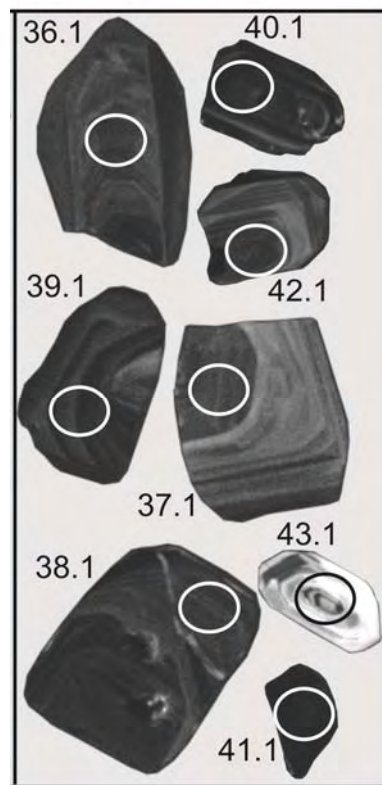


Рис. 3.1.5. Изображение в CL циркона из лампрофиров Четласского Камня. Размер поля анализа равен ~20 мкм. Номера анализов совпадают с табл. 3.1.1 и 3.1.2.

По выявленным признакам, можно утверждать о том, что одним (но не основным) из источников циркона Пижемского месторождения могли быть разновозрастные ксенолиты из среднетиманских лампрофиров, основная часть циркона могла поступать непосредственно из разновозрастных пород фундамента, что подтверждается также широким диапазоном наиболее древних датировок. Собственных лампрофировых цирконов, подтверждающих позднепротерозойский возраст этих пород (Макеев, Брянчанинова, 2009), пока не обнаружено. Пять зерен циркона образуют дискордию. Значение верхнего пересечения дискордии с конкордией около 1893 ± 37 млн. лет, что соответствует широко проявленному в северо-западном регионе свекофеннскому этапу метаморфизма. (Макеев и др., 2015б). Этой возрастной отметке также соответствуют результаты, полученные «классическим» методом датирования для нескольких зерен циркона в ГИ КНЦ РАН (Макеев и др., 2015а).

Геохимия циркона

Изучая морфологию, внутреннюю структуру зерен в CL, содержание и характер распределения редких и редкоземельных элементов, было установлено, что все зерна циркона можно разделить на две группы: 1) циркон с повышенным содержанием иттрия (более 3000 ppm Y, 6 зерен) и других редких элементов и 2) циркон с умеренным содержанием REE (29 зерен, рис. 3.1.6, табл. 3.1.2).

Для первой группы (группы высокоитриевого циркона) характерно повышенное содержание редких и редкоземельных элементов – от 2000 до 13400 ppm, пологий спектр их распределения (рис. 3.1.6а), отсутствие (по крайней мере, в четырех зернах с максимальным содержанием Y величина Ce/Ce^* в среднем составляет 2.3) положительной Ce-аномалии и редуцированной отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu^* в среднем 0.56 для пяти зерен).

Для группы умеренно итриевого циркон, напротив, характерен узкий диапазон распределения редкоземельных элементов. В эту группу попадают 24 зерна, спектры распределения REE у которых сливаются в одну полосу шириной не более одного порядка хондритового отношения (рис. 3.1.6б). Эта полоса дифференцирована от легких REE к тяжелым (Lu_N/La_N отношение в среднем около 7000).

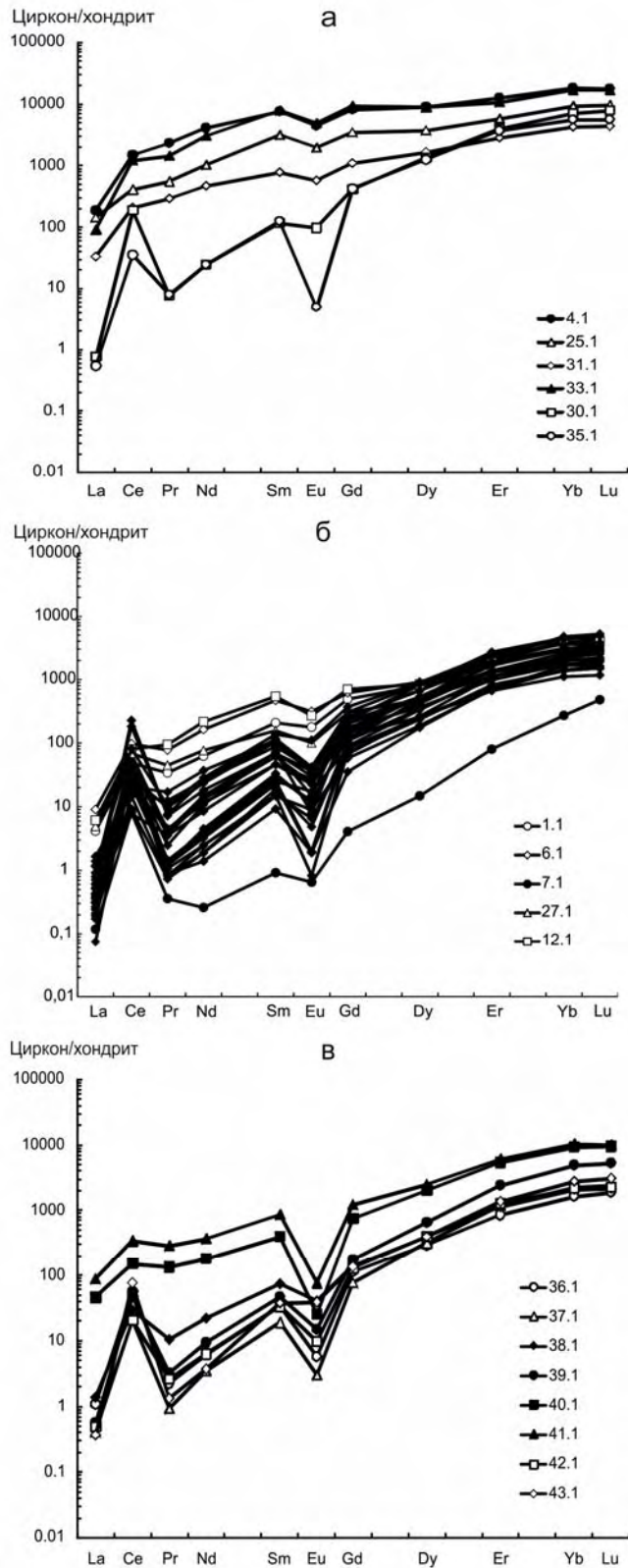


Рис. 3.1.6. Спектры REE для циркона Пижемского месторождения (а – высокоиттриевый; б – умеренно иттриевый циркон) и лампрофиров Четласского Камня (в) нормированные на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). На рис. 3.1.6в черными ромбиками обозначен состав умеренно иттриевого циркона за исключением подписанного отдельно.

Наблюдаются четко выраженная положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* в среднем 43) и отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* в среднем 0.2). Такой характер распределения REE типичен для циркона магматического генезиса (Hoskin, Schaltegger, 2003). Четыре зерна циркона, показанные на рис. 3.1.6б белыми квадратами, отличаются повышенным содержанием LREE (в сумме от 60 до 160 ppm, табл. 3.1.2), практически выположенной положительной Ce-аномалией (Ce/Ce^* в среднем 4.0) и редуцированной отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu^* в среднем 0.51). В этих зернах наблюдается повышенное содержание Ca (в среднем 208 ppm), Li (в среднем 43.5 ppm) и Hf (в среднем 10170 ppm) при умеренном содержании U (416–785 ppm). С учетом того, что три из четырех точек (1.1, 12.1, 27.1 на рис. 3.1.2) принадлежат каймам, которые в CL имеют черный цвет, то можно сделать вывод, что эти каймы были образованы метаморфически при активном воздействии флюида. Одна точка циркона (7.1) резко обособлена на рис. 3.1.6б, ее отличием является пониженное содержание средних и тяжелых REE, незначительная отрицательная Eu-аномалия, несмотря на хорошо проявленную положительную Ce-аномалию ($Ce/Ce^* = 40$); спектр распределения REE имеет дифференцированный характер. Пониженное Th/U отношение (0.09, табл. 3.1.2) говорит о возможном метаморфическом генезисе этого домена циркона.

Циркон из лампрофиров по характеру распределения REE можно разделить на две совокупности. К первой относятся зерна черного в CL цвета (точки 40.1 и 41.1, рис. 3.1.5), которые отличаются повышенным содержанием иттрия (5165 и 5623 ppm, соответственно). Помимо иттрия, наблюдается также повышенное содержание REE (3420 и 4243 ppm), спектры REE значительно приподняты в области легких REE (Lu_N/La_N отношение в среднем 160), положительная Ce-аномалия редуцирована (рис. 3.1.6в). Прослеживается и отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* в среднем 0.06). Ко второй совокупности относятся шесть зерен циркона, которые имеют спектры распределения REE близкие к типичному умеренно иттриевому циркону Пижемского месторождения описанному ранее (Макеев и др., 2016).

Для изученного циркона характерна положительная корреляция содержания Y и P (рис. 3.1.7а). Составы умеренно иттриевого циркона Пижемского месторождения и лампрофиров совпадают на этом графике, а высокоиттриевые цирконы образуют единый тренд точек, соединяющийся с основной группой. Такое соотношение Y и P обусловлено ксенотимовой схемой изоморфизма в цирконе, при которой $(Y+REE)^{3+}$ и P^{5+} замещают $(Zr+Si)^{4+}$ (Finch et al., 2001). Если в высокоиттриевом цирконе Пижемского месторождения содержание Y не превышает 15000 ppm, то в цирконе из вышележащего

проявления Ичетью содержание Y достигает 100000 ppm (Макеев, Скублов, 2016). При этом содержание P закономерно увеличивается от 10000 до 40000 ppm с ростом содержания Y и суммы REE. Ранее, для циркона, также аномально обогащенного Y и REE, из различных комплексов пород Фенноскандинавского щита, было установлено, что содержание P увеличивается всего лишь до 500–800 ppm, что предполагает иную, не ксенотимовую схему изоморфного вхождения Y и REE в структуру циркона (Скублов и др., 2011). Ксенотимовая схема изоморфизма для изученного циркона Тимана также подтверждается соотношением Y и суммы REE в пропорции 1:1 и практически непрерывным трендом изменения состава циркона по Y и REE с высокой степенью корреляции (рис. 3.1.7б).

Содержание Y и Nb коррелирует только в высокоиттриевом цирконе Пижемского месторождения (рис. 3.1.7в). В умеренно иттриевом цирконе содержание Nb варьирует от 6 до 70 ppm (табл. 3.1.2) вне зависимости от уровня содержания Y. Циркон из лампрофиров в целом, за исключением двух высокоиттриевых зерен, содержит меньше Nb.

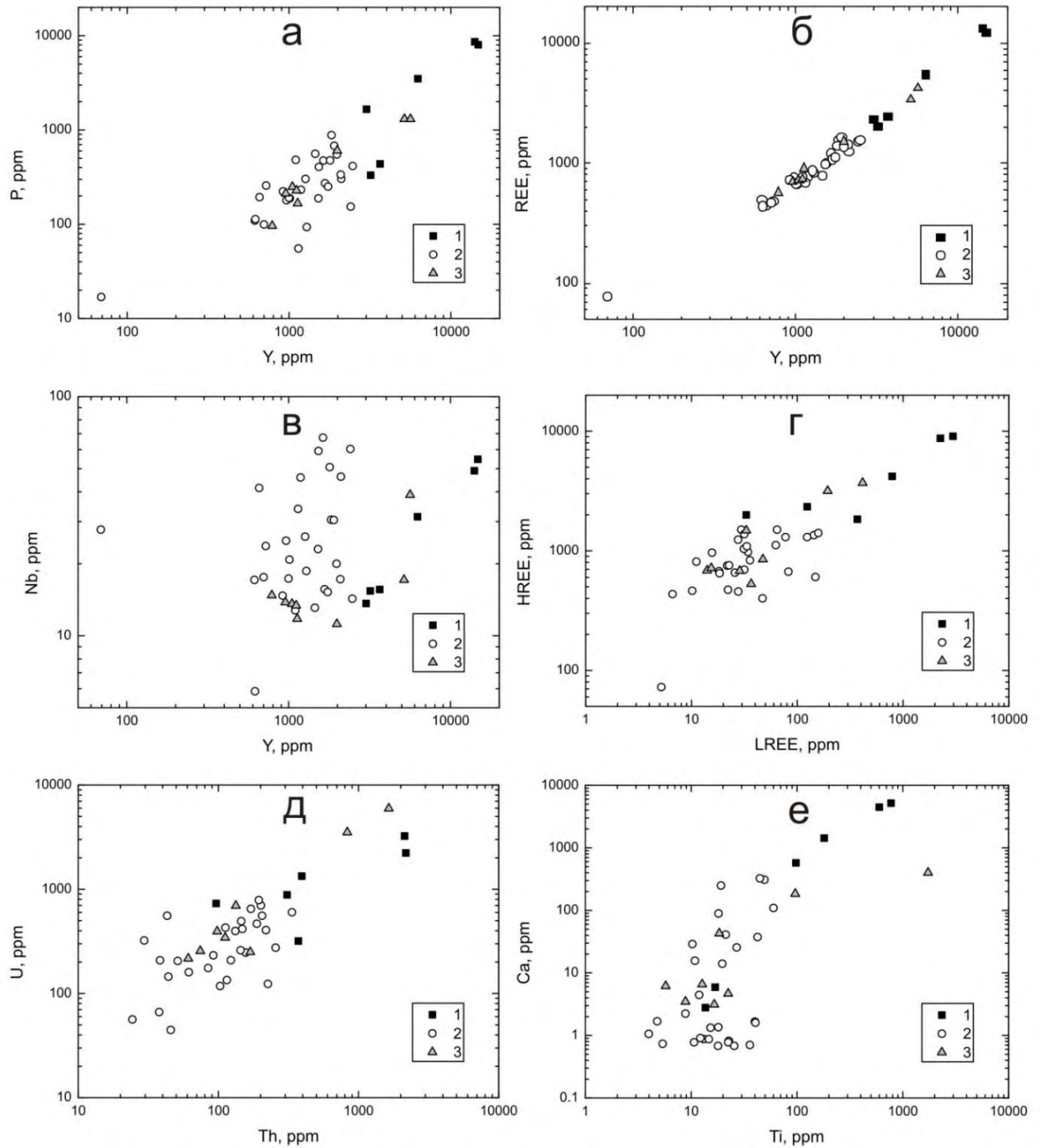


Рис. 3.1.7. Соотношение Y-P (а), Y-REE (б), Y-Nb (в), LREE-HREE (г), Th-U (д), Ti-Ca (е) для циркона Пижемского месторождения (1 – высокоиттриевый циркон; 2 – умеренно иттриевый циркон) и лампрофиров Четласского Камня (3).

Легкие и тяжелые REE коррелируют между собой, при этом высокоиттриевый циркон содержит большее количество LREE и HREE (рис. 3.1.7г). Умеренно иттриевый циркон Пижемского месторождения образует довольно компактную группу на графике, с которой совпадают фигуративные точки циркона из лампрофиров.

Умеренно и высокоиттриевый циркон Пижемского месторождения также отличаются друг от друга по содержанию Th и U (рис. 3.1.7д). Высокоиттриевый циркон, как правило, содержит больше Th и U. Соотношение Th и U в изученном цирконе достаточно выдержанное: Th/U отношение в среднем составляет 0.48 по данным геохимического исследования (табл. 3.1.2) и 0.68 по данным SHRIMP (табл. 3.1.1). Обе величины относятся к диапазону значений циркона магматического генезиса (Hoskin, Schaltegger, 2003).

Неформульные для циркона элементы – Ca и Ti положительно коррелируют (рис. 3.1.7е), при этом высокоиттриевый циркон содержит больше Ca, и Ti. При уровне содержания Ca менее 10 ppm его корреляция с Ti пропадает. Температура кристаллизации умеренно иттриевого циркона по титановому термометру (Watson et al., 2006) попадает в диапазон 670–930°C при среднем значении 800°C (табл. 3.1.2). В целом содержание Ti не превышает эмпирический лимит в 50-70 ppm, позволяющий использовать титановый термометр (Page et al., 2007). В высокоиттриевом цирконе содержание Ti достигает 600 и даже 776 ppm, что исключает его использование в качестве геотермометра (табл. 3.1.2).

В большинстве точек проанализированного циркона спектры распределения REE (рис. 3.1.6) отвечает характерному для магматического циркона типу с высоким значением Lu_N/La_N отношения, четко проявленной положительной Ce-аномалией (Ce/Ce^* достигает 137) и менее контрастной отрицательной Eu-аномалией (Hoskin, Schaltegger, 2003). Содержание неформульных для циркона элементов (Ca, Sr, Ba, Nb, Ti) сравнительно невелико и в сумме составляет 20-428 ppm.

Высокоиттриевый циркон характеризуется резко повышенным уровнем суммарного содержания REE, варьирующем в одном порядке – от 3400-4200 в лампрофирах до 5500-13400 ppm в Пижемском месторождении (табл. 3.1.2). Необходимо отметить, что в высокоиттриевом цирконе аномально увеличивается содержание не только неформульных элементов (Ca, Sr, Ba, Nb, Ti), но также более свободно изоморфно входящих в его решетку Hf, Th, U и P. Суммарное содержание в цирконе всех этих элементов, без учета REE, варьирует от 22300 до 54700 ppm (табл. 3.1.2).

На дискриминационных диаграммах (рис. 3.1.8), используемых для разделения составов циркона магматического и гидротермально-метасоматического генезиса (Hoskin, 2005; Pelleter et al., 2007), изученный циркон попадает либо в поле магматического генезиса, либо занимает промежуточное положение в направлении поля составов гидротермально-метасоматического циркона. Высокоиттриевый циркон Пижемского

месторождения и лампрофиров Четласского Камня максимально тяготеет к полю гидротермально-метасоматического циркона, но формально в него не попадает.

По известным критериям соотношения $Yb-U$, $Hf-U/Yb$ (рис. 3.1.9а, б) весь изученный циркон попадает в поле циркона из континентальных пород (Grimes et al., 2007). На диаграмме $Y-U/Yb$ (рис. 3.1.9в) обособляются точки состава высокоиттриевого циркона Пижемского месторождения и лампрофиров. При этом они расположены вдоль линии, разграничивающей цирконы однозначно океанического генезиса (нижняя часть диаграммы) от цирконов континентальных пород и поля неопределенности. Очевидно, что данная диаграмма, построенная на ограниченной выборке аналитических данных, не в полной мере может служить для идентификации генезиса циркона с аномально высоким содержанием Y .

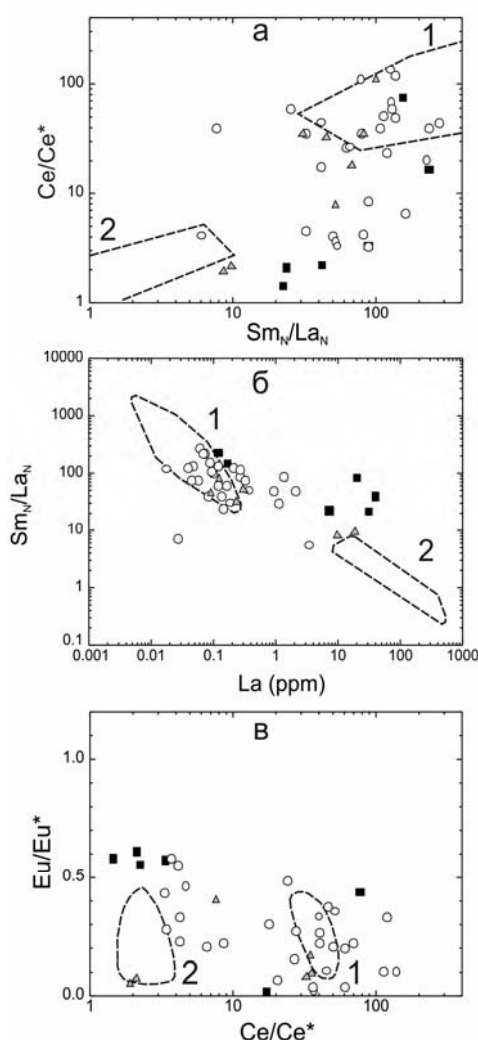


Рис. 3.1.8. Соотношение $Sm/La-Ce/Ce^*$ (а), $La-Sm/La$ (б) и $Ce/Ce^*-Eu/Eu^*$ (в) для циркона. Показаны поля составов магматического (1) и гидротермально-метасоматического циркона (2) по (Hoskin, 2005; Pelleter et al., 2007). Условные обозначения для фигуративных точек циркона совпадают с рис. 3.1.6.

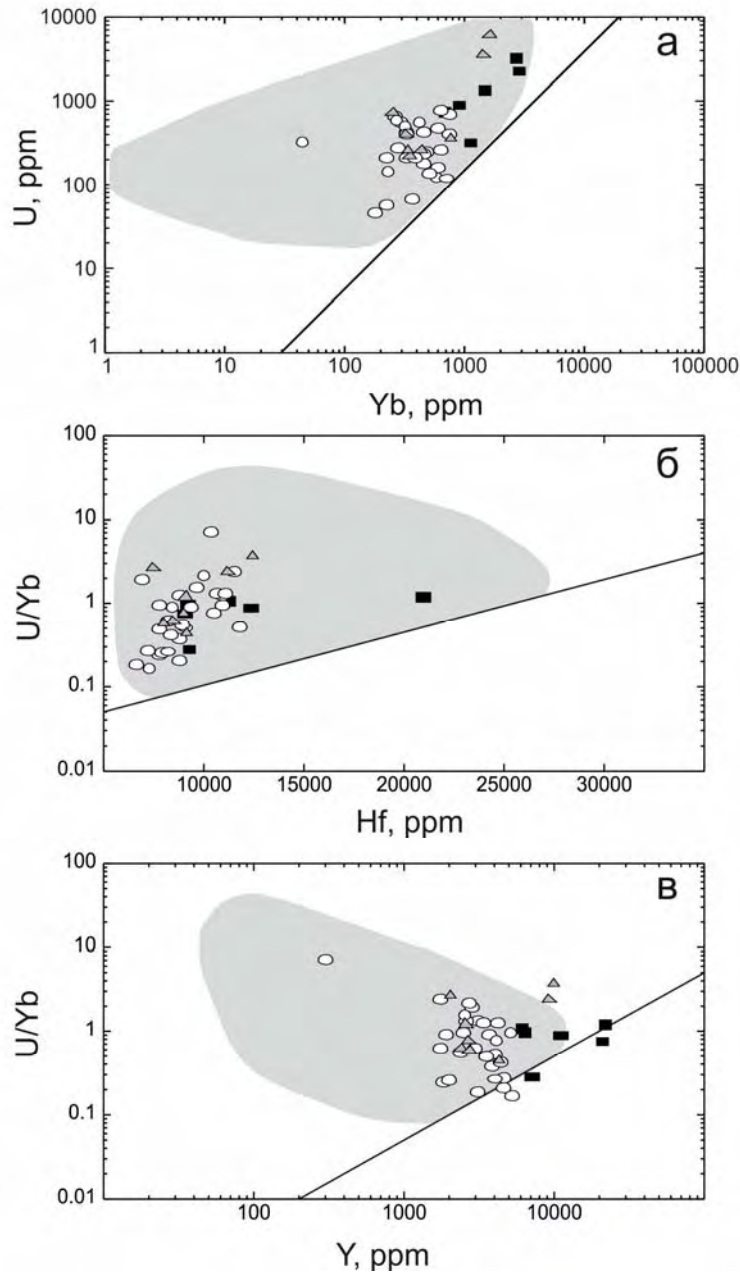


Рис. 3.1.9. Соотношение Yb-U (а), Hf-U/Yb (б) и Y-U/Yb (в) для циркона. Серым цветом показано поле циркона континентальных пород, ниже наклонной линии находится поле циркона однозначно океанического происхождения (Grimes et al., 2007). Условные обозначения для фигуративных точек циркона совпадают с рис. 3.1.6.

Для установления меры генетических связей и возможного источника вещества циркона проведен факторный анализ (метод главных компонент), в котором использованы 26 признаков, характеризующих состав циркона (54 анализа в 47 зернах: 35 зерен циркона Пижемского титанового месторождения, 8 зерен циркона из лампрофиров Четласского Камня и 11 анализов 4 зерен высокоиттриевого циркона проявления Ичетью). В качестве признаков при обработке данных методом факторного анализа были выбраны:

химический состав циркона (22 элемента – La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu, Li, P, Ca, Ti, Sr, Y, Nb, Ba, Hf, Th, U), U-Pb возраст зерен циркона и морфологические признаки (коэффициент удлинения, зональность и яркость катодолюминесцентного свечения, оцененные в баллах).

Два главных фактора удовлетворительно описывают изменчивость всей выборки данных со следующими весами: $F_1 = 71.6 \%$; $F_2 = 8.04 \%$. Другие факторы не принимаются в расчет, ввиду своего незначительного вклада в общую дисперсию. Графическое изображение результата факторного анализа показано на рис. 3.1.10. Все проанализированные химические элементы разделились на четыре группы на диаграмме факторных нагрузок (рис. 3.1.10a). Отмечены высокие корреляционные связи между всеми REE, Th, Y и P, эти элементы-примеси образовали единое компактное поле. Высокая корреляция на уровне ($r = 0.92-1.00$) для большой группы элементов убедительно свидетельствует о существовании гетеровалентного изоморфизма между Zr и Si, с одной стороны, и Y, REE, P, с другой, в ряду циркон–ксенотим. Тяжелые REE имеют более сильные корреляционные связи с Y, чем легкие. Другая группа сильно коррелирующих между собой элементов ($r = 0.90-0.95$) объединяет Ca, Sr, Ba, Hf, U – литофильные элементы, близкие между собой по геохимическим свойствам. Сильная корреляция ($r = 0.99$) между Ti и Nb свидетельствует о том, что источником циркона могли быть щелочно-ультраосновные породы, для которых эти элементы-примеси весьма характерны. Литий не коррелируется с другими элементами. Отрицательные корреляционные связи выявлены между содержанием большинства химических элементов, с одной стороны, и возрастом и морфологическими признаками (зональностью, яркостью CL, коэффициентом удлинения зерен циркона), с другой стороны. Это означает, что более древний циркон содержит меньше элементов-примесей, по сравнению с цирконом относительно молодого возраста, а также имеет морфологические признаки циркона магматического генезиса (удлиненную форму и осцилляционную зональность в контрастных тонах).

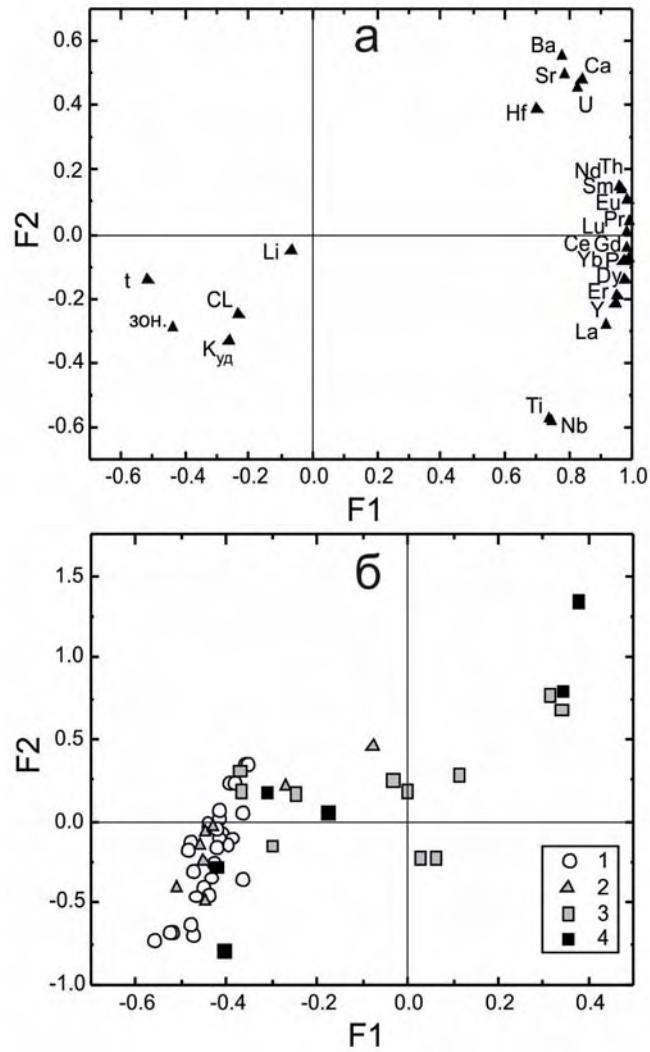


Рис. 3.1.10. Диаграммы в координатах главных факторов (F_1 и F_2) для изученного циркона: а – факторных нагрузок; б – значений факторов. Условные обозначения: (а) t – U-Pb возраст, $K_{уд}$ – коэффициент удлинения, CL – яркость катодolumинесценции, зон. – зональность; (б) 1 – умеренно иттриевый циркон Пижемского месторождения, 2 – циркон лампрофиров Четласского Камня, 3 – высокоиттриевый циркон проявления Ичетью (Макеев, Скублов, 2016), 4 – высокоиттриевый циркон Пижемского месторождения.

Результат факторного анализа для 54 точек циркона показывает, что фигуративные поля всех совокупностей циркона (Пижемское месторождение, проявление Ичетью и лампрофиры Четласского Камня) в значительной степени пересекаются (рис. 3.1.10б), в особенности это характерно для циркона Пижемского месторождения и лампрофиров. От основной группы в правую часть графика значений факторов отклоняются высокоиттриевые разности циркона всех трех объектов. Вышесказанное подтверждает вывод о едином геохимическом типе рассмотренного циркона и о возможном едином глубинном источнике для них.

3.1.3 Циркон из рудопроявления Ичетью

Для исследования циркона на рудопроявлении Ичетью использовались шлиховые пробы, наибольший интерес из них представляют пробы MU-08/4 и PM-239, отобранные в рамках проведения поисковых работ на рудопроявлении.

Морфология зерен циркона

Проба MU-08/4 представлена зернами циркона, большая часть которых имеет изометричную форму, остальные зерна либо удлиненные (с коэффициентом удлинения равным примерно 1:3), либо представлены обломками кристаллов (рис. 3.1.11). Зерна имеют слабую степень окатанности. Окраска зерен широко варьирует от прозрачного до желтого цвета. В некоторых наиболее удлиненных зернах в катодолюминесценции прослеживается магматическая осцилляционная зональность, которая представляет собой чередование полос серого цвета различной интенсивности. Помимо этого в некоторых зернах осцилляционную зональность сменяет мозаичная, но в большинстве зерен зональность вовсе отсутствует. По изображению в катодолюминесценции зерна циркона можно отнести к двум разным группам: к первой группе относится циркон с темной окраской и группа светло-серого циркона. В нескольких зернах можно выделить тонкие черные каймы (не более 20 мкм), окаймляющие центральную часть зерна (зерна 12, 20, 31, рис. 3.1.11) (Макеев и др., 2017).

В пробе PM-239 исследовались зерна циркона, в которых прослеживаются следы вторичных изменений, которые отвечают в BSE участкам темных тонов (рис. 3.1.12а-в). Для этих зерен характерны изометричные очертания с частично разрушенными границами.

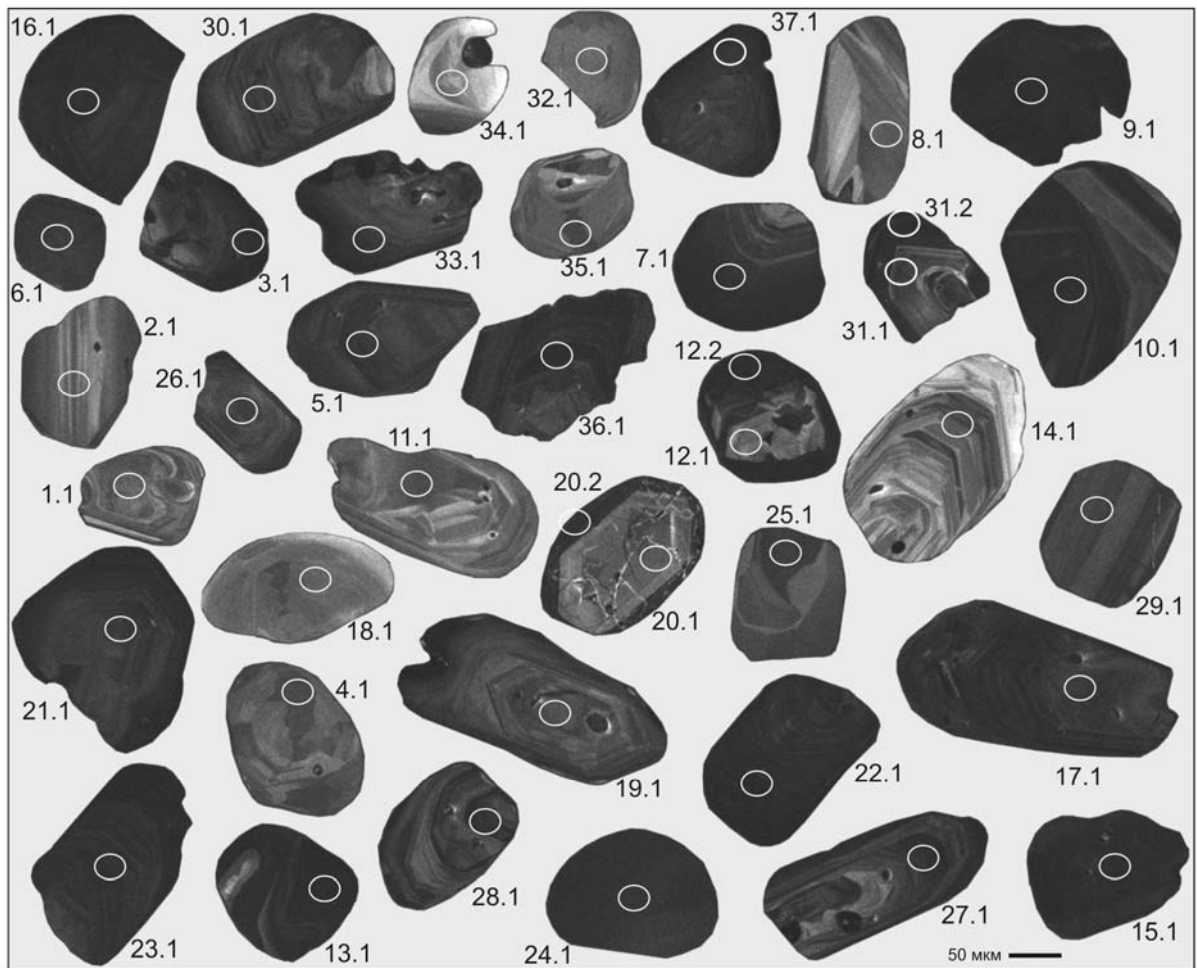


Рис. 3.1.11. Изображение циркона из проявления Ичетью, проба MU-08/4 в CL. Размер поля анализа равен ~20 мкм. Номера анализов совпадают с табл. 3.1.1, 3.1.2.

Вторичные изменения представлены различными видами. Например, дендритовидная «паутинка» на краю зерна циркона, занимающая примерно 20% от общей площади (рис. 3.1.12а). Второй пример это темная, обогащенная ураном полоса, замещающая краевую часть зерна (рис. 3.1.12в). Также в некоторых зернах прослеживается замещение краевых частей поздними каймами циркона вследствие проникновения гидротермального раствора по трещинам вглубь зерна (рис. 3.1.12б).

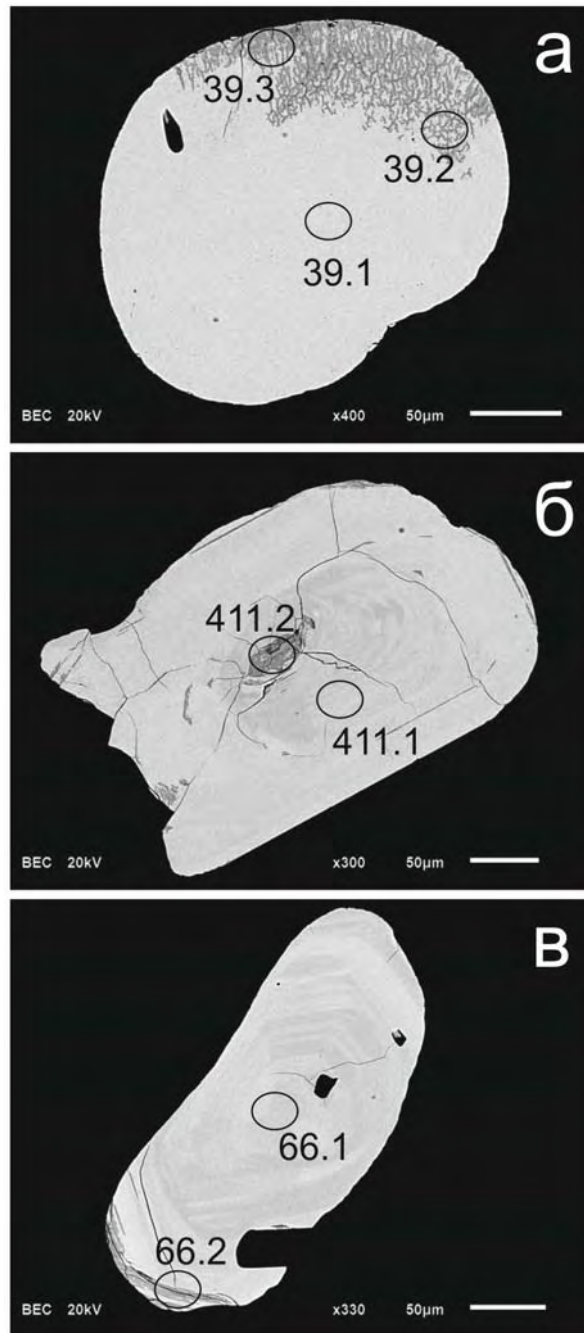


Рис. 3.1.12. Изображение циркона из проявления Ичетью в BSE (а-в), проба РМ-239. Размер поля анализа равен ~20 мкм. Номера анализов совпадают с табл. 3.1.1, 3.1.2.

Изотопно-геохимическое исследование циркона

В пробе МУ-08/4 было датировано 37 зерен циркона (рис. 3.1.13, табл. 3.1.3). Большая часть аналитических точек является конкордантными. Наиболее дискордантными являются темные высокоурановые домены циркона (точки 13.1 и 36.1, рис. 3.1.11), каймы черного цвета, а также сильнотрещиноватые зерна (точки 12.2 и 31.2, зерно 20). Возраст кайм, определенный U-Pb методом (табл. 3.1.3), не значительно отличается от возраста центральной зоны этих зерен (Макеев и др., 2017).

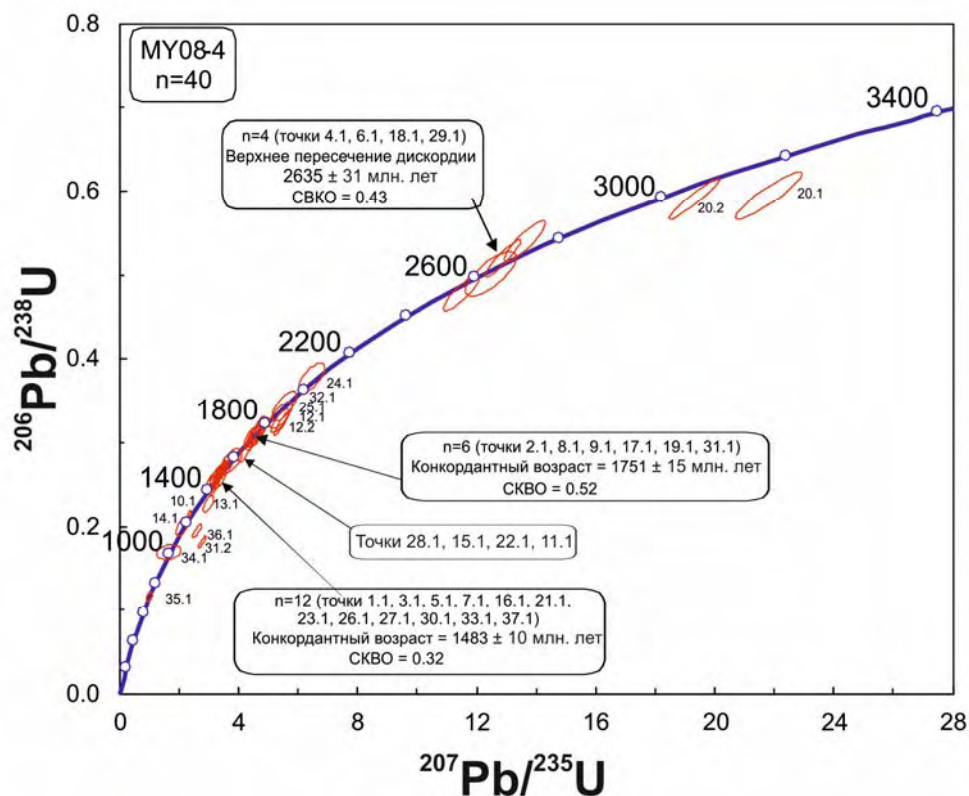


Рис. 3.1.13. График с конкордией с результатами датирования циркона из проявления Ичетью.

Датирование циркона U-Pb методом показало разброс результатов в интервале от 706 до 3283 млн. лет (рис. 3.1.13, табл. 3.1.3). Для зерна циркона с секториальной зональностью было получено самое молодое значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 706 ± 13 млн. лет (точка 35.1, рис. 3.1.11). Самое древнее определение возраста 2635 ± 31 млн. лет было рассчитано для 4 точек (4.1, 6.1, 18.1 и 29.1) по верхнему пересечению дискордии с конкордией (рис. 3.2.3).

Большая часть точек анализов попадает в интервал от 1000 до 2000 млн. лет и «ложится» либо на конкордию, либо вблизи от неё (рис. 3.1.13). На вышеупомянутом графике можно выделить два ярко выраженных кластера, которые соответствуют максимальным пикам на графике (рис. 3.1.14): один для 6 точек с древним возрастом (1751 ± 15 млн. лет) и второй для 12 точек с молодым возрастом (1483 ± 10 млн. лет). Также для 4 точек был определен возраст меньше, чем 1483 млн. лет (точки 35.1, 34.1, 14.1 и 10.1, табл. 3.1.3). Проанализировав полученные результаты, можно выделить общую тенденцию: большая часть точек анализов (30 значений из 40, табл. 3.1.3) соответствует протерозойским значениям возраста.

Для циркона из Пижемского месторождения были построены аналогичные графики (Макеев и др., 2016), по которым можно отметить преобладание значений возраста в

интервале 900-2000 млн. лет (рис. 3.1.14). В целом, значения определения возраста для циркона из рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения совпадают для протерозойских значений и для архейских значений (около 2650 млн. лет). Отметки возраста для циркона, соответствующие самому молодому пику с возрастом около 600 млн. лет (рис. 3.1.14), отвечают возрасту лампрофировых даек (606 ± 10 млн. лет) (Макеев, Дудар, 2001) и отметкам возраста 580 млн. лет, которые были получены для рудных минералов из Новобобровского комплексного редкометалльно-торий-редкоземельного месторождения на Среднем Тимане (Удоратина и др., 2016).

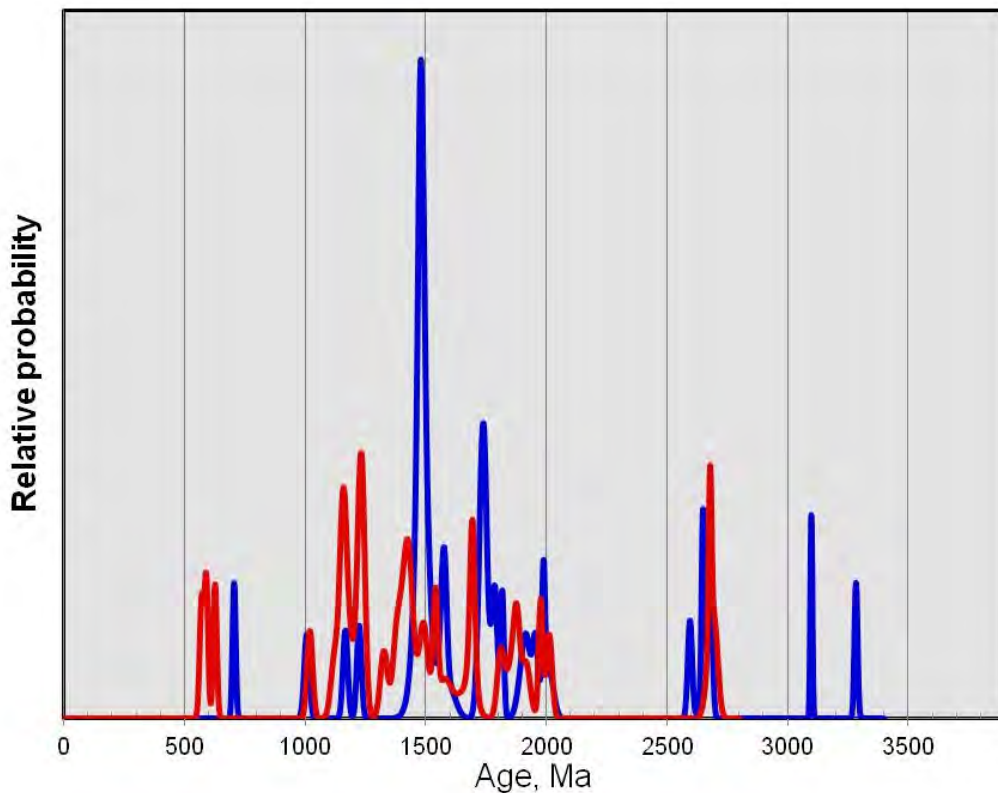


Рис. 3.1.14. График с результатами датирования циркона из проявления Ичетью (синий цвет) и Пижемского месторождения (красный цвет).

В целом сравнение относительной распространенности значений возраста для циркона из проявления Ичетью и Пижемского месторождения подтверждает единый источник циркона для этих двух промышленных объектов. Наличие не только протерозойских, но и архейских датировок циркона свидетельствует о поступлении циркона из различных по глубине залегания пород фундамента в районе Среднего Тимана. Отсутствие на современной эрозионной поверхности Тимана пород древнее 1 млрд. лет, может служить доказательством того, что источник циркона глубинный, а не латеральный. Кроме того, Y-P-REE геохимическая специализация циркона Тимана отсутствует в магматических и осадочных породах Урала и Балтийского щита

Геохимия циркона

При анализе распределения REE в цирконе из пробы MU-08/4 были отмечены пять обособляющихся точек анализа, которые относятся к наиболее темным в CL краевым частям зерен циркона (рис. 3.1.11). Сумма REE в таких точках достигает 7600 ppm, в среднем составляя около 3900 ppm (табл. 3.1.4). Спектры распределения REE отличаются явной выположенностью и незначительной степенью дифференцированности от легких редкоземельных элементов к тяжелым ($L_{\text{un}}/L_{\text{an}}$ отношение в среднем 150), положительная Ce-аномалия практически отсутствует (отношение Ce/Ce^* не больше 2.2), отрицательная Eu-аномалия практически выположена (Eu/Eu^* отношение в среднем составляет 0.66, табл. 3.1.4). Все спектры REE, за исключением одного, характеризуются максимальным подобием и практически сливаются на графике нормированного содержания с логарифмической шкалой (рис. 3.1.15а). Такой характер распределения REE может свидетельствовать о том, что при гидротермально-метасоматическом изменении циркона происходило равновесное вхождение в его состав несовместимых редкоземельных элементов (Макеев и др., 2017).

Также существенным отличием этой группы циркона (состоящей из пяти точек анализа) от остальных точек является повышенное содержание всех анализируемых элементов (табл. 3.1.4). Содержание редкоземельных элементов значительно варьируется: содержание Са увеличено примерно в 100 раз, содержание Р увеличивается на порядок, содержание Нf отличается незначительно примерно в 1.5 раза, а содержания остальных элементов в сравнении с остальными анализами повышается на 2-3 порядка. Также сильно варьирует величина Th/U отношения в интервале от 0.06 до 0.66, в среднем составляет 0.32 (табл. 3.1.4). Содержание Ti достигает 446 ppm, составляя в среднем около 200 ppm. Как известно, наиболее корректные определения по «Ti-в цирконе» термометру (Watson et al., 2006) получаются при содержаниях Ti не более 40-50 ppm (Fu et al., 2008), такой термометр для данной группы зерен использовать нельзя. Содержание Ti положительно коррелирует с содержанием Са – элементом-индикатором метасоматического воздействия на циркон и нарушения U-Pb изотопной системы (Geisler, Schleicher, 2000).

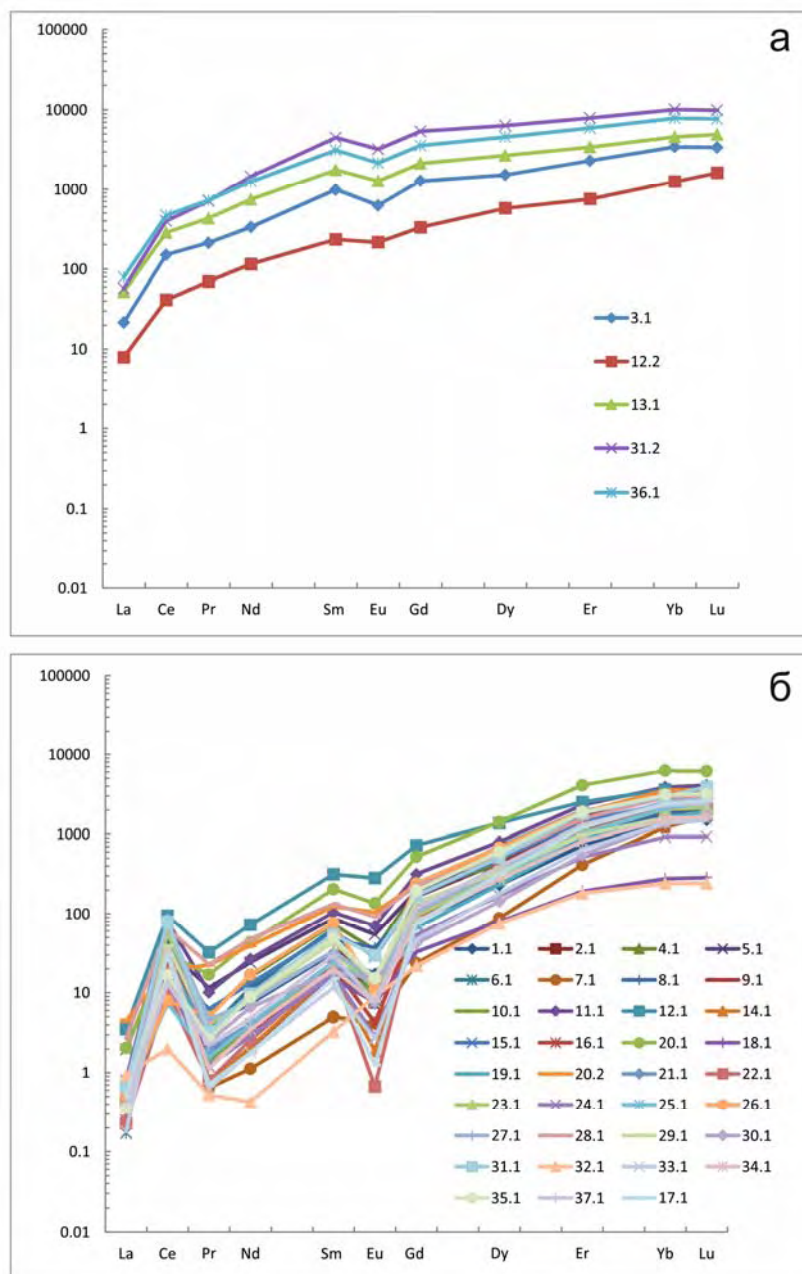


Рис. 3.1.15. Спектры REE для циркона, нормированные к хондриту CI (McDonough, Sun, 1995), из проявления Ичетью, проба MU-08/4: а – группа циркона, с повышенным содержанием REE, б – группа циркона, с пониженным содержанием REE.

Точки циркона из пробы MU-08/4, не вошедшие в группу из пяти зерен, отличаются от них не только окраской в CL (рис. 3.1.11), но также структурой и величиной U-Pb возраста (табл. 3.1.4). Спектры распределения REE сливаются в полосу шириной в один порядок нормализованных содержаний (рис. 3.1.15б) и имеют фракционированный характер (отношение L_{Lu}/L_{La} составляет в среднем 5170) с четко выраженной положительной Ce-аномалией (Ce/Ce^* в среднем составляет 43) и отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu^* в среднем 0.28), что характерно для циркона

магматического генезиса (Hoskin, Schaltegger, 2003). Спектры распределения с суммарным содержанием REE превышающим 1100 ppm отличаются выположенными Eu- и Ce-аномалиями. Вероятно, это связано с воздействием на циркон гидротермальных процессов, которые привели к образованию циркона, отличающимся повышенным содержанием примесей. Среди точек анализа циркона были обнаружены две точки (32.1 и 18.1, рис. 3.1.15б), которые в противовес точкам с повышенным содержанием напротив, имеют пониженное содержание тяжелых REE, а точка 32.1 характеризуется подковообразным провалом в области легких REE. Такой характер распределения REE наиболее типичен для метаморфического циркона, чем для магматического. Учитывая характер распределения REE с отрицательной Nd-аномалией, аномально низкое содержание Th и Th/U отношение, можно отнести зерно циркона (с точкой анализа 32.1) к эклогитовому типу (Скублов и др., 2012).

Содержание редких элементов в рассматриваемой популяции циркона значительно варьирует, однако, не выходя за границы диапазонов содержания, характерных для циркона магматического генезиса (Simon et al., 2007). Температура кристаллизации циркона, рассчитанная по «Ti-в цирконе» термометру (Watson et al., 2006) варьирует от 670 до 926°C и в среднем составляет 790°C. Такие значения температуры попадают в температурный интервал кристаллизации пород кислого и среднего состава, которые могут преобладать в составе фундамента Среднего Тимана.

При исследовании зерен из пробы PM-239 в них были выявлены различные зоны: измененного циркона и циркона, не подвергшегося изменениям. Зоны неизменного циркона (или целые зерна) характеризуются светло-серым оттенком в BSE изображении (рис. 3.1.11а-в, точки анализа 39.1, 66.1, 411.1), спектры распределения REE (рис. 3.1.16а-в) имеют типичный для циркона магматического генезиса дифференцированный характер с увеличением содержания от легких к тяжелым REE (Geisler et al., 2000) и четко выраженными положительной Ce-аномалией (Ce/Ce^* достигает 30.1) и отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu^* составляет в среднем 0.34). Суммарное содержание REE достигает 2812 ppm, содержание Y в среднем составляет 2388 ppm, P – 283 ppm, Ca – 17 ppm, Ti – 19.4 ppm (табл. 3.1.4).

Измененные зоны циркона характеризуются темным оттенком в BSE изображении и приурочены, как правило, к краевым частям зерен (точки 39.2, 39.3 – дендритовидные изменения; постепенное замещение каймы – точка 66.2, рис. 3.1.11а, в). Точка 411.2, рис. 3.1.11г представляет изменения, приуроченные к центральному участку зерна, в этом случае можно сказать, что такое изменение центральной части зерна (или метамиктного

ядра?) обусловлено поступлением гидротермальных растворов по системе трещин, которые соединяют краевую часть и центральную зону зерна. Также зоны изменения отличаются от неизмененного циркона составом, а именно повышенным содержанием REE (в среднем 4440 ppm, табл. 3.1.4), Y – 5339 ppm, P – 3032 ppm, Ca – 667 ppm, Ti – 202 ppm (Макеев и др., 2017).

По сравнению с неизмененным цирконом в зонах изменения происходит выполаживание всего спектра распределения REE, редуцирование Eu- и Ce-аномалий. Содержание тяжелых REE увеличивается примерно в 3 раза, а содержание легких REE увеличивается в 20 раз. Также выявлено увеличение содержания U (в 2–3 раза), хотя в измененных зонах его содержание не превышает 915 ppm (табл. 3.1.4), что отличает эти зоны изменения от типичного метамиктного циркона. Увеличение содержания Y в среднем от 788 до 8892 ppm коррелируется с увеличением содержания P (126 и 5518 ppm), соответственно, что согласуется с выделенным ранее для Тимана особым геохимическим типом иттриевого циркона (Макеев, Скублов, 2016).

Сравнение циркона из рудопоявления Ичетью и Пижемского месторождения

Обогащенный редкими и редкоземельными элементами циркон из проявления Ичетью (первая группа, рис. 3.1.15а) обнаруживают значительные черты сходства с группой высокоиттриевого циркона (рис. 3.1.16а) из Пижемского месторождения (Макеев и др., 2016) в характере распределения REE, отличаясь от них пониженным в полтора-два раза содержанием как REE, так и Y. Для циркона из обоих объектов характерны выположенные спектры распределения REE за счет повышенного содержания легких REE с редуцированными Ce- и Eu-аномалиями.

В сравниваемом цирконе, как несущих явные следы наложенных изменений состава, так и менее измененных, обнаруживается положительная корреляция Y с P и суммарным содержанием REE (рис. 3.1.17а, б). При этом наблюдается практически полное совпадение полей составов циркона во всем диапазоне содержаний сравниваемых элементов. Примечательно, что Y и суммарное содержание REE демонстрируют положительную корреляцию, близкую к идеальной (рис. 3.1.17б). Содержание Y коррелирует с содержанием Nb только в цирконе с повышенным содержанием Y (более 2000–3000 ppm), для других составов корреляция отсутствует (рис. 3.1.17в). Содержание легких REE положительно коррелирует с содержанием тяжелых REE во всем диапазоне (рис. 3.1.17г). При этом содержание тяжелых всегда превышает содержание легких REE: в измененном темном цирконе отношение HREE/LREE в среднем попадает в интервал 4–6, в неизмененном цирконе оно значительно выше и доходит до 96.

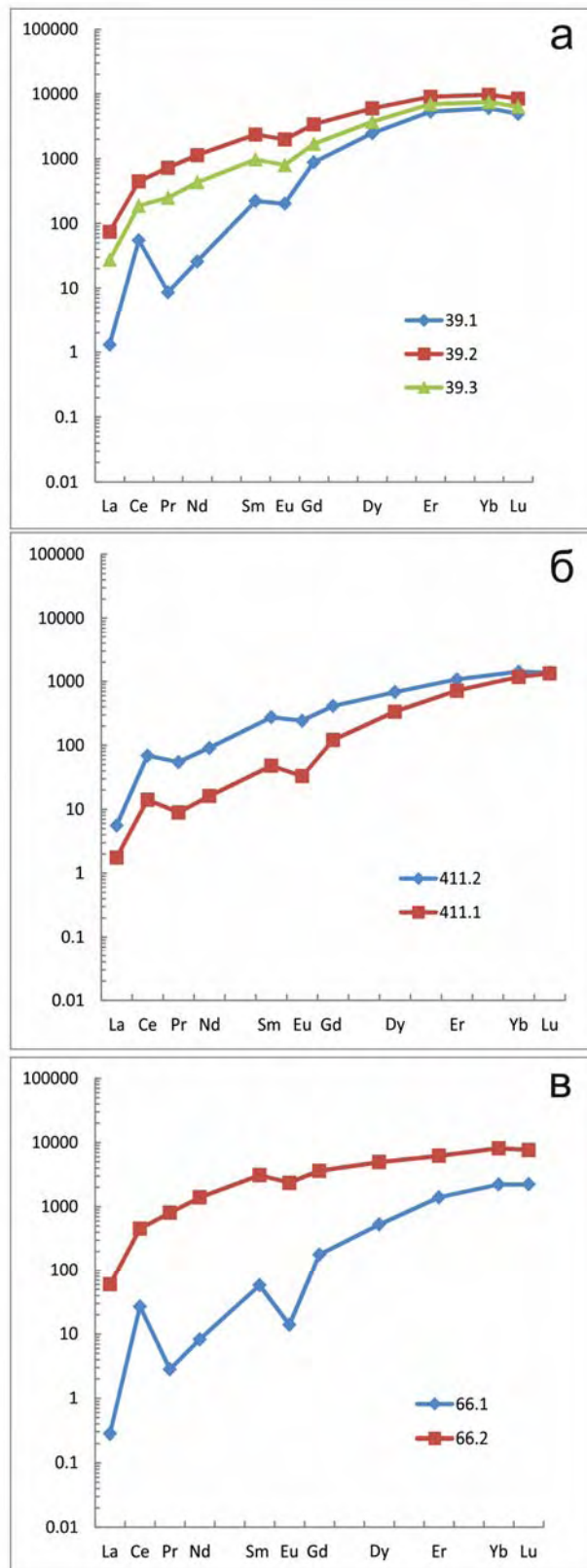


Рис. 3.1.16. Спектры REE для циркона из проявления Ичтью, нормированные на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995), проба РМ-239: а – дендритовидные образования, б – изменение центральной зоны кристалла циркона, в – изменение краевой зоны зерна циркона.

Содержание Th и U в целом положительно коррелируют (рис. 3.1.17д), однако, Th/U отношение значительно варьирует в выделенных группах циркона. Содержание Ca и Ti не обнаруживают положительной связи при содержании Ti менее 100 ppm (рис. 3.1.17е), при аномально высоком увеличении содержания Ti содержание Ca также увеличивается и может превышать 1000 ppm. Эта особенность подтверждает закономерное вхождение этих элементов в состав циркона при наложенных метасоматических процессах.

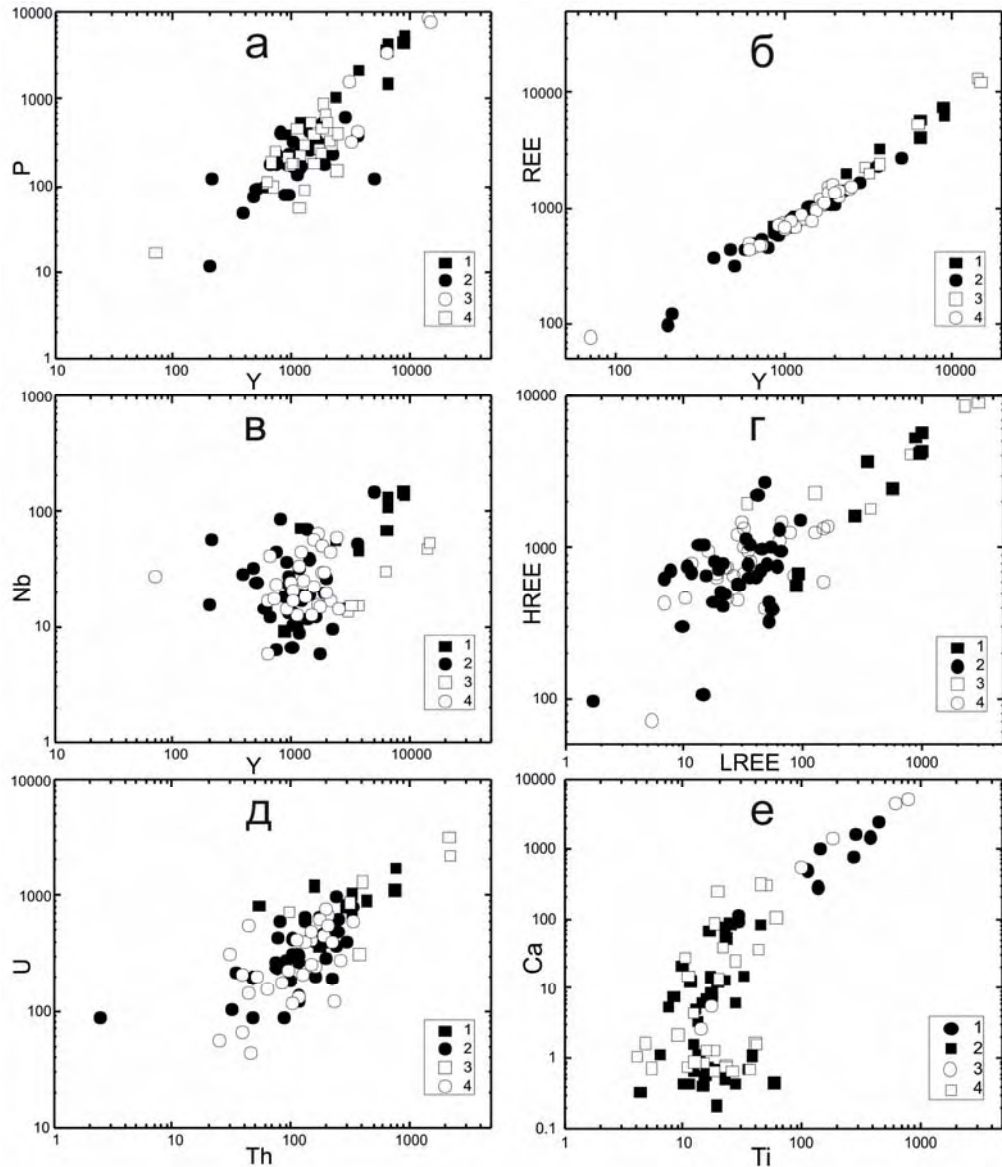


Рис. 3.1.17. Соотношение Y-P (а), Y-REE (б), Y-Nb (в), LREE-HREE (г), Th-U (д), Ti-Ca (е) для циркона из проявления Ичетью (1 – измененный циркон; 2 – неизменный циркон) и Пижемского месторождения (3 – высокоиттриевый циркон, 4 – умеренно иттриевый циркон). Все содержания приведены в ppm.

Ранее для разделения магматического и гидротермально-метасоматического циркона было предложено использовать дискриминационные диаграммы, где метасоматический циркон занимает поле фигуративных точек, характеризующееся отсутствием Ce-аномалии, положим характером спектра в области LREE (рис. 3.2.8а, б). Если неизменный циркон как проявления Ичетью, так и Пижемского месторождения либо соответствует полю магматического циркона, либо тяготеет к нему, то рассматриваемый измененный циркон Среднего Тимана вообще не попадает в выделенное поле метасоматического циркона. Особенно это заметно на диаграмме соотношения величин Ce- и Eu-аномалии (рис. 3.2.8в). Неоднозначность выделения полей циркона на этой диаграмме и, как следствие, возможность ее применимости отмечалось в ряде работ (Pelleter et al, 2007). Действительно, в поле циркона магматического генезиса попадают только пять фигуративных точек циркона, а в поле метасоматического циркона не попадает ни один измененный циркон (рис. 3.2.8в).

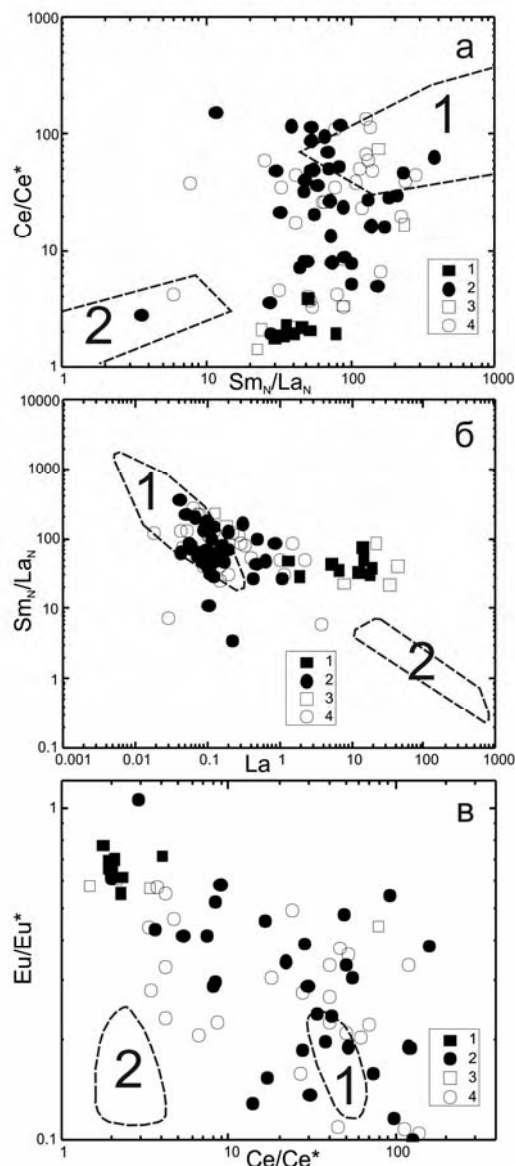


Рис. 3.1.18. Соотношение Sm_N/La_N -Ce/Ce* (а), La-Sm_N/La (б) и Ce/Ce*-Eu/Eu* (в) для циркона. Показаны поля составов магматического (1) и метасоматического (2) циркона по (Hoskin, 2005; Pelleter et al., 2007). Условные обозначения для фигуративных точек циркона совпадают с рис. 3.2.6.

3.1.4 Преобразование циркона в бадделеит

В отличие от циркона, который предположительно кристаллизуется в широком спектре горных пород, за исключением ультрабазитов, как полагает ряд исследователей), бадделеит кристаллизуется в породах, недосыщенных кремнеземом – ультраосновных и части основных пород, а также в щелочных и щелочно-ультраосновных породах (Баянова, 2006).

Находки ростовых взаимоотношений бадделеита и циркона редки, они обусловлены существенными различиями в условиях образования этих минералов. При

метаморфизме и воздействии на породу флюидов, привносящих кремнезем, возможно реакционное замещение (от частичного до полного) бадделеита цирконом. Противоположная ситуация, когда циркон замещается бадделеитом, чрезвычайно редко встречается в природе. Такое преобразование установлено для циркона из шлиховой пробы РМ-201, отобранной с восточной стороны скального обнажения «Золотой Камень» по р. Пижме в полиминеральном рудопроявлении Ичетью (Средний Тиман) с образованием микроагрегатов бадделеита, рутила и флоренсита. Размер самых крупных выделений бадделеита не превышает 10 мкм в поперечнике. Микроагрегаты неравномерно приурочены к кайме циркона толщиной от 10 до 50 мкм, пустотам и трещинам, пронизывающим зерно. Преобразованная кайма циркона (смесь новообразованных минералов) отличается резко повышенным содержанием REE (особенно LREE), Y, Nb, Ca, Ti. Содержание Th и U также увеличивается. Обзор экспериментальных исследований по реакционным взаимоотношениям циркона и бадделеита и единичных природных аналогов позволяет сделать заключение, что наиболее вероятным механизмом преобразования циркона из рудопроявления Ичетью в бадделеит в сростании с рутилом и флоренситом было воздействие на циркон высокотемпературных (не менее 500–600°C) щелочных флюидов, транспортирующих высокозарядные элементы (REE, Y, Nb, Ti). Косвенно это подтверждается находками циркона (Макеев, Скублов, 2016) с аномально высоким содержанием Y и REE (до 100000 и 70000 ppm, соответственно).

При исследовании на электронном микроскопе в кайме крупного (до 1000 мкм в поперечнике) зерна циркона из шлиховой пробы РМ-201 рудопроявления Ичетью (Скублов и др., 2017; 2018) нами было установлено образование микроагрегатов (симплектитов) бадделеита, рутила и флоренсита (рис. 3.1.19, 3.1.20). Последний в пределах рудопроявления Ичетью является индикатором вторичных изменений монацита и даже встречается в виде пленок на алмазе (Макеев, Макеев, 2010).

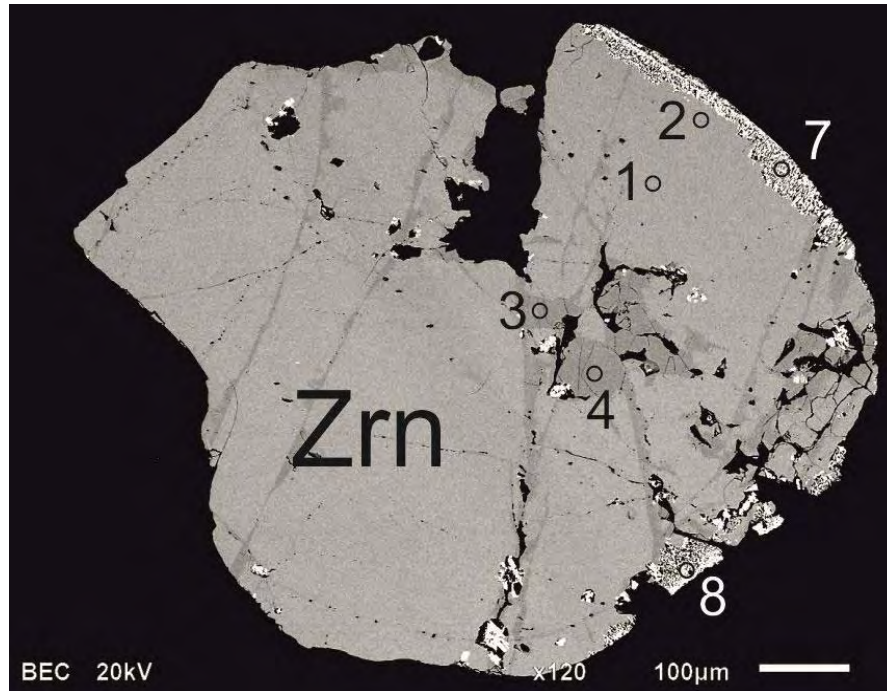


Рис. 3.1.19. Изображение в режиме BSE зерна циркона с каймой, сложенной микроагрегатами бадделеита, рутила и флоренсита.

Размер самых крупных выделений бадделеита не превышает 10 мкм в поперечнике (рис. 3.1.20). Микроагрегаты неравномерно приурочены к кайме циркона толщиной от 10 до 50 мкм, пустотам и трещинам, пронизывающим зерно. В целом для рутила (в большей степени) и бадделеита характерна шестоватая форма кристаллов, ориентированная по удлинению перпендикулярно границе зерна циркона.

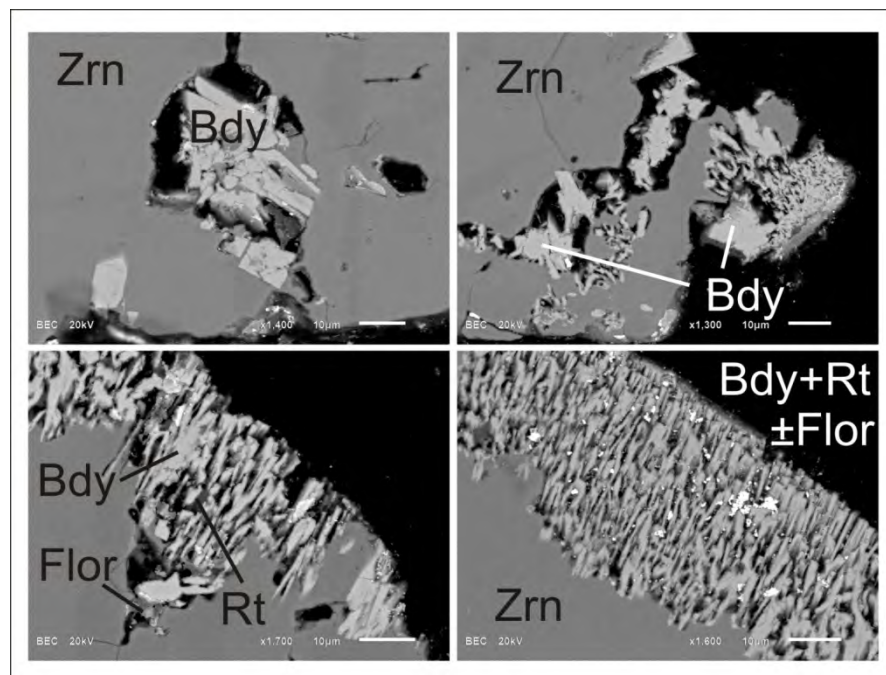


Рис. 3.1.20. Увеличенные фрагменты изображения каймы циркона, сложенной микроагрегатами бадделеита, рутила и флоренсита.

В зерне циркона по BSE изображению, помимо каймы, устанавливается гетерогенность строения, заключающаяся в развитии системы тонких полос и прожилков темного оттенка (рис. 3.1.19). В основном эти вторичные прожилки приурочены к системам трещин, и в местах скопления трещин и пустот в цирконе образуют изометричные зоны («желваки»), достигающие 50 мкм в поперечнике. Как показывает опыт исследования геохимии циркона, изменение оттенка какого-либо домена и/или генерации циркона в BSE изображении непременно фиксируется при сравнении состава по редким элементам отличающихся по оттенку доменов циркона. Темные в BSE участки и зоны изменения циркона, как правило, содержат значительное количество неформульных для циркона редких элементов, превышающее их содержание в более светлых неизменных участках того же циркона, например (Скублов и др., 2010). В данном случае, при сравнении состава основной части циркона светло-серого оттенка (точки 1 и 2 на рис. 3.1.19) и циркона темно-серого оттенка в укрупненных местах, приуроченных к скоплению трещин (точки 3 и 4), закономерных различий по содержанию редких элементов не наблюдается (табл. 3.1.5). Точка анализа 3 имеет практически такой же состав по редким элементам, как и точки 1 и 2. Циркон в точке 4, напротив, содержит в разы меньшее количество редких элементов, чем в точках 1-3 (табл. 3.1.5). Спектр распределения REE в цирконе в точке 4 в среднем на полпорядка обеднен всеми REE (рис. 3.1.21) по сравнению с точками 1-3, сохраняя при этом такой же профиль их распределения (Скублов и др., 2018).

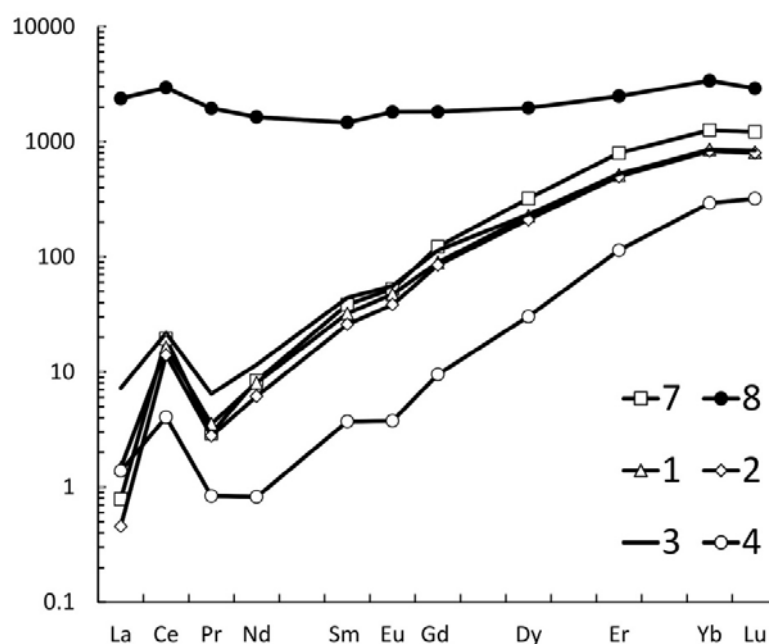


Рис. 3.1.21. Спектры распределения REE, нормированные на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995), для циркона (точки 1-7) и продукта его преобразования (точка 8).

Спектр REE для точек 1-4 в целом отвечает типичному дифференцированному от легких к тяжелым REE распределению в цирконе магматического генезиса (Hoskin, Schaltegger, 2003). Слабо выраженная отрицательная Eu-аномалия и умеренно проявленная положительная Ce-аномалия характерны для циркона из щелочных пород, например, подобные спектры были установлены для циркона из сиенитов Рябинового массива, Южная Якутия (Шатова и др., 2017). Единственное отличие, которое характеризует темные в BSE участки циркона, это еще более редуцированная Ce-аномалия (Ce/Ce^* в среднем составляет 3.48 в сравнении с 9.81 для светлых участков, табл. 3.1.5) и выположенный характер распределения REE (отношение LuN/LaN составляет в среднем 174 и 1150, соответственно). Ростовая зональность (по сопоставлению состава в точках 1 и 2) в основной части циркона со светло-серым оттенком в BSE не проявлена.

Содержание редких элементов в двух проанализированных точках каймы циркона (точки 7 и 8, табл. 3.1.5) значительно отличается. При анализе на ионном зонде в кратер диаметром около 20 мкм заведомо попадает смесь минералов – циркона и замещающих его фаз, точное соотношение которых учесть невозможно. Среди новообразованных минералов методом электронной микроскопии достоверно диагностированы бадделеит, рутил, флоренсит. Однако нельзя исключать присутствие иных по составу микровключений. Состав точки 7 незначительно отличается по содержанию редких элементов от точек циркона, не затронутых преобразованием (точки 1-4, табл. 3.1.5). Можно отметить умеренное повышение содержания Y, Hf, Th и U в точке 7. Спектр распределения REE в точке 7 близко совпадает со спектрами распределения REE в других точках циркона. Известно, что рутил практически не содержит REE; бадделеит, как правило, содержит меньшее, чем циркон, количество REE, данные С.Г. Скублова (Франтц и др., 2013); а флоренсит содержит в своем составе преимущественно легкие REE, что непременно будет заметно при построении спектров REE. Поэтому идентичность спектров REE в кайме и внутренней части циркона можно объяснить либо незначительным количеством новообразованных минералов в точке анализа 7, либо эффектом наследования «чуждого» распределения редких элементов, наблюдаемого при метасоматическом замещении одного минерала другим (Скублов, 2005). В последнем случае новообразованные бадделеит и флоренсит (?), неравновесно замещая циркон, наследуют входящие в циркон элементы-примеси, «не успевая» привести их количество в соответствие с закономерным для новообразованных минералов уровнем содержания элементов-примесей.

Кайма циркона в точке 8 (рис. 3.1.19) отличается резко повышенным содержанием REE (особенно LREE), Y, Nb, Ca, Ti. Естественно, что анализ точки 8 является интегрированным для исходного циркона и новообразованных фаз, среди которых диагностированы бадделеит, рутил, флоренсит и допускается наличие микровключений других минералов. Повышенное содержание Ti (до 10.4 мас. %, табл. 3.1.5) и Nb (до 1.10 мас. %) возможно объяснить образованием ниобиевого рутила, характерного для рудопроявления Ичетью (Красоткина и др., 2017). Аномально повышенное содержание других несовместимых для циркона элементов в кайме циркона требует их стороннего источника, например, поступления с флюидом. Так, суммарное содержание REE в точке 8 больше в 20 раз, чем в исходном цирконе, Y – в 6.5 раз, Ca – почти в 40 раз. Содержание Th и U также заметно увеличивается. Особенно стоит отметить увеличение как в точке 8, так и в точке 7, содержания Hf – инертного при преобразованиях циркона элемента (Алфимова и др., 2011). В точках 1-4 содержание Hf составляет в среднем 3930 ppm, в точках 7 и 8 – 5650 ppm (табл. 3.1.5). Такое низкое содержание Hf в исходном цирконе предполагает его поступление из щелочных или щелочно-ультраосновных пород, что согласуется с предположением о лампрофирах как источниках рудного вещества для рудопроявления Ичетью (Макеев, Брянчанинова, 2009). В бадделеите из Ковдорского месторождения в Мурманской области, где также встречается совместный рост циркона и бадделеита, содержание Hf варьирует от 5900 до 23900 ppm, а в цирконе от 900 до 17100 ppm (Красоткина, 2014), распределяясь равномерно. Остальные примесные элементы в цирконе и бадделеите Ковдорского месторождения обнаружены в незначительном количестве и присутствуют в качестве изоморфных примесей (Красоткина, 2015).

Прежде чем перейти к обсуждению процессов, ответственных за преобразование циркона в бадделеит с явно выраженным увеличением содержания несовместимых, в особенности – высокозарядных, элементов, рассмотрим наиболее типичные случаи взаимоотношения главных минералов циркония – циркона и бадделеита. Как отмечалось выше, их совместное присутствие, особенно ростовое взаимоотношение, достаточно редко встречаются в природе (Harlov, 2015).

Среди ростовых взаимоотношений бадделеита и циркона наиболее часто встречается ситуация, когда бадделеит замещается цирконом. Этот процесс описывается реакцией $ZrO_2 + SiO_2 = ZrSiO_4$ и проявляется при метаморфизме и воздействии на породу флюидов, привносящих кремнезем. При этом происходит реакционное замещение, от частичного до полного, бадделеита цирконом. Именно благодаря этому процессу и

затруднено использование бадделеита в качестве геохронометра магматических пород (Баянова, 2006). Довольно часто реликты замещенного бадделеита не сохраняются или с трудом диагностируются в составе новообразованного циркона. На рис. 3.1.22а показан сохранившийся реликт бадделеита (черный в CL участок размером 20×5 мкм вблизи вершины обломка зерна циркона) в цирконе из метагаббро района Красной губы в Беломорском подвижном поясе, подвергшегося интенсивному метаморфизму палеопротерозойского возраста (Скублов и др., 2013). Такие реликты бадделеита были обнаружены только в пяти зернах циркона из нескольких десятков выделенных. Замещающий бадделеит циркон имеет крайне необычный для циркона магматического и/или метаморфического генезиса облик – мелкозернистую структуру типа сыпи, подчеркнутую разным оттенком составных частей в CL изображении. Такая структура характерна для циркона гидротермально-метасоматического типа (Hoskin, Schaltegger, 2003).

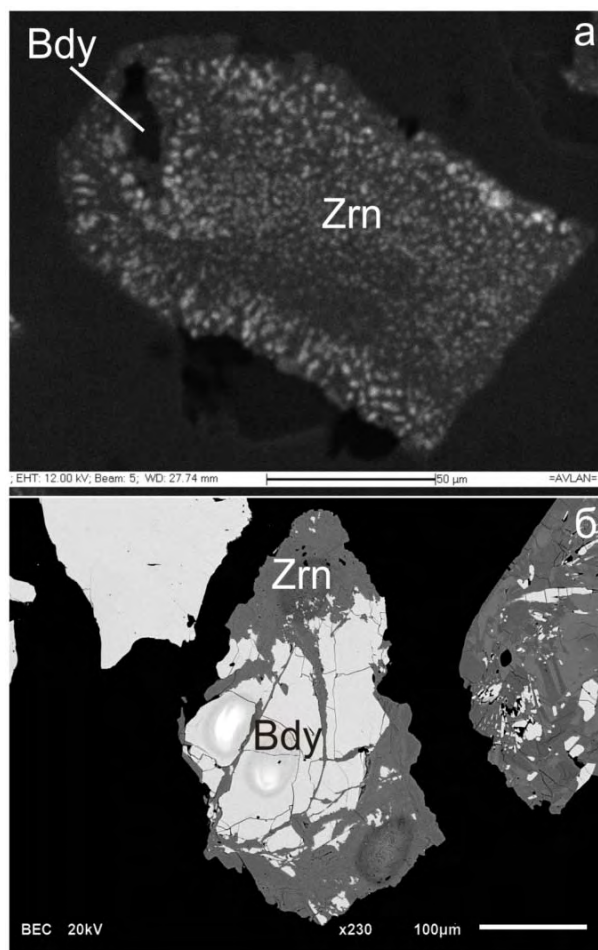


Рис. 3.1.22. Примеры преобразования бадделеита в циркон, BSE изображение: а – в метагаббро района Красной губы Беломорского подвижного пояса (Скублов и др., 2013), CL изображение; б – в карбонатитах Тикшеозерского массива Северной Карелии (Францц и др., 2013).

Близкое к паритетному соотношение бадделеита и развивающегося по нему циркона было установлено в карбонатитах Тикшеозерского массива Северной Карелии (Францц и др., 2013). Циркон замещает бадделеит по трещинам, пронизывающим все зерно бадделеита (рис. 3.1.22б). Наиболее интенсивно замещение проявлено в краевых зонах бадделеита, в которых исходного минерала практически не остается. В правой верхней части рисунка изображен фрагмент зерна бадделеита из тех же карбонатитов, уже практически полностью замещенного цирконом.

Свидетельства обратной реакции, когда бадделеит развивается по циркону, крайне редко документированы предшествующими исследованиями (рис. 3.1.23).

Замещение каймы циркона бадделеитом было установлено в кимберлитах, испытавших мантийный метасоматоз (Kinny, Dawson, 1992; Heaman, LeCheminant, 1993). При этом в размере и ориентировке новообразованного бадделеита наблюдается определенная зональность – в кайме на границе с цирконом бадделеит мелкозернистый и хаотично ориентированный, далее следует среднезернистый бадделеит и ориентированный по удлинению преимущественно перпендикулярно границе с цирконом, на краю каймы размерность бадделеита понижается, ориентировка исчезает (рис. 3.2.13а). Такая зональность отражает взаимодействие циркона с метасоматизирующим флюидом (Heaman, LeCheminant, 1993). Аналогичный характер преобразования циркона в бадделеит (рис. 3.1.23б) был экспериментально воспроизведен при воздействии на циркон щелочными флюидами при T от 600 до 900°C (Ayles et al., 2012; Harlov et al., 2012).

Кристаллизация бадделеита в цирконе из Азовского Zr-REE месторождения в безнефелиновых сиенитах обусловлена воздействием на циркон силикатного расплава с низким содержанием SiO_2 (43-46 мас. %) и потоками высокотемпературного флюида, содержащего воду и углекислоту (Voznyak et al., 2013). При этом бадделеит образует со стеклом характерные мелкозернистые (не более 5-10 мкм) графические срастания либо внутри расплавных включений стекла в цирконе, либо в краевой зоне циркона, куда проникал расплав (рис. 3.1.23в). Поскольку новообразованный бадделеит расположен исключительно в анклавах расплава, сохранившихся в виде стекла внутри кристаллов циркона, то это реакция образования бадделеита несколько отличается от рассмотренных выше, поскольку циркон служил лишь источником циркония, а сама кристаллизация бадделеита происходила уже вне циркона.

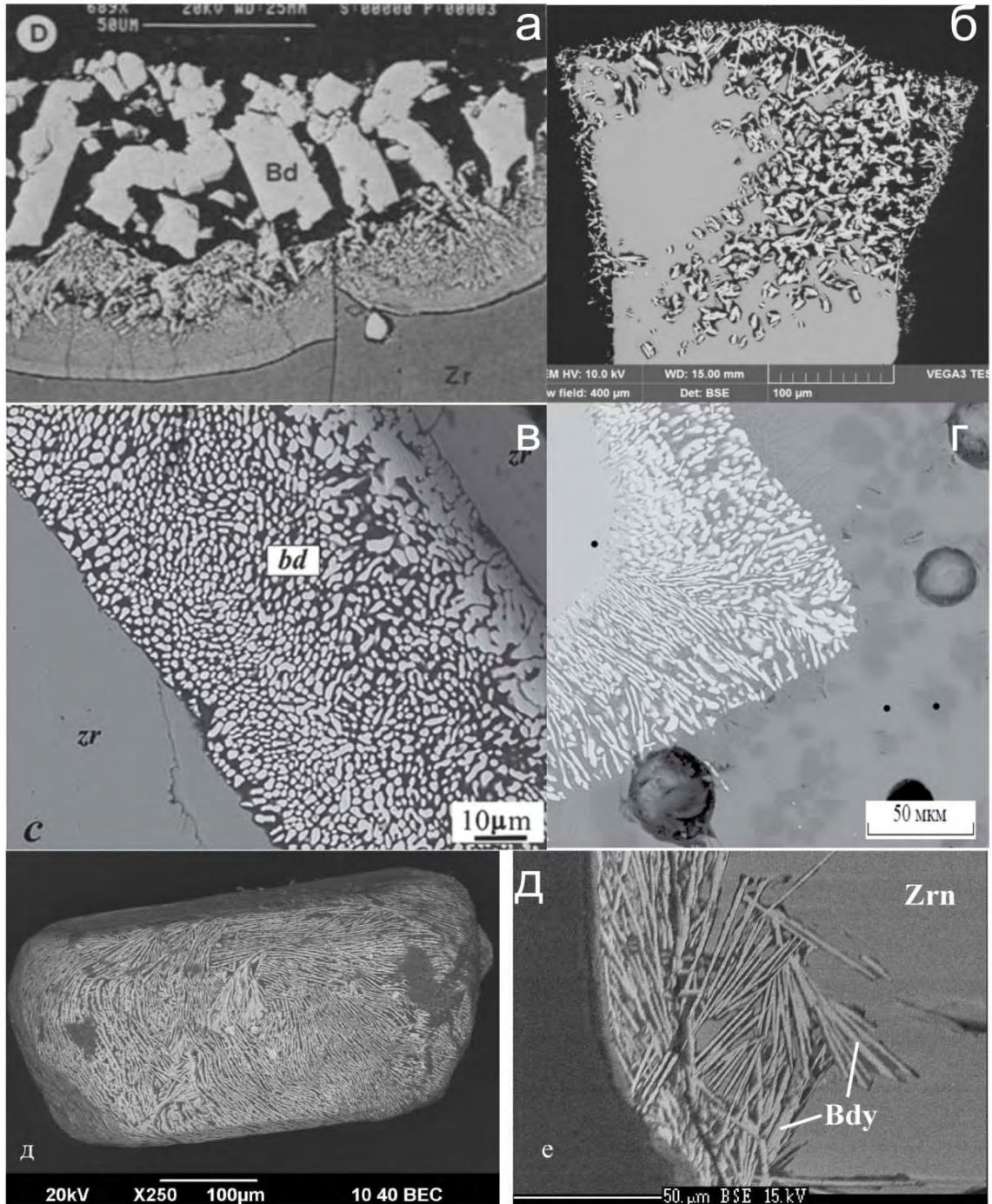


Рис. 3.1.23. Ранее установленные примеры преобразования циркона в бадделеит: а – замещение циркона бадделеитом в кимберлитах, испытавших мантийный метасоматоз (Heaman, LeCheminant, 1993); б – преобразования циркона в бадделеит при экспериментальном воздействии на циркон щелочными флюидами (Ayres et al., 2012); в – кристаллизация бадделеита в цирконе из Азовского Zr-REE месторождения под воздействием на циркон силикатного расплава с низким содержанием SiO_2 и углекислотного флюида (Voznyak et al., 2013); г – преобразования циркона в бадделеит (белое) в сростании с пироксеном при экспериментальном моделировании серпентинизации ультрабазитов (Анфилогов и др., 2017); д – замещение циркона радиально-лучистыми агрегатами бадделеита в процессе родингитизации гранатовых пироксенитов массива Миндяк на Южном Урале (Кузнецов, Мукатова, 2013).

Образование бадделеита по циркону, установленное для гранатитов массива Миндяк на Южном Урале, авторы связывают с процессами десиликации при родингитизации гранатовых пироксенитов и гранатитов (Кузнецов, Мукатова, 2013). Детальное изучение позволило авторам установить редкие зерна, в которых реакция метасоматического замещения циркона бадделеитом и силикатами не прошла до конца. На рис. 3.1.23д показано, как пластинки бадделеита вырастают с края в кристалл циркона, постепенно замещая его полностью.

Экспериментальными работами, ссылающимися на рассмотренное выше замещение циркона бадделеитом при образовании родингитов, было показано, что циркон может замещаться бадделеитом по реакции $Mg(OH)_2 + ZrSiO_4 = MgSiO_3 + ZrO_2 + H_2O$ (Анфилогов и др., 2017). После выдержки кристаллов циркона в расплаве базальта в течение 2 ч при 1350°C в них образовалась кайма толщиной до 100 мкм, сложенная закономерными срастаниями кристаллов бадделеита и пироксена (рис. 3.1.23г). Равновесие в этой реакции, по данным авторов, зависит от температуры и парциального давления воды. При 500°C равновесие смещено вправо, при 600°C процесс идет в обратном направлении (Анфилогов и др., 2017).

Таким образом, в природных объектах ранее было достоверно задокументировано всего три находки преобразования циркона в бадделеит. Реакционное взаимоотношение циркона и бадделеита также было воспроизведено в ряде экспериментальных работ.

При P-T параметрах 2 кбар и 450-750°C экспериментально было установлено инконгруэнтное растворение циркона в кварц-недосыщенном флюиде при варьирующей щелочности флюида от нейтральной до щелочной среды (0, 0.1, 1m NaOH). При этом растворение циркона сопровождалось образованием на нем каймы бадделеита (Ayres et al., 2012), внешне весьма похожей на наблюдаемую нами в цирконе из рудопоявления Ичетью (рис. 3.1.23б). При более высокотемпературных экспериментах (900°C) и флюиде, содержащем $Ca(OH)_2$, также было установлено образование включений бадделеита в реакционном фронте между неизменным и измененным цирконом (Harlov et al., 2015). Избыток Ca во флюиде (присутствие которого можно объяснить распространенным процессом альбитизации плагиоклаза) с образованием $CaSiO_3$, что понижает активность кремнезема во флюиде и делает бадделеит стабильным в присутствии циркона и нормативного кварца.

Более низкие термодинамические параметры образования бадделеита по циркону при родингитизации гранатовых пироксенитов (Кузнецов, Мукатова, 2013) несколько не согласуются с рассмотренными выше результатами экспериментов. С другой стороны,

образование бадделеита именно при родингитизации не очевидно. Вполне вероятно, что замещение циркона бадделеитом произошло при предшествующем родингитизации метаморфизме. Детальное исследование родингитов в офиолитах Центральных Альп позволило соотнести образование цирконолита (минерала циркония, как и бадделеит, характерного для недосыщенных кремнеземом пород) по циркону в результате реакции $ZrSiO_4 + 2FeTiO_3 + CaMgSi_2O_6 = CaTi_2ZrO_7 + 3SiO_2 + MgO + 2FeO$ с высокотемпературным умереннобарическим (700°C и 6-7 кбар) метаморфизмом (Stucki et al., 2001). Экспериментальное моделирование замещения циркона бадделеитом по реакции $Mg(OH)_2 + ZrSiO_4 = MgSiO_3 + ZrO_2 + H_2O$ (Анфилов и др., 2017) вряд ли корректно распространять на процессы родингитизации и серпентинизации, поскольку температура закалки продуктов эксперимента составляла 1350°C, а температурный диапазон равновесия реакции, по данным авторов, соответствует интервалу 500-600°C. К тому же полученные в результате эксперимента по реакционному замещению циркона срастания бадделеита с пироксеном не имеют прямых природных аналогов.

Экспериментальное исследование и термодинамическое моделирование растворимости высокозарядных элементов (в том числе и циркония) в водных флюидах при 890°C и 14 кбар указывает на значительное повышение растворимости циркона при увеличении солёности флюида (в 3 раза) и добавки в раствор 4.5 вес. % альбита – увеличение растворимости циркона в 5 раз (Bernini et al., 2013).

Таким образом, обзор экспериментальных исследований по реакционным взаимоотношениям циркона и бадделеита и единичных природных аналогов позволяет сделать заключение, что наиболее вероятным механизмом преобразования циркона из рудопроявления Ичетью в бадделеит в срастаниях с рутилом и флоренситом было воздействие на циркон высокотемпературных (не менее 500-600°C) щелочных флюидов, транспортирующих высокозарядные элементы (REE, Y, Nb, Ti). Косвенно это подтверждается находками циркона с аномально высоким содержанием Y и REE (до 100000 и 70000 ppm, соответственно) (Макеев, Скублов, 2016). Уникальная находка преобразования циркона в бадделеит не согласуется с принимаемой до сих пор рядом исследователей россышной гипотезой образования рудопроявления, но подтверждает точку зрения авторов об участии высокотемпературных флюидов в образовании редкоземельно-редкометалльной минерализации рудопроявления Ичетью (Скублов и др., 2018).

3.1.5 Взаимоотношение циркона и ксенотима

Проведенное ранее исследование циркона из проявления Ичетью (Макеев, Скублов, 2016) показало, что среди циркона со «стандартным» содержанием примесей присутствует циркон с относительно высоким содержанием примесей (более 1 мас. %), среди которого наибольший интерес представляет высокоиттриевый циркон. Только небольшая часть выборки – это циркон с высоким содержанием «ксенотимовой» компоненты (до 5-10 %) в отдельных внутренних зонах роста (рис. 2) в работе (Макеев, Скублов, 2016). Еще более редко встречается разновидность циркона – малакон, также по составу соответствующая разновидностям ямагучилит (Kimura, Hirouaka, 1936; Ishihara, 2008) и рибейрит (Florencio, 1952) с наиболее высоким содержанием (26-40 %) «ксенотимовой» компоненты (рис. 3.1.24, 3.1.25), отличающиеся поликристаллическим строением, нерегулярной пятнисто-серой окраской в катодолюминесцентном изображении и повышенной метамиктностью структуры (Макеев и др., 2014).

По сути дела, это промежуточные по составу члены ряда циркон-ксенотим с гетеровалентной схемой изоморфизма $Zr^{4+} + Si^{4+} \rightarrow (Y+HREE)^{3+} + P^{5+}$, носящей название ксенотимовая. Наличие в составе этой циркониевой фазы уникально высокого содержания Y (до 10 мас. %) и HREE (до 6 мас. %), выводит ее в разряд особо ценного редкометалльного минерального сырья (Макеев, Скублов, 2016).

Высокоиттриевые зерна циркона обладают ярко выраженной ростовой зональностью, при этом темные (режим BSE) зоны являются обогащенными P, Y, HREE, Ce, U, Th, Ti, Nb, Al, Fe, Ca, а суммарное содержание этих компонентов по данным микронзондового анализа находится в интервале от 6 до 15 мас. %, в пересчете на оксиды (Макеев, Скублов, 2016). Такое высокое содержание примесей в цирконе наблюдается достаточно редко. Содержание этих компонентов, в том числе P и Y, HREE, взаимно коррелируется, поэтому можно предположить, что на наноразмерном кластерном уровне эти примеси могут образовывать собственную минеральную фазу, которая располагается по определенным зонам роста и близка по составу к ксенотиму (YPO_4). Часто такие зерна циркона покрыты пленками ксенотима (Макеев и др., 2014; 2015), что позволяет предположить распад твердого раствора циркон-ксенотим в процессе наложенных гидротермальных процессов. Иллюстрацией этому может служить зерно циркона, насыщенное микровключениями ксенотима (рис. 3.1.16, 3.1.27). Мелкие зерна ксенотима, как правило, не крупнее 1-2 мкм в поперечнике, достаточно равномерно заполняют площадь зерна циркона, занимая суммарно примерно 20-30 %. Несмотря на выпадение собственной минеральной фазы Y, циркон продолжает содержать значительное

количество Y (до 1.86 мас. % в пересчете на оксид) и других неформульных элементов (Al, Fe, Ca, данные EDS-анализа).

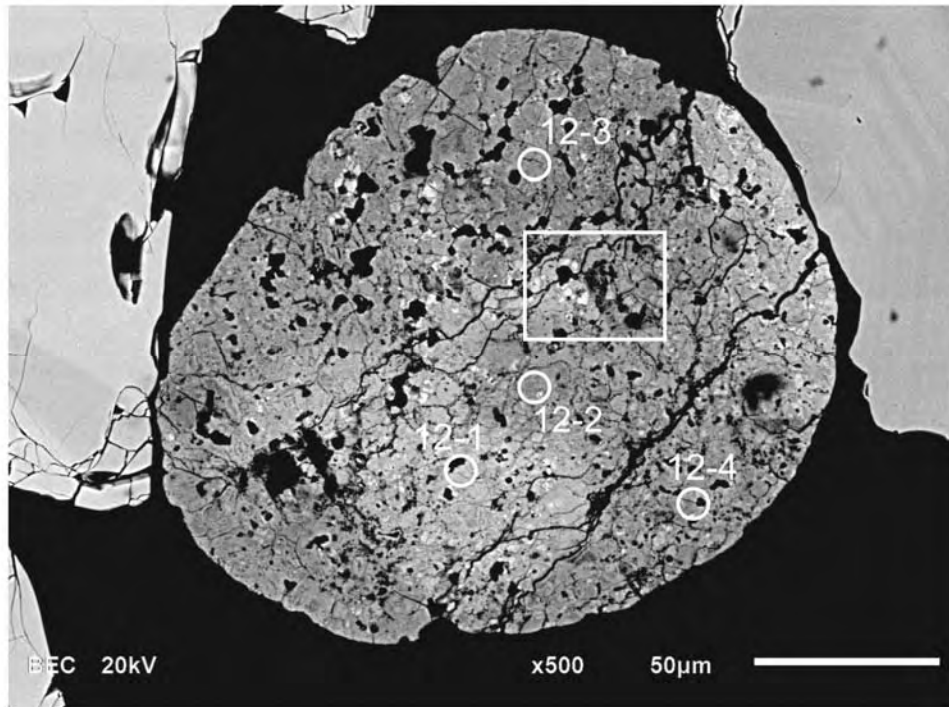


Рис. 3.1.24. Высокоиттриевый циркон из проявления Ичетью (проба РМ-202b), насыщенный микровключениями ксенотима (BSE-изображение).

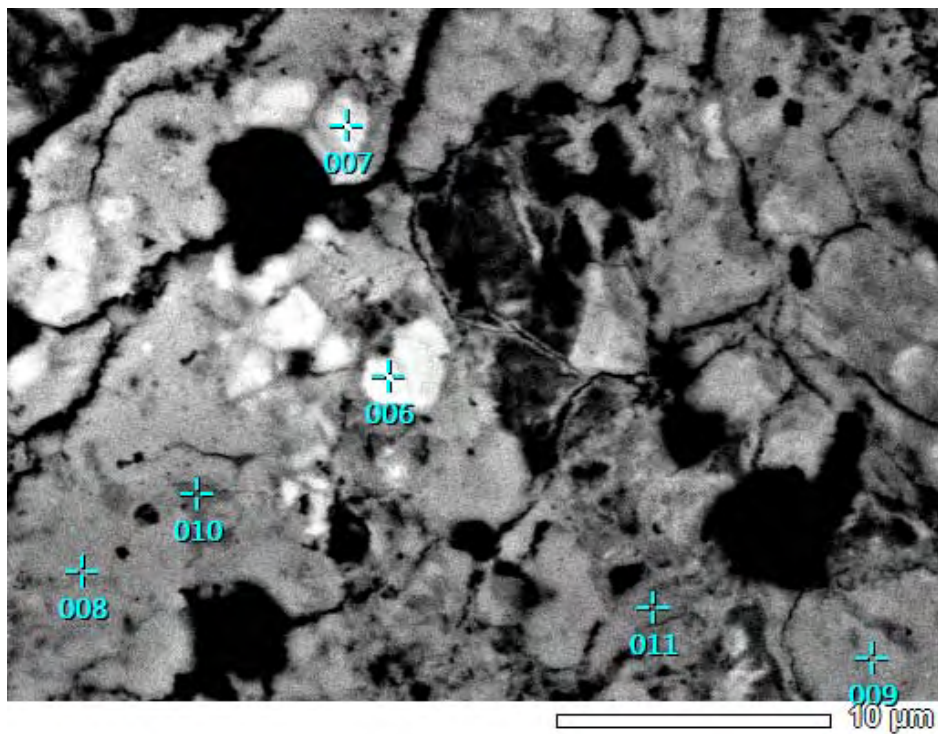


Рис. 3.1.25. Увеличенный фрагмент рис. 3.1.24. Участки белого цвета – циркон без примесей, темная основная масса – высокоиттриевый циркон.

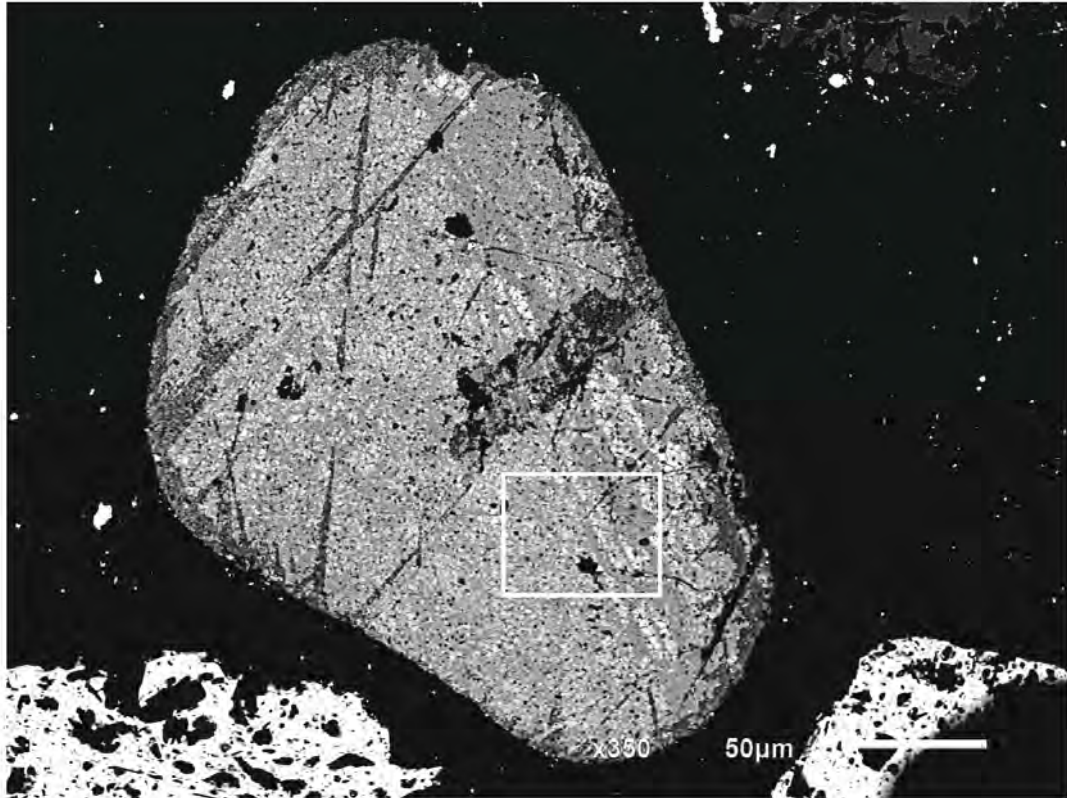


Рис. 3.1.26. Циркон из проявления Ичтью, насыщенный микровключениями ксенотима (BSE-изображение).

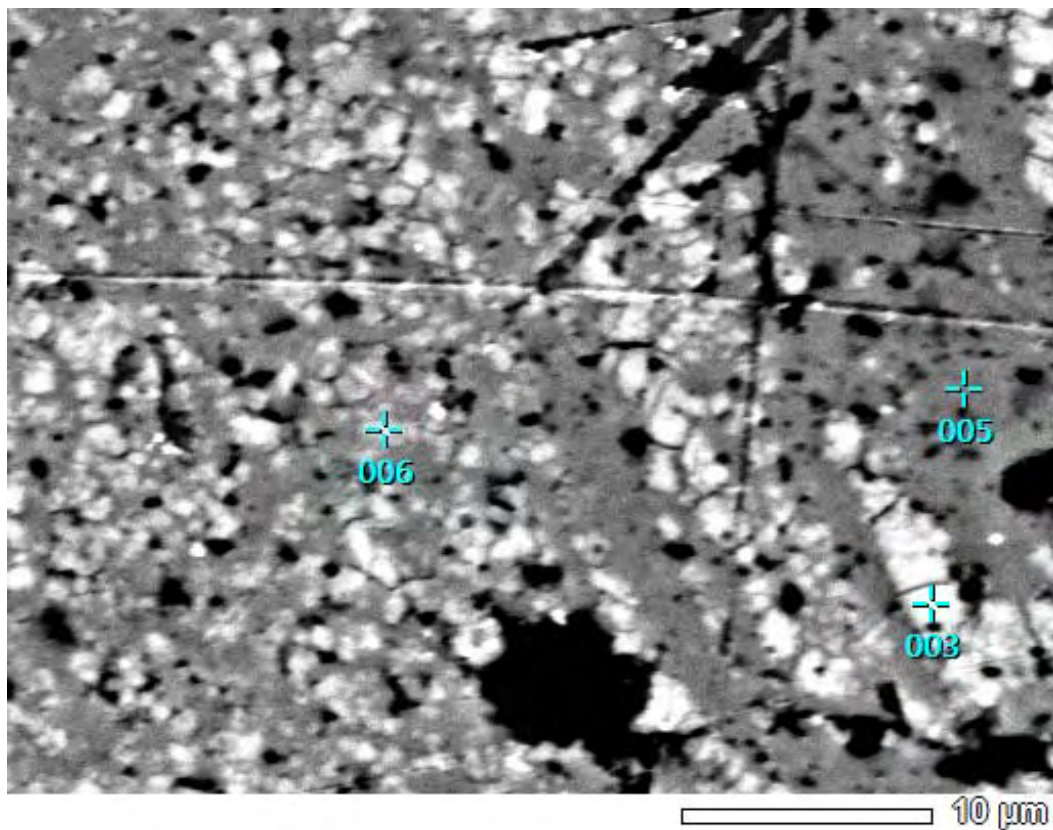


Рис. 3.1.27. Увеличенный фрагмент рис. 3.1.26. Белые зерна – ксенотим, темная основная масса – циркон.

В пробе РМ-201-3 было обнаружено зерно циркона округлой формы (100-200 мкм в поперечнике, рис. 3.1.28) с обрастанием ксенотимом (светлые участки) и флоренситом (темные участки) при преобладании последнего. Обрастание значительно превышает циркон по площади, достигая 500-1000 мкм в поперечнике и имеет изъеденные границы. Содержание Y в цирконе варьирует и достигает 14265 ppm (точка 201-3-6, табл. 3.1.6), что является достаточно высоким, но не максимальным для циркона из проявления Ичетью содержанием. Внутреннее строение зерна циркона относительно неизменное, сохраняются следы ростовой зональности. Очевидно, что обрастание возникло не столько за счет распада твердого раствора циркона и выделения минеральной фазы ксенотима (в этом случае наблюдались бы следы изменения циркона), а, скорее, за счет привноса Y и HREE флюидами.

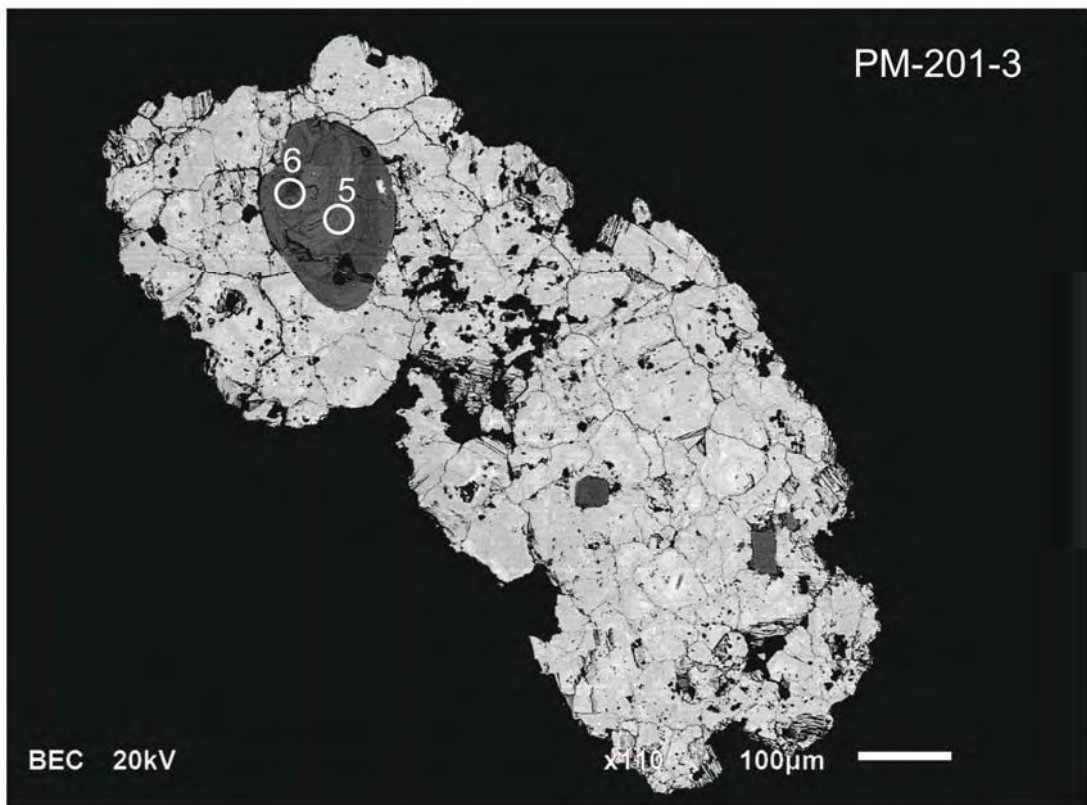


Рис. 3.1.28. Циркон из проявления Ичетью (BSE-изображение, проба РМ-201-3) с обрастанием ксенотимом (светлые участки) и флоренситом (темные участки). Показано положение кратеров ионного зонда.

Примеры обрастания циркона ксенотимом широко известны. В последнее время все чаще для объяснения появления ксенотимовых оторочек вокруг циркона привлекаются гидротермальные процессы. Так, в богатых апатитом оолитовых железных рудах массива Арморикан, Франция (Moelo et al., 2002), установлено несколько генераций эпитактических кайм ксенотима вокруг зерен циркона, (рис. 3.1.29), возникновение

которых, по мнению авторов, связано с гидротермальной деятельностью при метаморфизме.

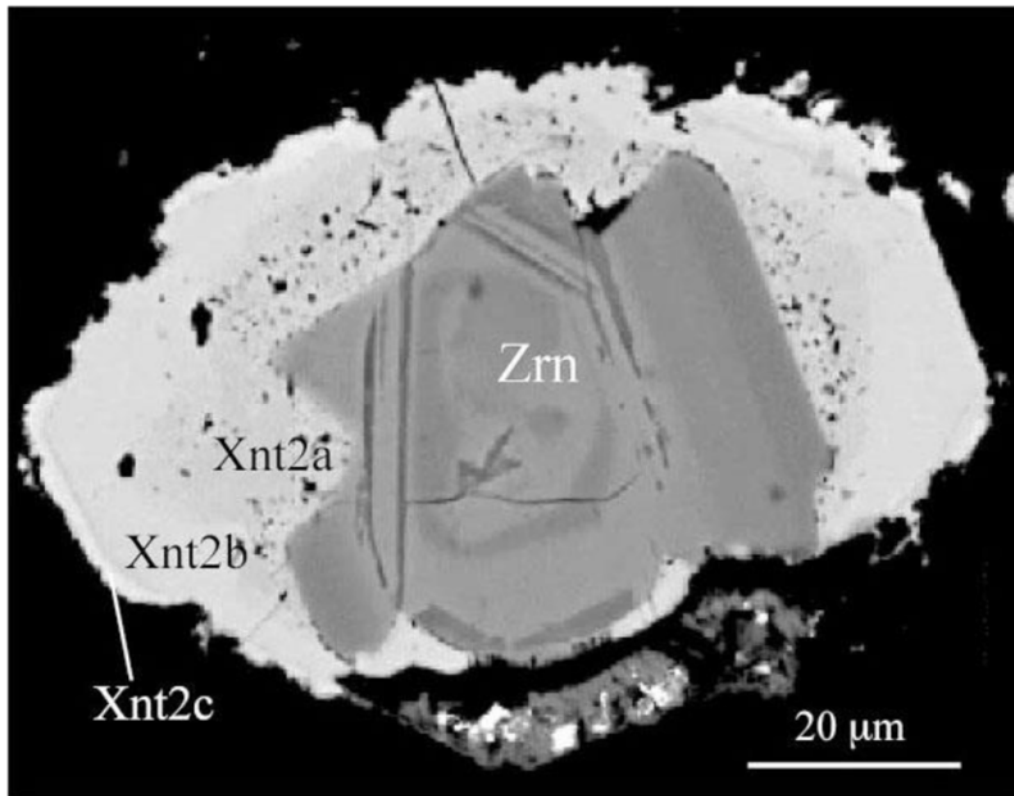


Рис. 3.1.29. Пример обрастания циркона (Zrn) ксенотимом (Xnt) трех поколений. BSE-изображение (Moelo et al., 2002).

Низкотемпературный метаморфизм зеленосланцевой фации приводит к появлению тонких кайм ксенотима вокруг циркона (рис. 3.1.30) в метаосадочных породах шотландского высокогорья (Hay, Dempster, 2009; Dempster, Chung, 2013). Гидротермальный генезис обрастаний ксенотима вокруг детритового циркона из палеопротерозойских кварцитов района Великих Озер, США, был подтвержден детальными геохронологическими исследованиями этих минералов. Образование кайм ксенотима было вызвано рифтингом, внедрением даек, сопровождающимся циркуляцией гидротермальных растворов, и не связано с протекавшими ранее процессами седиментогенеза (Vallini et al., 2006).

Сравнительное исследование состава детритового (магматического), диагенетического и гидротермального ксенотима из силикакластических пород бассейна Витватерсранд, Южная Африка, одним из критериев гидротермального генезиса установило низкое содержание U в ксенотиме (Kositcin et al., 2003). В случае с обрастанием ксенотима из проявления Ичетью этот критерий выдерживается — содержание U ниже порога чувствительности микрозондового анализа.

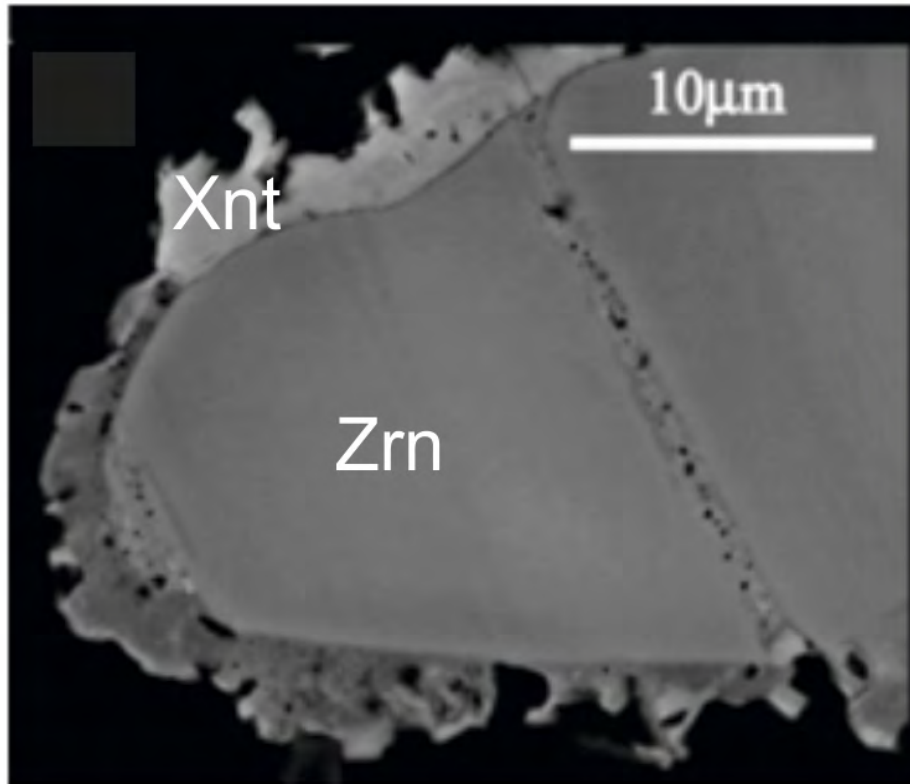


Рис. 3.1.30. Пример обрастания циркона ксенотимом (светлая кайма сверху), BSE-изображение (Hay, Dempster, 2009).

Сравнение спектров REE в высокоиттриевом цирконе и цирконе с обрастанием ксенотима и флоренсита (рис. 3.1.31) показало подобный характер распределения REE, заключающийся в сравнительно выположенном профиле спектров за счет повышенного содержания LREE и редуцированных положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалии.

Известны случаи, когда циркон обрастает ксенотимом при диагенезе осадочных пород, но в этом случае прерывистая кайма ксенотима имеет мощность в первые микроны, максимум до 10 мкм (Duncan, Dempster, 2009). Очевидно, что описанный нами пример не отвечает диагенезу ни по морфологии, ни по масштабам обрастания ксенотимом.

Таким образом, находка в пробе из проявления Ичетью циркона с обрастанием ксенотимом и флоренситом является еще одним доказательством протекания гидротермальных процессов в рассматриваемом объекте.

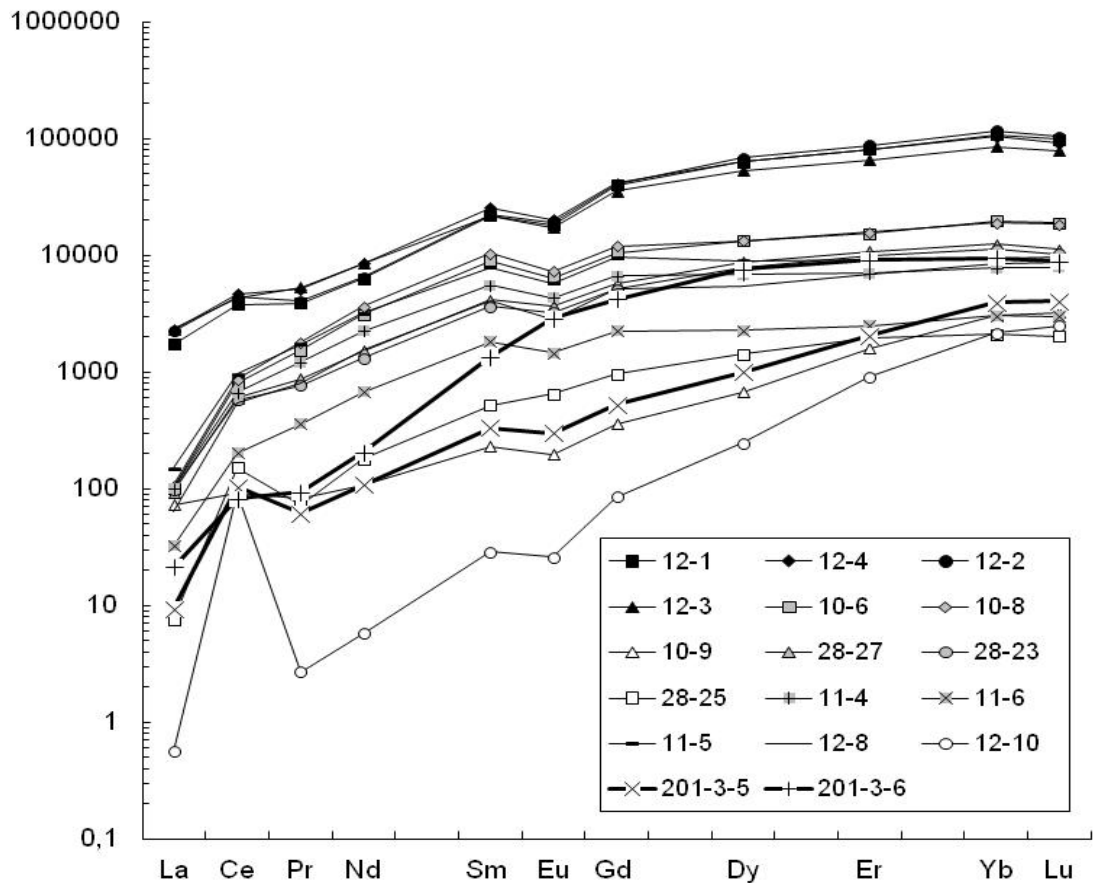


Рис. 3.1.31. Спектры REE, нормированные на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995), для высокоиттриевого циркона из проявления Ичетью (Макеев, Скублов, 2016) и циркона с обрастанием ксенотимом и флоренситом (табл. 3.1.6).

Вывод к разделу 3.1

Изотопно-геохимическое исследование циркона из проявления Ичетью и Пижемского месторождения позволяет сформулировать основу **первого защищаемого положения** (которое будет дополнено в четвертой главе) – **По повышенному содержанию неформульных элементов (Y, REE, P, Nb, Ti и Ca) и наличию значений U-Pb возраста около 600 млн. лет циркон из рудопоявления Ичетью подобен циркону из Пижемского месторождения.**

3.2 Рутил

3.2.1 Общие вопросы геохимии рутила

Рутил широко распространенный акцессорный минерал в породах различного генезиса – магматических и метаморфических, также он присутствует в мантийных ксенолитах и метеоритах. Рутил широко распространен не только в древних, но и в современных терригенных отложениях, являясь устойчивым тяжелым минералом в осадочных породах (Meinhold, 2010; Zack et. al., 2004a). С помощью «Zr-в рутиле» термометра оценивается температура кристаллизации рутила (Zack et. al., 2004b). В состав рутила изоморфно могут входить Nb, Ta и другие, преимущественно высокозарядные элементы, широко используемые в качестве геохимических индикаторов процессов, происходящих в земной коре и мантии.

Рутил с повышенным содержанием Nb и Fe (Nb_2O_5 достигает 40 мас.%, FeO – 15 мас. %) был выделен под собственным названием «ильменорутил» в середине XIX века. Однако в 2007 г. этот термин дискредитирован IMA как самостоятельный минеральный вид. Как правило, ниобиевый рутил имеет значительную примесь Ta (Ta_2O_5 достигает 20 мас. %). Танталовая разновидность рутила (также содержащая Nb и Fe в повышенном количестве) получила название «струверит», дискредитированное IMA в 2006 г.

Как правило, ниобиевый рутил, богатый Ta, присутствует в гранитоидах и связанных с ними пегматитах. Так, рутил из порфировых гранитов, вмещающих молибденовое месторождение Хендерсон, Колорадо, содержит до 39.8 мас. % Nb_2O_5 при 3.7 мас. % Ta_2O_5 (Desborough, Mihalik, 1980). Рутил из топазовых гранитов Корнуолла, Англия содержит до 23.5 мас. % Nb_2O_5 и до 19 мас. % Ta_2O_5 (Scott et.al., 1998). Рутил из пегматитов в саксонских гранулитах содержит в среднем 24.4 мас. % Nb_2O_5 и 5.8 мас. % Ta_2O_5 (Okrusch et.al., 2003).

Высокониобиевый рутил был обнаружен в мантийных эклогитовых ксенолитах алмазоносных кимберлитовых трубок Катока, Ангола (содержание Nb_2O_5 до 25 мас. %, (Королев и др., 2014) и Загадочная, Якутия (содержание Nb_2O_5 до 8 мас. %, (Соболев и др., 2011), а также в виде ксенокристов в кимберлитах (содержание Nb_2O_5 до 21 мас. %, Cr_2O_3 – около 8 мас. %, (Tollo et.al, 1987). Содержание Ta_2O_5 в рутиле из мантийных эклогитов не превышает 1-1.5 мас. %.

3.2.2 Рутил из рудопроявления Ичетью

Для проведения минералогических и изотопно-геохимических исследований были извлечены монофракции рутила из 6 шлиховых проб: UM-212, SM-215, PM-201, PM-202, MU08-7, MU08-7, собранных в коренных обнажениях и карьерах по всей площади распространения пласта конглобрекции рудопроявления Ичетью. Рутил из рудопроявления Ичетью имеет промышленное значение и представляет собой разнообразие морфологических типов с различным составом (Макеев, Борисовский, 2013).

Состав и морфология зерен рутила

Цвет кристаллов рутила различный, в основном он меняется от светло-желтого до бурого и черного. Размер кристаллов рутила варьирует от 0.1 до 2 мм (рис. 3.2.1). Большая часть зерен представлена изометричными кристаллами, но также наблюдаются зерна с дипирамидальным и пирамидальным габитусом, многие частично разрушены. В некоторых кристаллах невозможно проследить габитус, встречаются обломки зерен, зерна неправильной формы и бочонковидные кристаллы. На гранях некоторых кристаллов прослеживается штриховка (рис. 3.2.1ж, рис.3.2.2). Зависимость окраски от формы кристаллов не выявлена.

Изученные зерна рутила обнаруживают гетерогенность состава, который коррелируется с оттенком изображения рутила в режиме BSE. В первую очередь, рутил сильно отличается по содержанию Nb, варьирующему от порога обнаружения до 24 мас. %. По содержанию Nb₂O₅ выделены следующие условные группы (табл. 3.2.1): 1) высокониобиевый рутил с содержанием Nb₂O₅ выше 11 мас. % (самый светлый цвет доменов зерен в режиме BSE); 2) ниобиевый рутил с содержанием Nb₂O₅ в интервале 5-11 мас. % (светло-серый оттенок в BSE); 3) умеренно ниобиевый рутил с содержанием Nb₂O₅ от 1 до 5 мас. % (серый цвет в BSE); 4) чистый» рутил с содержанием Nb₂O₅ до 1 мас. % (домены зерен в режиме BSE имеют темно-серый оттенок) (рис. 3.2.3).

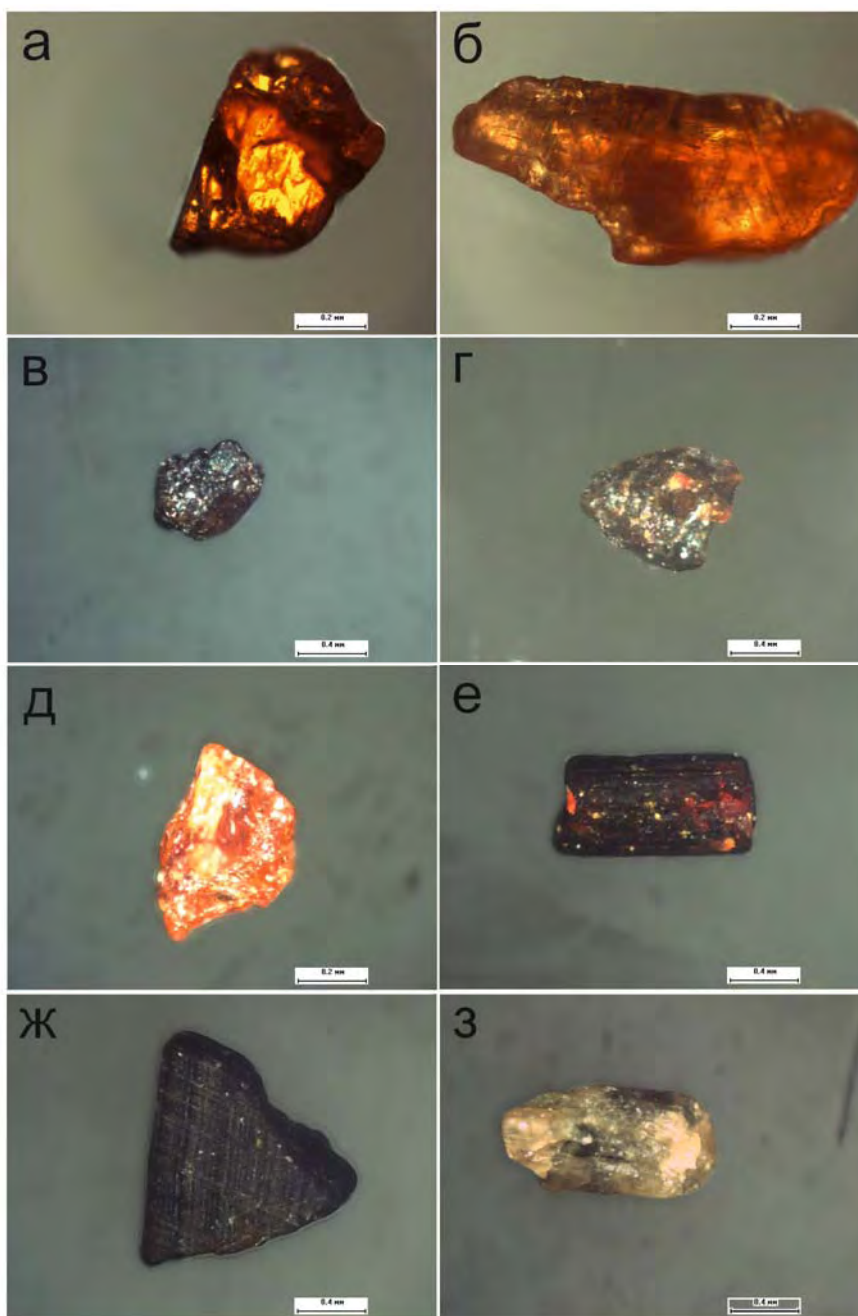


Рис. 3.2.1. Изображение зерен рутила под бинокулярным микроскопом.

Практически каждое из проанализированных зерен рутила содержит примесь Fe. В выделенных по содержанию Nb группах рутила содержание FeO варьирует от 0.2 до 7.6 мас. % (табл. 3.2.1), положительно коррелируя с содержанием Nb₂O₅. Другой заметной примесью является W, – содержание WO₃ спорадически достигает 3.4 мас. %. При этом корреляция содержания W и Nb отсутствует. Содержание Cr редко превышает порог обнаружения микрозонда, в основном оставаясь на уровне 0.2-0.3 мас. % во всех выделенных группах рутила. Примесь Al наиболее характерна для высоконибоиевого рутила (содержание Al₂O₃ составляет в среднем 0.2 мас. %).

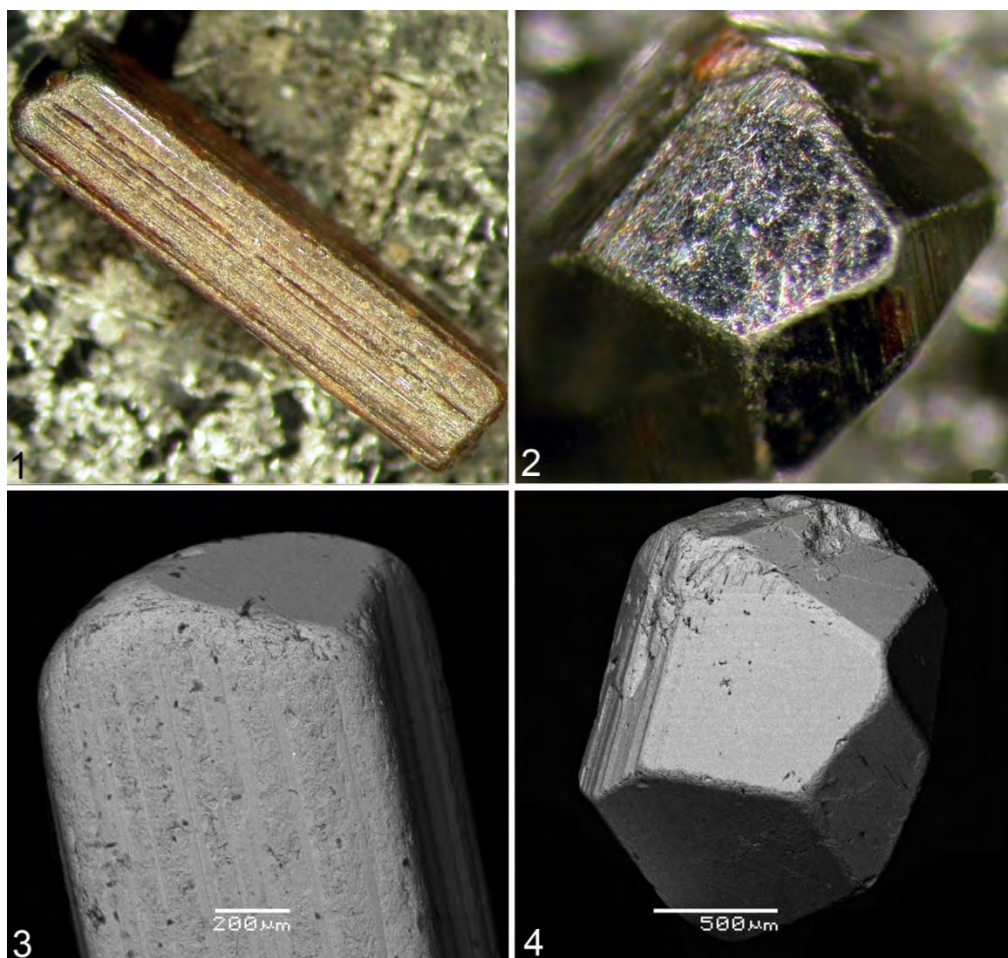


Рис. 3.2.2. Кристаллы рутила (1, 3) и ниобиевого рутила (2, 4) проявления Ичетью, участок «Золотой камень». Оптические изображения (1, 2) и ЭМ-изображения в BSE (3, 4) (Макеев, Борисовский, 2013).

Установлены несколько возможных типов взаимоотношения высокониобиевого рутила и рутила с умеренным содержанием Nb. Чаще всего наблюдается тенденция замещения высокониобиевого и ниобиевого рутила на рутил с умеренным содержанием Nb и/или его отсутствием. Примером может служить зерно рутила UM-212-2 (рис. 3.2.3). Значительная часть зерна сложена ниобиевым рутилом с содержанием Nb₂O₅ от 5.2 до 8.0 мас. % (т. 3,6, табл. 3.2.1), с наиболее светлым оттенком в BSE изображении, которая замещается по краевым зонам и участкам трещиноватости рутилом более темного оттенка с содержанием Nb₂O₅ в интервале 0.7-1.2 мас. % (т. 7, рис.3.2.3). При этом понижается содержание FeO от 4.3 до 1.0 мас. %. Аналогично, равномерное по составу зерно ниобиевого рутила из пробы SM-215/9 (содержание Nb₂O₅ 5.72 и FeO 2.26 мас. %, т. 36, рис. 3.2.3б) по одному краю зерно замещено широкой (до 100 мкм) полосой рутила с содержанием Nb₂O₅ ниже порога обнаружения (при этом FeO – 0.61 мас. %, т. 38). Кроме того, узкие зоны замещения чистым рутилом шириной около 20 мкм приурочены к пустотам и зонам трещиноватости.

Для одного зерна ниобиевого рутила была установлена редкая для этого минерала концентрическая осцилляционная зональность (рис. 3.2.4). Центральная часть зерна состоит из высокониобиевого рутила со средним содержанием Nb_2O_5 около 15 мас. % (т. 13). На расстоянии 150-200 мкм от края зерна центральную часть окаймляет более темная полоса шириной около 50 мкм с резко пониженным содержанием Nb_2O_5 до 8.8 мас. % (т. 21). Далее к краю зерна следует чередование более светлых (с содержанием Nb_2O_5 на уровне 13-14 мас. %) полос с шириной около 30 мкм, разделенных узкими темными полосами с содержанием Nb_2O_5 в интервале 8-10 мас. %. К самому краю зерна ширина темных и светлых полос увеличивается до 50 мкм. Перпендикулярно чередующимся темным и светлым полосам ориентированы вторичные темные в BSE зоны мощностью 20-30 мкм, отличающиеся минимальным для этого зерна содержанием Nb_2O_5 до 6.6 мас. % (т. 24, табл. 3.2.1).

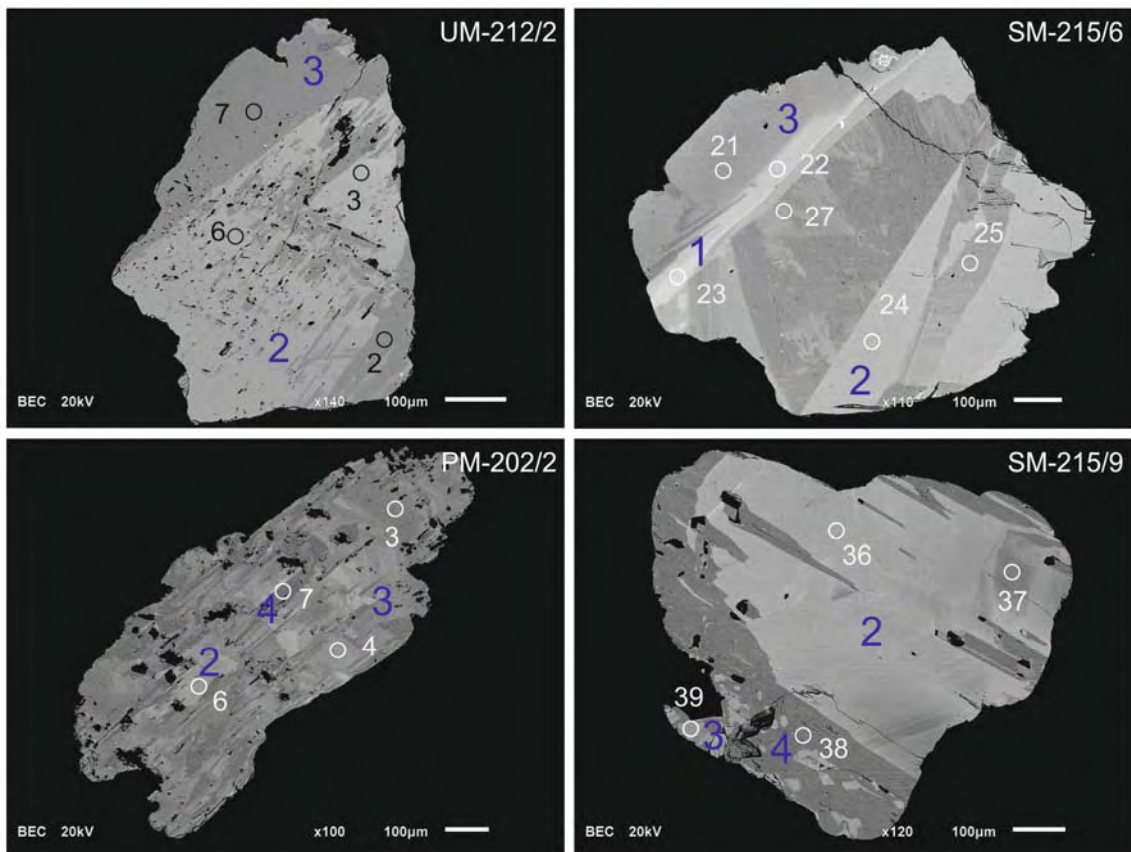


Рис.3.2.3. BSE-изображение взаимоотношения типов рутила (крупные темные цифры, соответствующие тексту: 1 – «чистый» рутил; 2 – умеренно ниобиевый рутил, 3 – ниобиевый рутил, 4 – высокониобиевый рутил), кружками показаны точки анализа SEM-EDS.

Подобные примеры осцилляционной зональности в рутиле описаны для ниобиевого рутила из гранитных пегматитов Южной Богемии, Чехия (Cerny et al., 2007) и

из гранитного батолита Новой Шотландии, Канада (Carruzzo et al., 2006). Авторы не приходят к единой точке зрения насчет причин ее появления, отмечая среди возможных флуктуацию активностей компонентов в составе рутила в процессе его кристаллизации, влияние процессов диффузии, а также вариации P-T-X параметров среды кристаллизации в условиях открытой системы.

Чаще всего временное соотношение высокониибиевых светлых в BSE доменов рутила с более темным ниобиевым рутилом достоверно установить не представляется возможным. Зерно PM-201-1, в котором было определено максимальное содержание Nb_2O_5 23.9 мас. % (т.18, рис. 3.2.4), представляет собой хаотичное чередование светлых и темных (Nb_2O_5 около 10 мас. %) участков с преобладанием последних.

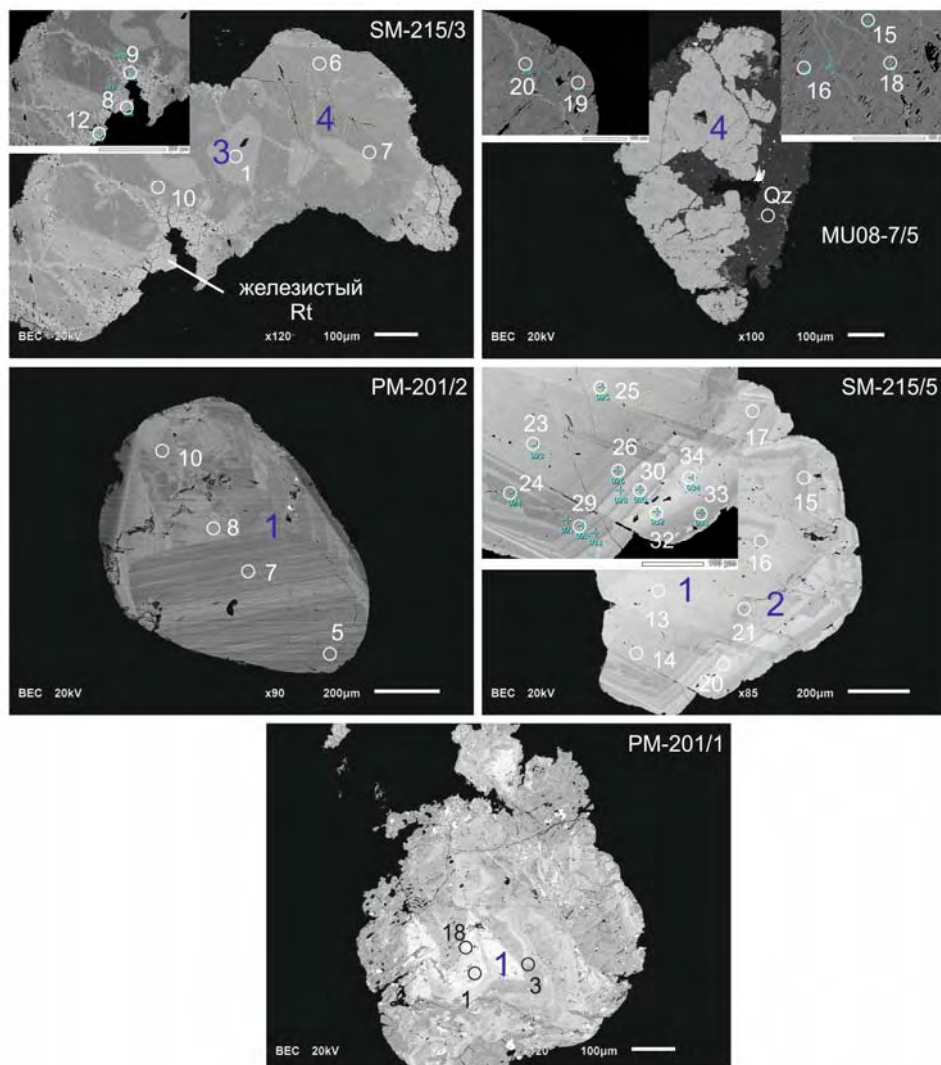


Рис. 3.2.4. BSE-изображение взаимоотношения типов рутила (крупные темные цифры, соответствующие тексту: 1 – «чистый» рутил; 2 – умеренно ниобиевый рутил, 3 – ниобиевый рутил, 4 – высокониибиевый рутил), кружками показаны точки анализа SEM-EDS.

В некоторых зернах рутила наблюдаются структуры распада твердых растворов – ламели ильменита, характерные для рутила (рис. 3.2.5). Помимо Fe и Ti в состав ламелей входят другие примесные элементы (Al_2O_3 – 0.65 %; Cr_2O_3 – 5.58 %; MgO – 2.94 %). Примечательно, что ламели присутствуют в рутиле только в участках с минимальным содержанием Fe и Nb (Nb_2O_5 около 0.5 мас. %, FeO – 0.2 мас. %), отличающихся темным оттенком в BSE (т. 5, зерно MU08-7/2, табл. 3.2.1). В светлых полосах (т. 6), приуроченных к краю зерна, с повышенным содержанием оксидов этих элементов (Nb_2O_5 в интервале 0.9-1.8 мас. %, FeO – 1.4-1.9 мас. %) ламели не обнаружены.

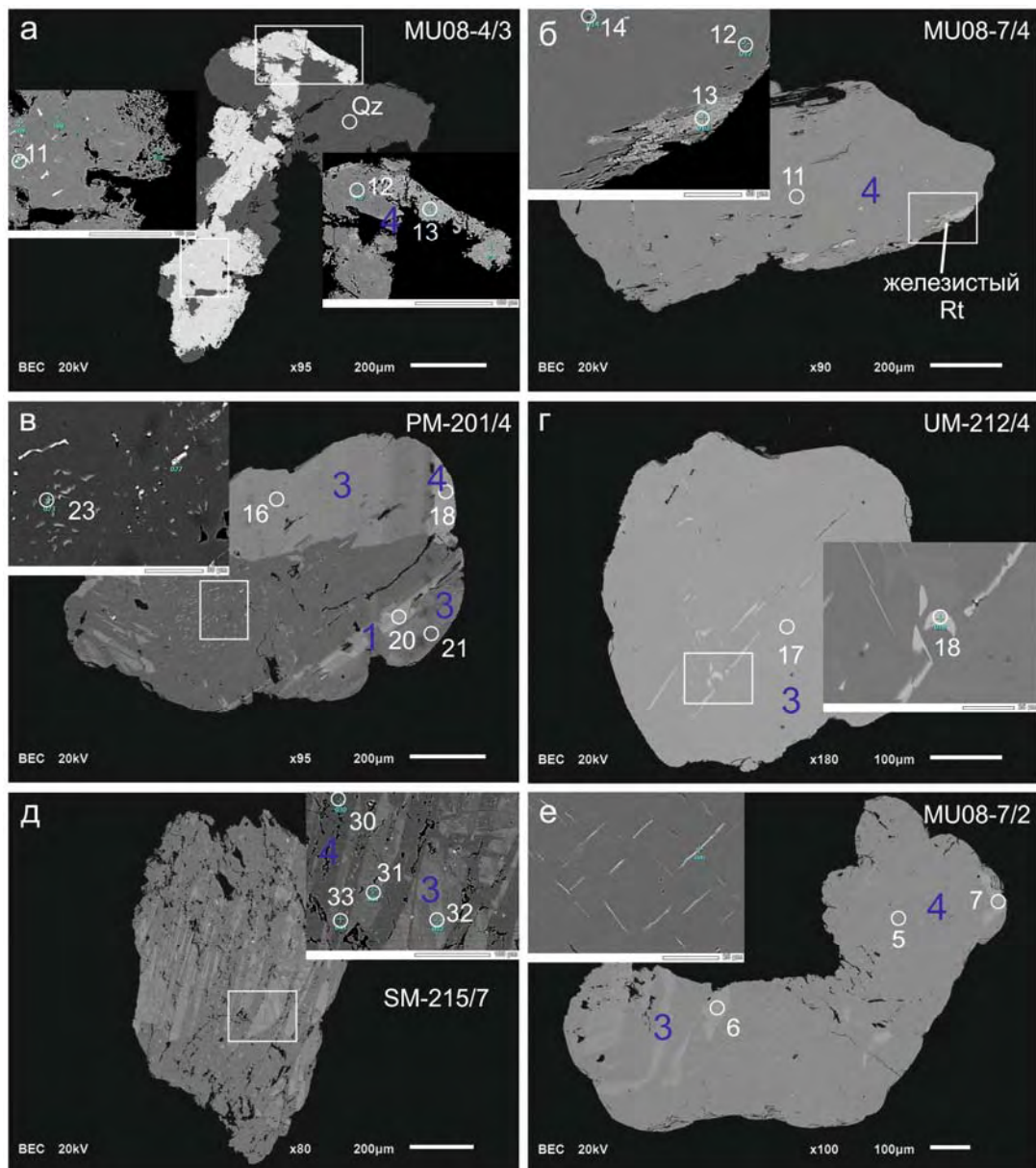


Рис. 3.2.5. BSE-изображение взаимоотношения типов рутила (крупные темные цифры, соответствующие тексту: 1 – «чистый» рутил; 2 – умеренно ниобиевый рутил, 3 – ниобиевый рутил, 4 – высокониобиевый рутил), кружками показаны точки анализа SEM-EDS.

Установлено, что образование рутила, чистого от примесей, с ламелями ильменита является наложенным процессом по отношению к рутилу, содержащему примеси Nb и Fe. В однородном зерне рутила с содержанием Nb₂O₅ около 0.8 мас.%, FeO – 1.2 мас. % (т. 17, зерно UM-212/4, табл. 3.2.1) развиваются полосы шириной около 10 мкм с тонкими ламелями ильменита. При этом новообразованный рутил вообще не содержит Nb, а содержание FeO в нем меньше в четыре раза.

Самым поздним процессом было образование прожилков высоко-железистого рутила, выделяемого как отдельная разновидность рутила «нигрин». Эти прожилки присутствуют далеко не во всех зернах рутила, но могут составлять значительную долю зерна (рис. 3.2.4, зерно SM-215/3). Зерно рутила из пробы SM-215 имеет блоковое строение. Светлый рутил с содержанием Nb₂O₅ около 0.85 мас. % и FeO – 1.4 мас. % (т.1, табл. 3.2.1) сохранился в виде угловатых доменов размером около 100 мкм в центральной части зерна, его замещает рутил более темного оттенка в BSE, содержащий Nb на уровне порога обнаружения и FeO – около 0.2 мас. % (т. 7, табл. 3.2.1). Оба типа рутила секутся прожилками высокожелезистого (FeO до 26.4 мас. %, MnO до 2.7 мас. %) рутила переменной мощности – от 10 мкм до 50 мкм в раздувах.

Помимо разнообразного по составу рутила, в пробах из проявления Ичетью в значительном количестве присутствует «псевдорутил», эта промежуточная фаза представляет собой непрерывный генетический ряд изменения ильменита (Макеев, Борисовский, 2013). При этом в «псевдорутиле» характерно появление крупных пор, заполненных включениями кварца, гематита и ряда других минералов (рис. 3.2.6). В «псевдорутиле» присутствуют постоянные изоморфные примеси Fe, Mn, Al, Si, Cr. Выделенный нами железистый рутил по составу близок к псевдорутилу (табл. 3.2.1) и отличается от него морфологией и рамановским спектром – в эту группу отнесены только тонкие прожилки рутила с высоким содержанием железа. Индивиды «псевдорутила», напротив, это округлые зерна с относительно однородной по химическому составу матрицей. Количество и размер пор и включений других минеральных фаз значительно варьирует (Макеев, Борисовский, 2013).

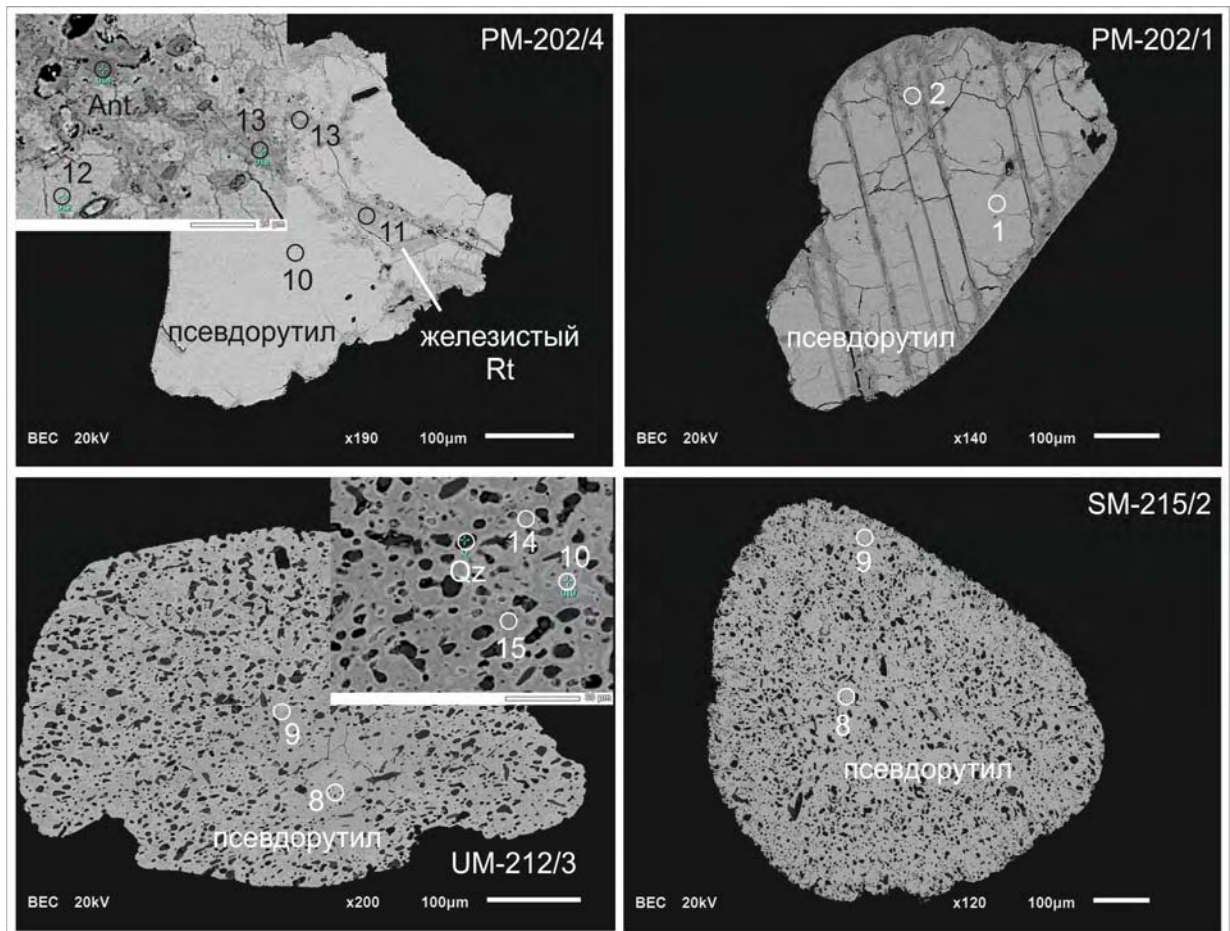


Рис. 3.2.6. BSE-изображение зерен псевдорутила, кружками показаны точки анализа SEM-EDS.

В зерне «псевдорутила» были обнаружены прожилки железистого рутила шириной около 10 мкм, приуроченные к системе трещин (рис. 3.2.6, зерно PM-202/4). В основной массе «псевдорутила» содержание FeO составляет около 29 мас.%, содержание MnO – до 1.9 мас.% (т. 10). В прожилке железистого рутила содержание FeO составляет около 21 мас.% (т. 13), а содержание MnO падает до 0.3 мас. %. В центральной части прожилка обнаружено изометричное зерно анатаза размером 8×16 мкм, диагностика которого подтверждена Рамановской спектроскопией.

Соотношение распределения TiO_2 и Nb_2O_5 для всех проанализированных типов рутила, а также «псевдорутила» и ильменита приведено на рис. 3.2.7а.

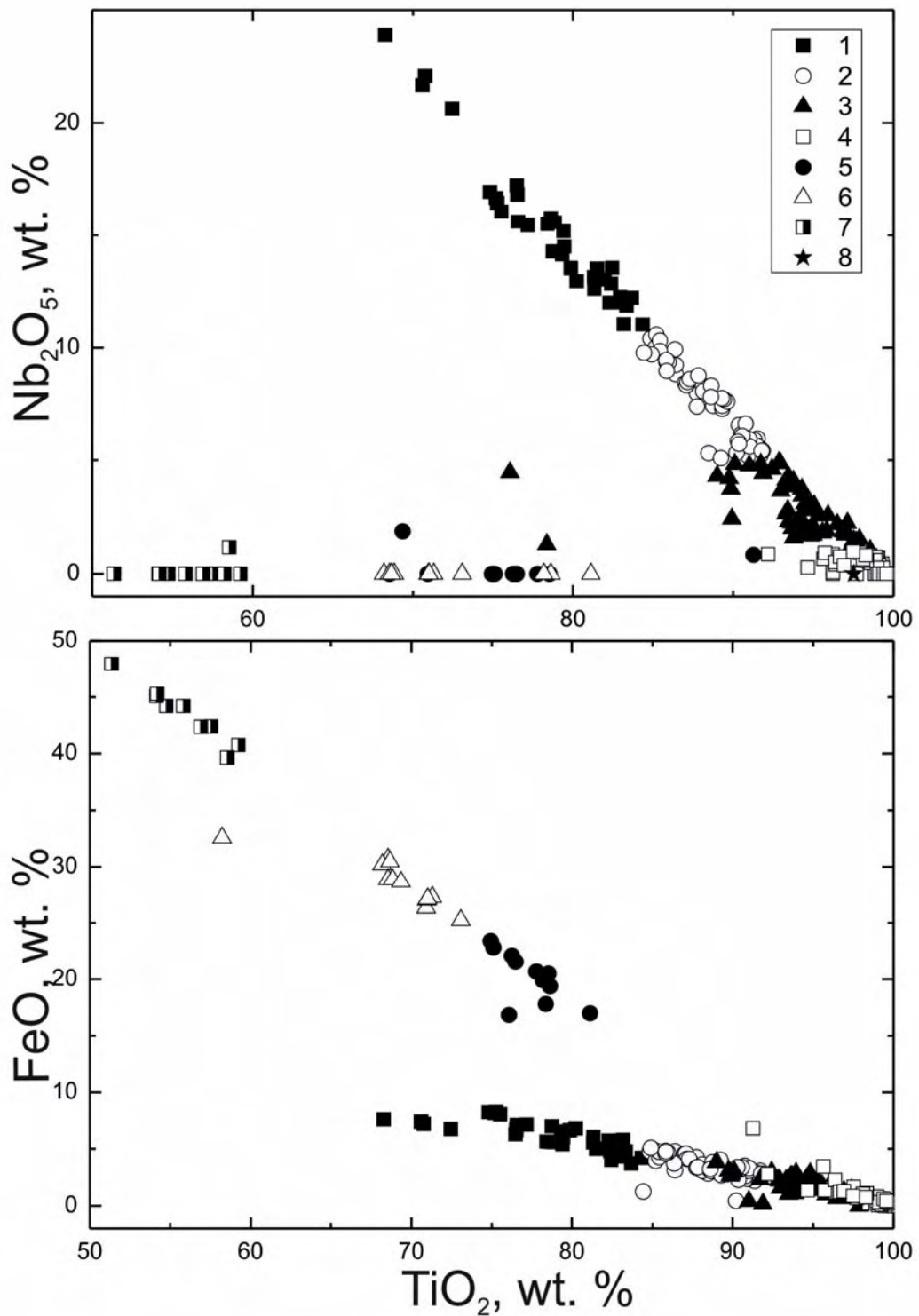


Рис. 3.2.7. Соотношение TiO₂-Nb₂O₅ (а) и TiO₂-FeO (б) в рутиле и сосуществующих минералах. Условные обозначения: 1 – высоконибоиевый рутил; 2 – ниобиевый рутил; 3 – умеренно ниобиевый рутил; 4 – чистый рутил; 5 – железистый рутил; 6 – «псевдорутил»; 7 – ламели ильменита в рутиле; 8 – анатаз.

Четыре типа рутила, выделенные по содержанию Nb (табл. 3.2.1), демонстрируют идеальную положительную корреляцию с полным перекрытием полей составов между группами в интервале до 17 мас.% Nb₂O₅, подтверждающую высокую степень

изоморфизма между Nb и Ti. Отдельной группой расположены фигуративные точки рутила с аномально высоким содержанием Nb₂O₅ от 20 до 24 мас.%. Общая тенденция преобразования рутила из рудопроявления Ичетью заключается в переходе от высокониобиевых типов рутила к чистому рутилу, совершенно не содержащему Nb. Точки составов железистого рутила и «псевдорутила» занимают обособленное поле с нулевым содержанием Nb. Можно предположить, что железо, высвобождающееся при преобразовании ильменита в «псевдорутил» (Макеев, Борисовский, 2013), является источником для образования железистого рутила, присутствующего в виде поздних прожилков в ниобиевом рутиле.

На графике соотношения FeO-TiO₂ (рис. 3.2.7б) составы минералов образуют два независимых тренда. Пологий тренд состоит из ниобиевых типов рутила, отличающихся по содержанию Nb. По мере «очищения» рутила от примеси Nb также высвобождается и Fe. На это указывает наличие тонких ламелей ильменита в более позднем чистом рутиле. Фигуративные точки составов ильменита, продукта его преобразования – «псевдорутила», а также железистого рутила образуют отдельный согласующийся, но прерывистый между группами ильменита, с одной стороны, и «псевдорутила» и железистого рутила, с другой стороны, тренд.

Скорее всего, это указывает на независимость процесса превращения ильменита в «псевдорутил» и, далее, в лейкоксен (Макеев, Борисовский, 2013) и процесса преобразования («очищения») ниобийсодержащего рутила. Набор выявленных признаков указывает на гидротермальную природу таких преобразований. Экспериментальными работами была доказана высокая подвижность Nb в водном флюиде в равновесии с ниобийсодержащим рутилом в диапазоне температур 300–800°C (Tanis et al., 2015), что согласуется с наблюдаемым в зерне РМ-202-4 переходом рутила в анатаз.

Титановые и ниобиевые минералы проявления Ичетью (ильменит, ниобиевый рутил, рутил, псевдорутил, колумбит и полифазное минеральное образование лейкоксен) аналогичны минералам и их типоморфным особенностям нижележащего Пижемского титанового месторождения (Макеев, 2016), а также минеральному составу тяжелой фракции вышележащих среднедевонских песчаников.

По-прежнему до конца нерешенным остается вопрос об источнике поступления ниобийсодержащего рутила в проявление Ичетью. Вариации содержания ниобия в нем и закономерная тенденция к преобразованию ниобийсодержащего в чистый рутил позволяют предположить, что изначально в рудопоявление поступал рутил с максимальным содержанием ниобия, а его последующее изменение происходило уже в

рамках формирования рудопроявления. Из возможных источников поступления рутила однозначно можно исключить граниты и гранитные пегматиты, как предполагалось для ильменорутила Южного Тимана (Гракова, 2011), поскольку ниобийсодержащий рутил из Ичетью не содержит примесь тантала выше порога обнаружения микронзонда. Также маловероятно, что таких источников было много – почти весь спектр магматических пород, как предполагается в работе (Гракова, 2014). Наиболее вероятный источник поступления рутила в рудопроявление Ичетью – лампрофиры Четласского Камня (Макеев, Борисовский, 2013; Макеев, Брянчанинова, 2009).

Рамановская спектроскопия

Во всех полученных рамановских спектрах рутила (рис. 3.2.8) активны моды: $B1g$ ($\sim 145\text{ см}^{-1}$) – симметричных деформационных колебаний O-Ti-O; Eg ($\sim 445\text{ см}^{-1}$) – симметричных валентных колебаний O-Ti-O; $A1g$ ($\sim 610\text{ см}^{-1}$) – антисимметричных деформационных колебаний O-Ti-O (Frank et al., 2012; Yan et al., 2013). Помимо стандартного набора характеристических полос, практически во всех спектрах наблюдается чрезвычайно широкий ($FWHM = 55.0 \pm 22.1\text{ см}^{-1}$) и низкоинтенсивный пик с центральным положением $\sim 235\text{ см}^{-1}$. Так как положение данного пика не согласуется с положениями мод, разрешенными правилами отбора для симметрии рутила, его появление в спектре принято связывать либо с двукратным рамановским рассеянием (Balachandran, Eror, 1982), либо с неупорядоченностью структуры рутила (Hara, Nicol, 1979). Уширение и низкая интенсивность пика $\sim 235\text{ см}^{-1}$ в полученных спектрах могут быть связаны с закономерным и экспериментально подтвержденным (Hara, Nicol, 1979) упорядочением структуры рутила под воздействием повышенных давлений.

Множество полученных спектров, представляющее собой семейство конформных кривых, можно условно разделить на две группы – спектры ниобийсодержащего и чистого (безниобиевого) рутила (рис. 3.2.8). Основными отличиями выделенных групп является конфигурация пика $B1g$ – сравнительно узкого ($FWHM = 9.4 \pm 1.7\text{ см}^{-1}$), смещенного в низкочастотную область ($137.9 \pm 4.1\text{ см}^{-1}$) для ниобиевого рутила и сильно уширенного ($FWHM = 65.1 \pm 7.1\text{ см}^{-1}$) вплоть до полного, в некоторых случаях, редуцирования в спектрах чистого рутила. Для спектров чистого рутила характерно также сглаживание пика $A1g$ и появление пика $\sim 690\text{ см}^{-1}$, являющегося модой $A2u$ (Krishnamurti, Sc, 1962) или комбинацией мод $B2g$ - $B1g$ (Frank et al., 2012).

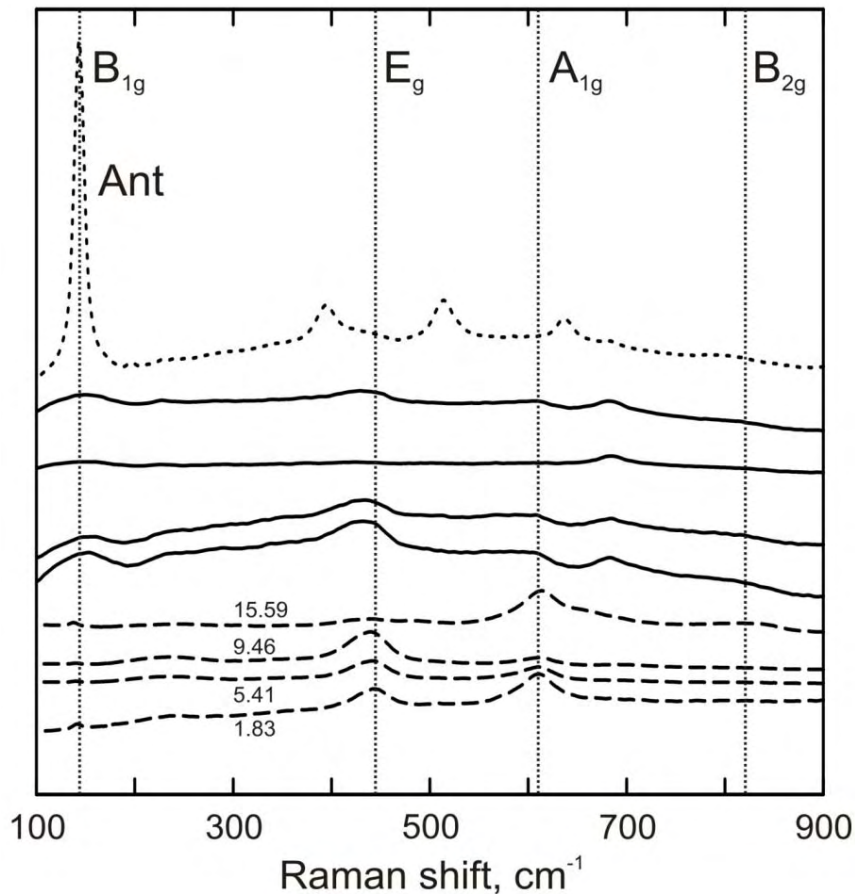


Рис. 3.2.8. Рамановские спектры рутила (чистый рутил – сплошная линия, ниобийсодержащий рутил – длинный пунктир с указанием содержания Nb_2O_5 в мас.%) и анатаза (верхний спектр, короткий пунктир). Вертикальный точечный пунктир показывает идеальное положение рамановских пиков рутила (Nrayanan, 1950; Lukacevic et al., 2012).

Таким образом, рамановский спектр ниобийсодержащего рутила отличается выраженными пиками мод деформационных колебаний O-Ti-O связей, положение которых характеризуется незначительным сдвигом в низкочастотную область спектра. Подобные сдвиги, а также уширение и снижение интенсивности пиков, в целом характерны для спектров исследуемого рутила обоих типов, некоторые авторы связывают не только с отклонением соотношения Ti/O в рутиле от стехиометрического и присутствием междоузельных атомов (Parker, Siegel, 1990), но и с наноразмерами кристаллов (Bersani et al., 1998).

Рамановская спектроскопия позволила также обнаружить единичное микровключение анатаза (8×16 мкм), приуроченное к зоне вторичных изменений в виде прожилка железистого рутила. В полученном рамановском спектре анатаза проявлены следующие характерные пики, позволяющие однозначно диагностировать микровключение анатаза в рутиле: три дважды вырожденные моды E_g – 143.4 (наиболее интенсивный и узкий пик), 196.6, 636.5 cm^{-1} и невырожденные моды B_{1g} – 396.5 и

514.6 cm^{-1} (Ohsaka et al., 1978; Balachandran, Eror, 1982; Yan et al., 2013). Температура фазового перехода анатаз-рутил определена в диапазоне высоких температур – от 400 до 1200°C (Hanaor, Sorrel, 2011). Таким образом, детальное исследование (SEM-EDS) рутила из проявления Ичетью отражает гидротермальный процесс формирования рудопроявления.

Итак, в результате проведенных исследований были выделены разновидности рутила в зависимости от содержания Fe и Nb. Эти разновидности ниобий-содержащего рутила, помимо состава, отличаются рамановскими спектрами. Установлено, что гидротермальная переработка высокониобиевого рутила, содержащего до 24 мас.% Nb_2O_5 , приводит к существенному выносу Nb, вплоть до снижения содержания Nb_2O_5 до значений, не превышающих 1 мас. %. Куда же девается ниобий из высокониобиевых разновидностей рутила? Возможно, ниобий переходит в состав других акцессорных минералов (пирохлор, колумбит) или выносится флюидом. Снижение содержания Nb сопровождается выносом Fe из железистого рутила, слагающего секущие прожилки в ниобийсодержащем рутиле. Выделены две титановые минеральные ассоциации: первая ассоциация представлена ниобиевым рутилом и колумбитом; во второй ассоциации ильменит замещается железистым рутилом и «псевдорутилом», последний в свою очередь, очищается от примеси Fe и преобразуется в лейкоксеновую фазу в гидротермальных условиях, на что указывает факт перехода железистого рутила в анатаз (Красоткина и др., 2017). Важно в дальнейшем попытаться выделить из тех же проб монофракции колумбита, и определив их химические особенности и установив U-Pb возраст подтвердить полученные результаты.

Геохимия редких элементов в рутиле

В ранее изученных методом EDS зернах рутила было проведено дополнительное исследование состава и возраста минерала методами LA-ICP-MS (табл. 3.2.2) и WDS (табл. 3.2.3). Усредненные (медианные) значения содержания редких элементов для выделенных ранее типов рутила приведены в табл. 3.2.2. Температура образования рутила, отвечающая интервалу 480–630°C, оценена с помощью Zr-в-рутиле термометра (Tomkins et.al., 2007).

Данные обоих методов (LA-ICP-MS и WDS) подтвердили предложенное ранее (Красоткина и др., 2017) разделение рутила из проявления Ичетью на ниобийсодержащие разновидности, от высокониобиевых до условно «чистых» по составу, и железистый рутил, слагающий секущие прожилки в ниобийсодержащем рутиле. На рис. 3.2.9 точки

высокожелезистого рутила (1 группа), содержащего незначительное количество Nb, отстоят от единого тренда рутила с переменным содержанием Nb и Fe (группы 2–5).

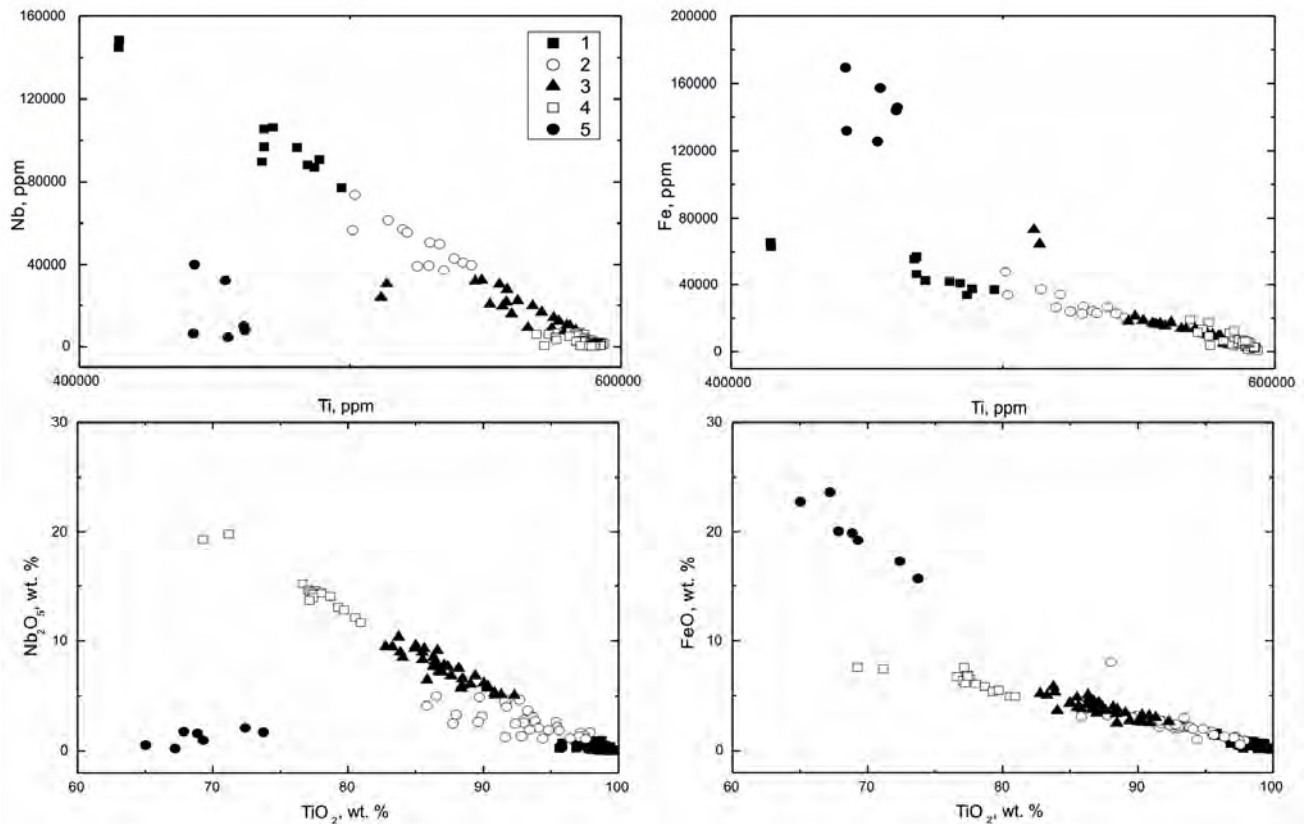


Рис. 3.2.9. Соотношение Ti и Nb, Ti и Fe в рутиле из проявления Ичетью по данным LA-ICP-MS (вверху) и WDS (внизу). Здесь и на других рисунках цифрами обозначены типы рутила согласно табл. 3.2.2.

По соотношению Nb и Cr рутил преимущественно попадает в поле составов рутила из метапелитов (Zack et.al., 2004). Только незначительно количество точек из группы условно «чистого» рутила попадают в область эклогитового (метабазитового) рутила (рис. 3.2.10).

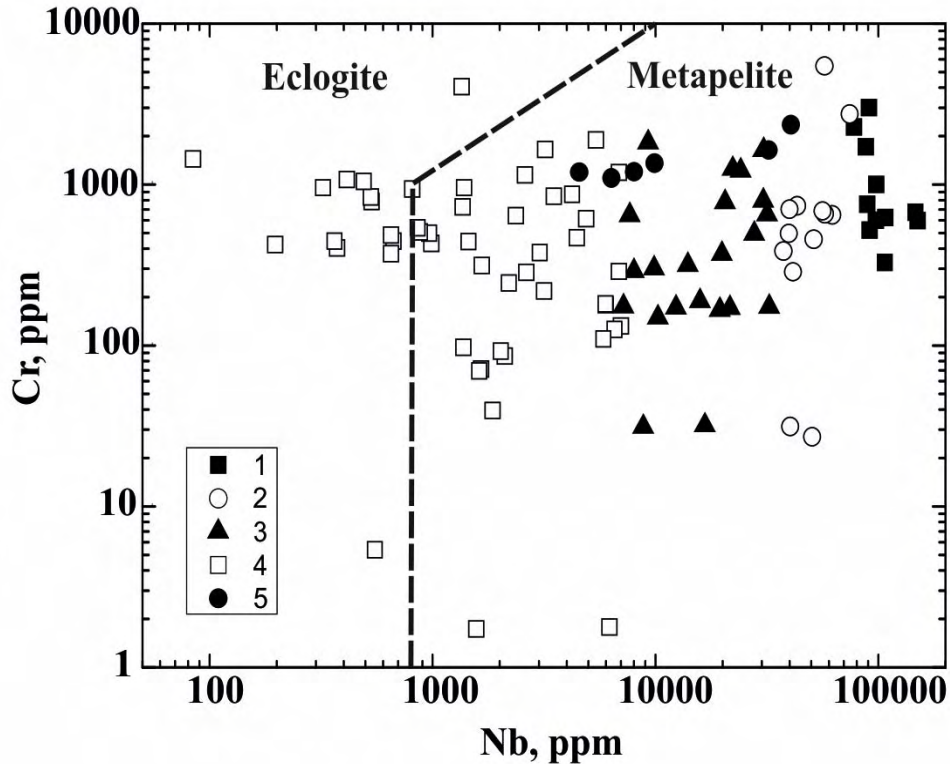


Рис. 3.2.10. Соотношение Nb и Cr в рутиле из проявления Ичетью. Пунктиром показана дискриминационная линия для рутила из метапелитов и эклогитов.

Железистый рутил, по сравнению с другими группами, содержит большее количество высоkozарядных элементов – основных элементов-примесей в рутиле (Zack et.al., 2004). В нем наблюдается максимальное содержание Th и U (рис. 3.2.11). Примечательно, что для всех типов рутила наблюдается прямая корреляция этих элементов, за исключением «чистого» рутила, точки которого выбиваются из единого тренда и отличаются резко пониженным содержанием Th при неизменном содержании U. Содержание Ta варьирует в значительно меньшей степени, чем Nb, и в целом совпадает для рассматриваемых типов рутила. Соответственно, минимальное Nb/Ta отношение отмечается для «чистого» рутила с пониженным содержанием Nb. Для Hf и Zr характерна положительная корреляция с максимальным содержанием Zr в железистом рутиле (рис. 3.2.11). Для Mo и W подобная корреляция отсутствует, повышенное содержание Mo отмечено для железистого рутила, максимальное содержание W – для ниобиевого и умеренно ниобиевого рутила.

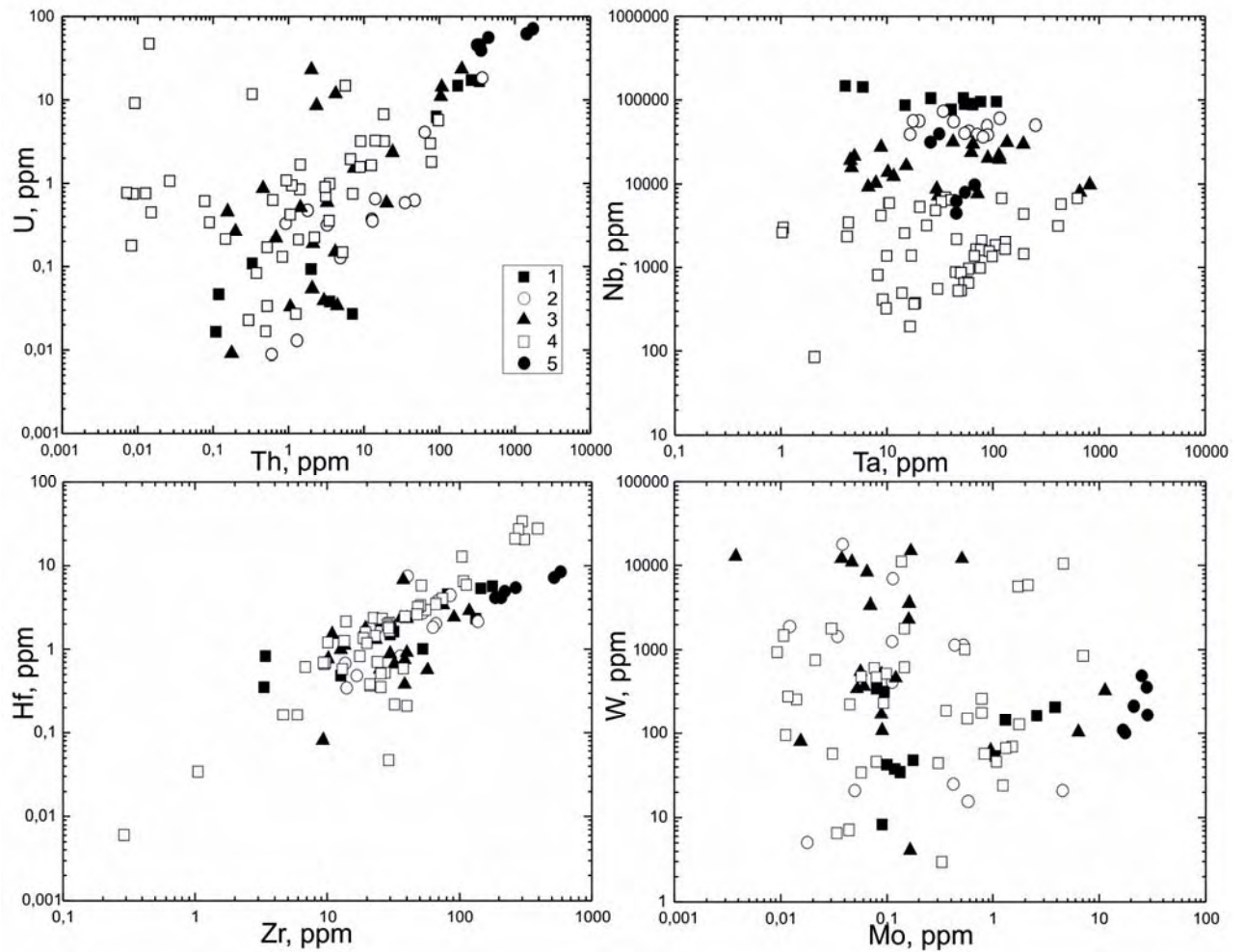


Рис. 3.2.11. Соотношение высоkozарядных элементов в рутиле из проявления Ичетью

Наблюдается положительная корреляция Fe и Mn (рис. 3.2.12). Железистый рутил отличается максимальным содержанием Mn, в остальных типах рутила по мере очищения от Nb также согласовано уменьшается содержание Fe и геохимически близкого с ним Mn. Похожим образом распределены Al и Mg, за исключением двух фигуративных точек ниобиевого рутила с аномально высоким содержанием Al. Максимальное содержание этих элементов установлено для железистого рутила. Разновидности ниобийсодержащего рутила характеризуются достаточно узким содержанием Mg и широко варьирующим содержанием Al (рис. 3.2.12). В целом можно утверждать о тенденции понижения содержания Al в рутиле по мере его очищения (табл. 3.2.1, 3.2.2), хотя ряд точек составов из группы «чистого» рутила нарушают эту закономерность.

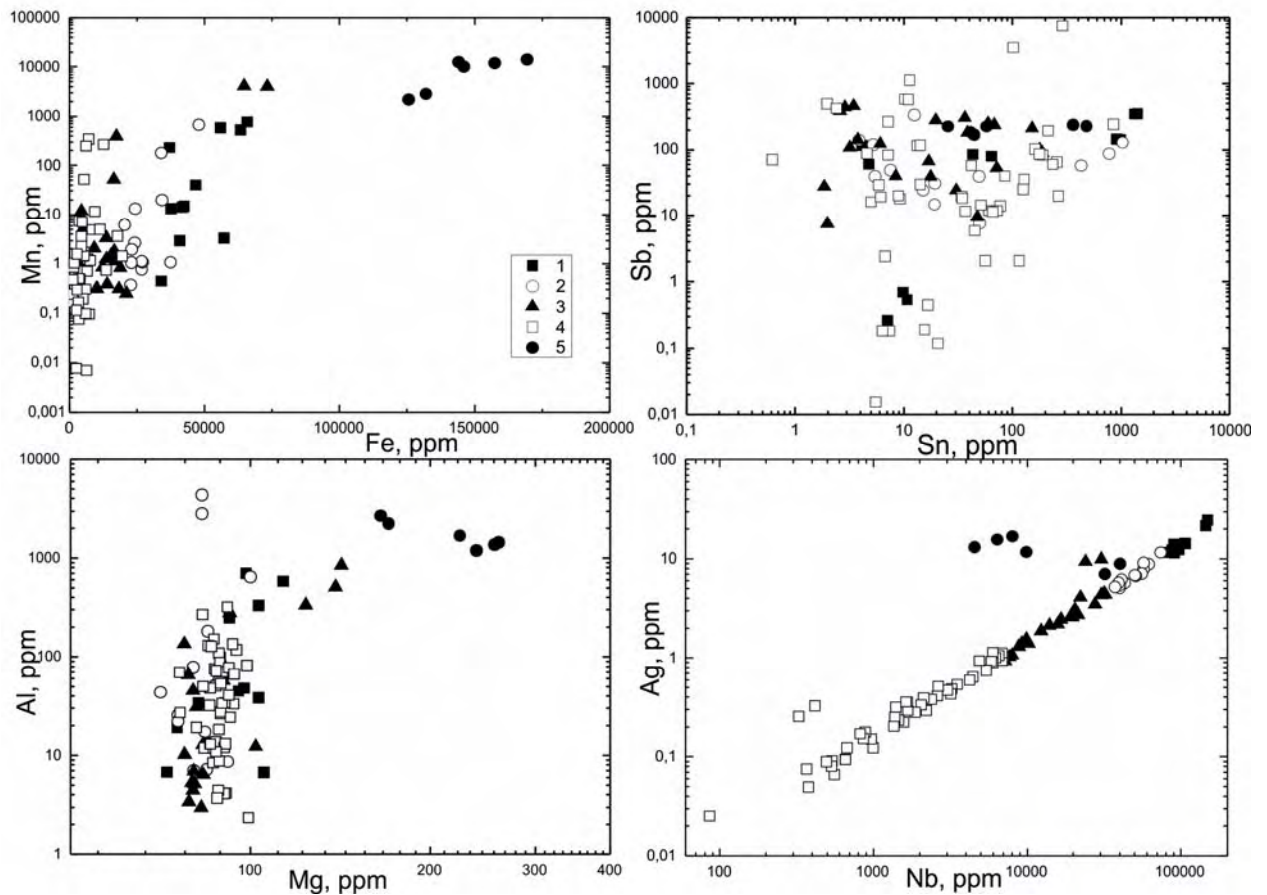


Рис. 3.2.12. Соотношение редких элементов в рутиле из проявления Ичетью.

По соотношению Sn и Sb каких-либо четких закономерностей не наблюдается. Фигуративные точки составов рутила попадают в широкое поле в диапазоне содержаний от 1 до 1000 ppm.

Содержание Ag в рутиле из проявления Ичетью демонстрирует сильную положительную корреляцию с содержанием в нем Nb и Fe. Максимальное содержание Ag (около 10–20 ppm) установлено для высоконибоиевого и железистого рутила. Для позднее образованных разновидностей ниобийсодержащего рутила соотношение Ag и Nb имеет практически линейную зависимость (рис. 3.2.12). Только в области содержания Ag менее 0.3 ppm эта зависимость «размывается», что, по-видимому, связано с возросшей погрешностью определения Ag при низких его концентрациях.

В результате локального исследования (LA-ICP-MS) геохимии рутила из проявления Ичетью установлено, что железистый рутил, присутствующий в виде секущих прожилков в ниобийсодержащем рутиле, отличается от других разновидностей рутила повышенным содержанием Mn, Cr, Zn, Al, Mg, Mo, Sb, Th, U и Zr. По мере очищения высоконибоиевого рутила от примеси Nb, в нем также уменьшается содержание Fe, Mn,

Cr, Th и Ag. Температура образования рутила, оцененная с помощью Zr-в-рутиле термометра (Tomkins et.al., 2007), отвечает интервалу 480–630°C.

Изотопно-геохимическое исследование рутила

Впервые проведено изотопно-геохимического исследование рутила из полиминерального рудопроявления Ичетью на Среднем Тимане, оно выполнено локальным методом LA-ICP-MS (рис. 3.2.13) и «классическим» методом TIMS.

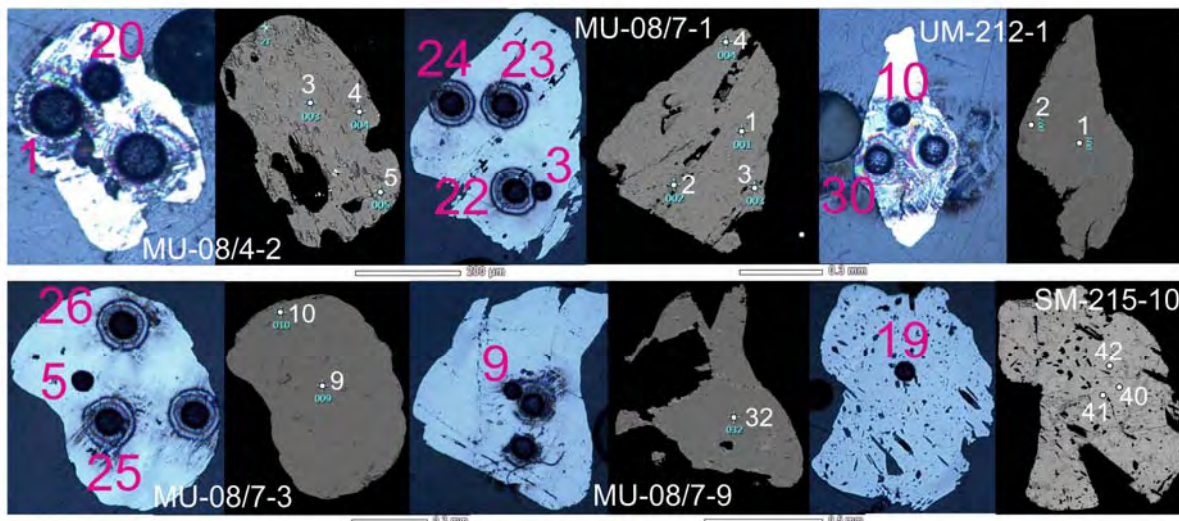


Рис. 3.2.13. Положение кратеров лазерной абляции на фотографиях зерен рутила в отраженном свете (подписаны красным цветом) и точек микрозондового анализа на фотографиях зерен рутила в обратно-отраженных электронах (BSE, подписаны белым цветом). Номера точек анализа соответствуют табл. 3.2.2 (LA-ICP-MS) и табл. 3.2.1 (SEM-EDS).

Исследованный методом LA-ICP-MS рутил из четырех проб различается между собой по содержанию элементов-примесей (табл. 3.2.4). Максимальное содержание Fe и Nb среди изученного рутила установлено для пробы SM-215. В рутиле из пробы MU-08/7 содержание Fe и Nb меньше, кроме того, присутствует примесь Al и Cr. В рутиле из пробы MU-08/4 содержание Fe и Nb еще меньше. Наиболее «чистым» является рутил из пробы UM-212, содержащий из примесей незначительно количество Fe и в одной точке – W. В рутиле из пробы UM-212 отсутствует примесь кремния, установленная в рутиле из остальных проб (табл. 3.2.4).

Исследование методом LA-ICP-MS. Было выполнено 13 локальных определений возраста рутила из четырех проб, которые разделились на несколько групп (рис. 3.2.14а). Наиболее близкие к конкордантным значения возраста получены для рутила с палеопротерозойским возрастом – около 1980 млн. лет для пробы SM-215 и 1800–1850 млн. лет для пробы MU-08/4 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст, табл. 3.2.5). Результаты единичных

анализов рутила из проб SM-215 и MU-08/4, представленные в табл. 3.2.5 и на рис. 3.2.14а указывают на палеопротерозойский возраст источника этого рутила, предположительно из кристаллического фундамента (Красоткина и др., 2018).

Рутил из пробы UM-212 дискордантен ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст составляет 900–1185 млн. лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст – 740–780 млн. лет, табл. 3.2.5). Аналитические точки, полученные в результате анализа рутила из пробы MU-08/7, образуют единый субконкордантный кластер со средневзвешенным значением возраста 577 ± 11 млн. лет (СКВО = 1.5, рис. 3.2.14б, в).

Исследование методом TIMS. В изученных рутилах отмечается высокое содержание обыкновенного Pb, что отражается в низких отношениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (от 20.5 до 90.8, табл. 3.2.6). Для трех образцов (точки 6–8) из-за очень низких значений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, не позволяющих корректно внести поправку на обыкновенный Pb, в таблице не приведены U-Pb отношения.

Отсутствие в составе исследуемых проб минералов, пригодных для внесения поправки на первичный Pb, осложняет построение корректных U-Pb зависимостей. Поправки на первичный Pb были внесены по модели Стейси-Крамерса (Stacey et al., 1975).

Дискордия, построенная по трем точкам образца MU-08/4 (табл. 3, точки 1–3), имеет две точки пересечения с конкордией с возрастом 590 ± 11 млн. лет и 1659 ± 6 млн. лет (СКВО = 0.97), причем значения Pb/U отношений двух из трех точек близки к конкордантным (рис. 3.2.15а). Этот результат наглядно демонстрирует наличие разновозрастных зерен рутила в одной пробе.

Возраст, рассчитанный по двум точкам образца UM-212 (табл. 3, точки 5, 6) и двум точкам образца MU-08/7 (табл. 3.2.6, точки 7, 8) в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ оценивается в 947 ± 71 млн. лет (СКВО = 0.09, рис. 3.2.15б).

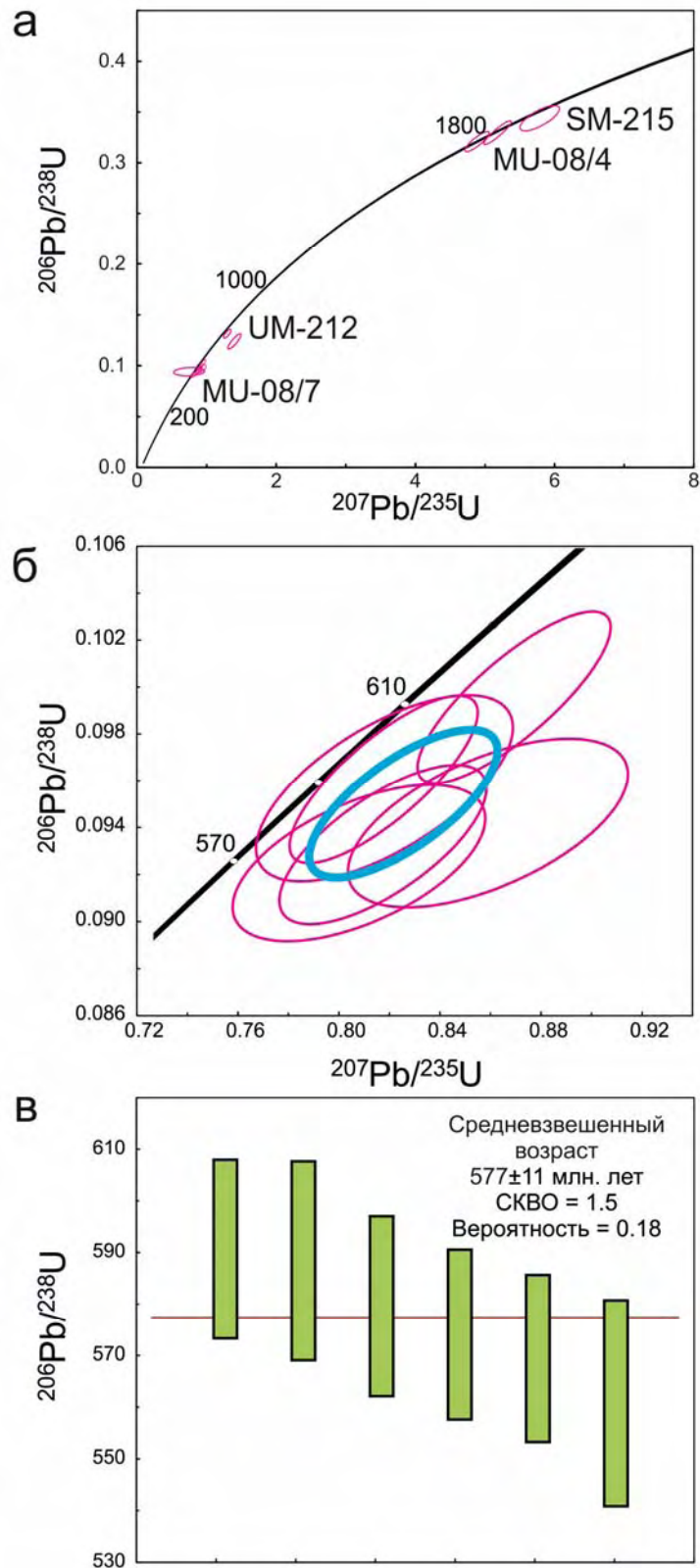


Рис. 3.2.14. Результаты изотопно-геохимического исследования рутила методом LA-ICP-MS: а – график с конкордией для всех точек анализа; б – график с конкордией для субконкордантного кластера точек для пробы MU-08/7; в – расчет средневзвешенного возраста для субконкордантного кластера точек для пробы MU-08/7. Здесь и на рис. 3.2.15 эллипсы ошибок измерения соответствуют 2σ , включая погрешность константы распада.

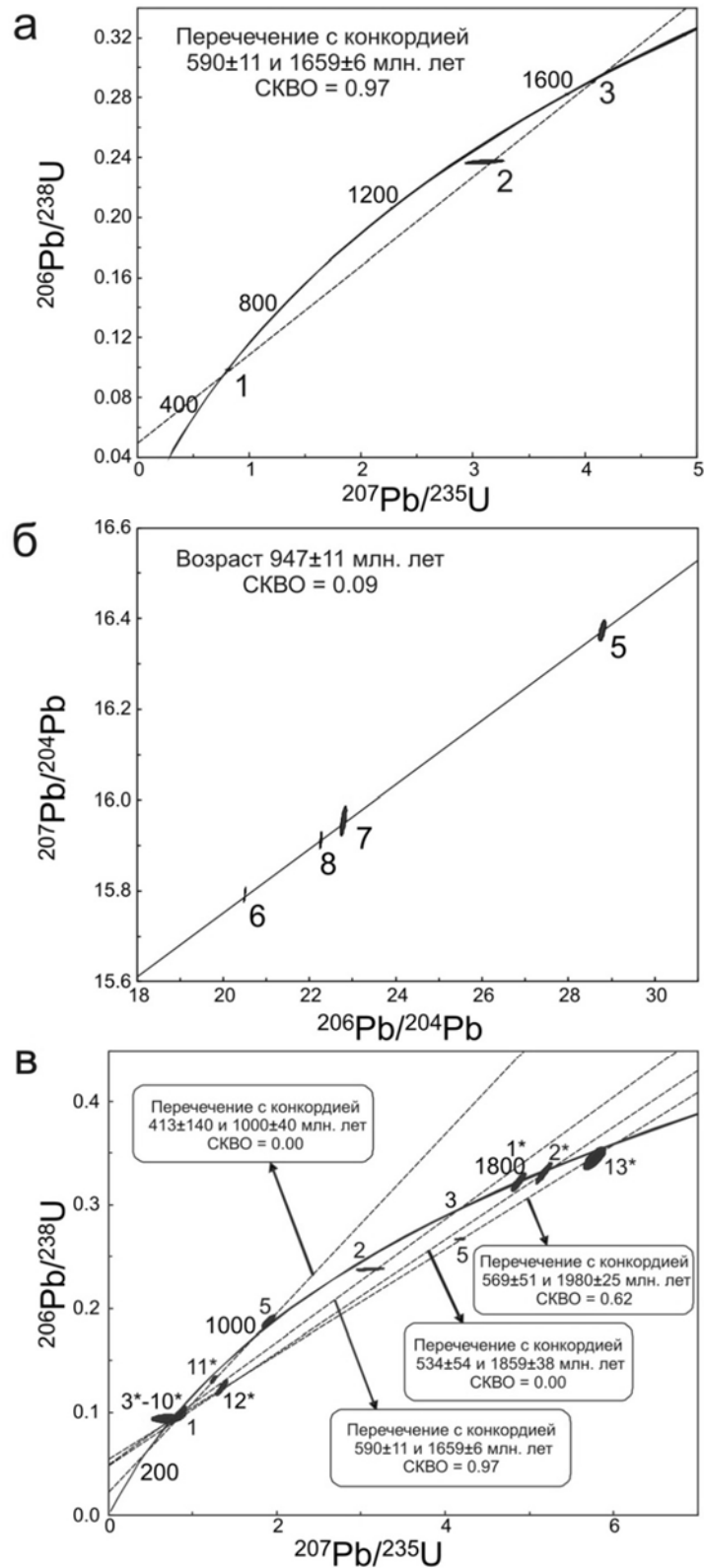


Рис. 3.2.15. Результаты изотопно-геохимического исследования рутила методом TIMS (номера проб соответствуют табл. 3): а – график с конкордией для рутила из пробы MU-08/4; б – Pb-Pb изохрона для рутила из проб UM-212 и MU-08/7; в – объединенный график с конкордией совместно с результатами LA-ICP-MS (номера проб со звездочками соответствуют номерам проб в табл. 3.2.5).

На рис. 3.2.15в совместно размещены геохронологические результаты, полученные как локальным методом LA-ICP-MS (табл. 3.2.5), так и «классическим» методом TIMS (табл. 3.2.6). Наблюдается значительный разброс результатов определения возраста в диапазоне от примерно 600 до 2000 млн. лет. Дискордии, построенные по совокупностям точек для разных проб рутила, полученных «классическим» и локальным методом, характеризуются верхними пересечением с конкордией в точках с различными значениями возраста – около 1000, 1660, 1860 и 1980 млн. лет (рис. 3.2.15в). При этом точки нижнего пересечения всех дискордий с конкордией сходятся в пределах погрешности в области, соответствующей приблизительно 580 млн. лет.

Аналогичное распределение датировок было получено при изучении U-Pb возраста циркона из рудопоявления Ичетью (проба MU-08/4), для которого был установлен широкий разброс значений возраста в интервале от примерно 700 до 3280 млн. лет (Макеев и др., 2017). Эти данные согласуются с результатами исследования возраста циркона, выделенного из нижележащих титановых руд Пижемского месторождения (Макеев и др., 2016). Помимо корреляции возрастных датировок, также наблюдается сходство редкоэлементного состава циркона из обоих объектов. Для циркона из проявления Ичетью и Пижемского месторождения установлены высокоиттриевые и низкоиттриевые разновидности, в которых содержание иттрия и редкоземельных элементов коррелирует с тяжелыми редкоземельными элементами и фосфором (ксенотимовая схема изоморфизма, (Макеев, Скублов, 2016). Результаты изотопно-геохимического исследования свидетельствуют о едином источнике циркона двух промышленных объектов, при этом циркон мог поступать из разных по глубине горизонтов нижележащего кристаллического фундамента.

Впервые проведенное изотопно-геохимического исследования рутила из полиминерального рудопоявления Ичетью показало, что поступивший из разных источников разновозрастный (предположительно с возрастом около 1000, 1660, 1860 и 1980 млн. лет) рутил претерпел общее для всех его разновидностей термальное воздействие в результате процесса с возрастом около 580 млн. лет. Результаты геохронологического исследования рутила согласуются с проведенным ранее U-Pb датированием циркона из проявления Ичетью и Пижемского месторождения (Макеев и др., 2016; Макеев и др., 2017). Согласно современным представлениям температура закрытия U-Pb системы в рутиле составляет не менее 500 °C (Kooijman et al., 2010), что предполагает достаточно высокотемпературные условия гидротермальной переработки рутила при формировании рассматриваемых месторождений в рифейское время.

Очевидно, что поддерживаемая рядом исследователей (Игнатъев, Бурцев, 1997) россыпная гипотеза образования титановых месторождений Среднего Тимана не предполагает и не объясняет таких температурных режимов преобразования рутила.

Факторный анализ результатов химического состава рутила

Данные по содержанию редких элементов в рутиле, полученные методом LA-ICP-MS, были обработаны методом главных компонент факторного анализа (табл. 3.2.2). Учитывая логнормальный закон распределения редких элементов в составе минерала, их содержание предварительно было прологарифмировано.

На диаграмме факторных нагрузок (рис. 3.2.16а) в координатах двух главных факторов с весами 36% и 13%, соответственно, фигуративные точки элементов контрастно разделились по первому фактору. Положительную нагрузку по первому фактору имеет Ti. Отрицательную нагрузку – все остальные элементы, за исключением Ta и W, имеющие нулевую нагрузку по первому фактору. Первый фактор можно проинтерпретировать как фактор изоморфного замещения Ti в рутиле элементами-примесями, когда увеличение содержания в рутиле ряда редких элементов приводит к одновременному пропорциональному уменьшению содержания Ti. Содержание Ta относительно невелико в рассматриваемом ниобиевом рутиле из Ичетью, учитывая его геохимическую близость с Nb, и практически не варьирует в пределах выделенных типов (табл. 3.2.7). Отсутствие корреляции между содержанием Nb и Ta ($r = -0.09$) подчеркивает несостоятельность рассмотрения гранитоидов и связанных с ними пегматитов в качестве возможного источника ниобиевого рутила до поступления в рудопроявление Ичетью. Содержание W, напротив, сильно варьирует в пределах выделенных типов рутила (табл. 3.2.7). В среднем оно минимально для железистого и высокониобиевого рутила, достигает ураганных значений в группе ниобиевого рутила и уменьшается по мере очищения рутила. В пределах каждого типа рутила содержание W сильно варьирует, например, в группе ниобиевого рутила – от 5.1 до 18067 ppm (табл. 3.2.7). Какой либо значимой корреляции с другими элементами для W не установлено, поэтому, возможно, повышенное и аномально высокое содержание W в рутиле связано не с его изоморфным вхождением, а с микровключениями минерала W. Следует подчеркнуть, что ввиду отсутствия четких критериев разбраковки потенциального захвата микровключений минералов редких элементов в рутиле от повышенного содержания элементов-примесей в этом же рутиле, исключение как анализов целиком, так и содержания индивидуальных элементов не проводилось.

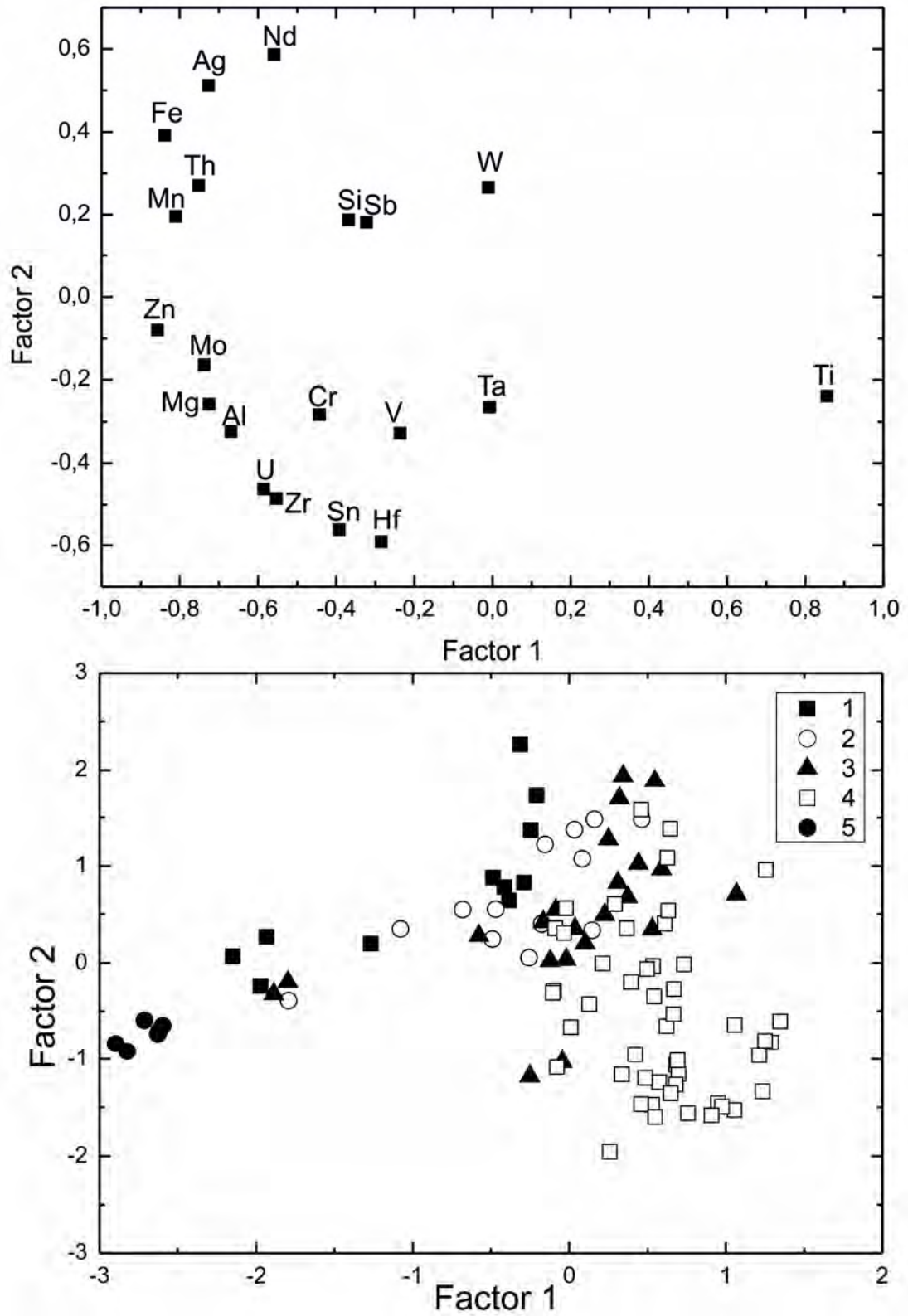


Рис. 3.2.16. Диаграмма факторных нагрузок (а) и диаграмма значений факторов (б). Вес первого фактора 35.6%, второго – 13.2%.

Выделенные типы рутила четко разделились по первому фактору на диаграмме значений факторов (рис. 3.2.16б, табл. 3.2.8). Положительные значения первого фактора установлены для проб умеренно ниобиевого и «чистого» рутила, в которых содержание элементов-примесей минимально. Высокониобиевый и ниобиевый рутил характеризуются отрицательными значениями первого фактора. При этом фигуративные поля точек состава рутила каждого типа практически соприкасаются в направлении очищения рутила от примесей. Эта особенность подчеркивает установленную генетическую связь между выделенными типами рутила. В отличие от типов ниобиевого рутила, точки железистого рутила образуют компактное поле с самыми отрицательными значениями по первому фактору, что соответствует максимальному содержанию элементов-примесей и минимальному содержанию Ti.

По второму фактору с положительными факторными нагрузками обособлена ассоциация элементов Nb-Ag-Fe-Th-Mn (рис. 3.2.16а). Это те элементы, содержание которых закономерно понижается в ряду высокониобиевый рутил → ниобиевый рутил → умеренно ниобиевый рутил → «чистый» рутил. Соответственно, по второму фактору положительные значения имеют точки первых трех типов рутила, кроме «чистого» рутила, содержащего минимальное количество отмеченных элементов-примесей (табл. 3.2.8). При этом первые точки высокониобиевого рутила почти все расположены в левом верхнем квадранте диаграммы значений факторов, ниобиевого рутила – ближе к границе верхних квадрантов, умеренно ниобиевого рутила – большей частью в правом верхнем квадранте (рис. 3.2.16б).

По второму фактору с отрицательными факторными нагрузками обособлена ассоциация элементов Zn-Mo-Mg-Al-U-Zr-Cr (рис. 3.2.16а). Повышенное содержание перечисленных элементов характерно для железистого рутила (табл. 3.2.7). Кроме того, железистый рутил отличается повышенным содержанием Mn и Th, фигуративные точки которых имеют положительную нагрузку по второму фактору, но пространственно тяготеют к ассоциации элементов-примесей, характерных для железистого рутила (рис. 3.2.16а). Точки составов железистого рутила практически единолично занимают левый нижний квадрант диаграммы значений факторов, так же как и выделенная ассоциация элементов на диаграмме факторных нагрузок.

Таким образом, первый фактор, определяющий редкоэлементный состав рутила из проявления Ичетью, можно проинтерпретировать как суммарное количество элементов-примесей, замещающих Ti в рутиле. По этому фактору разделяются составы богатых примесями железистого и ниобиевого рутила от составов рутила, испытавших очищение

от примесей. По второму фактору разделяются ассоциация редких элементов, выносящихся из высоконибоиевого рутила в процессе его очищения (Nb-Ag-Fe-Th-Mn), с одной стороны, и ассоциация редких элементов, содержащихся в заметном количестве в железистом рутиле Zn-Mo-Mg-Al-U-Zr-Cr-(Mn-Th), с другой стороны.

Выводы к разделу 3.2

В изученных образцах рутила присутствует большое разнообразие форм, размеров и окраски зерен – светло-коричневые, темно-коричневые, черные и темно-красные оттенки. Наряду с хорошо ограненными кристаллами с ростовой штриховкой на гранях присутствуют окатанные зерна рутила. Такое многообразие может свидетельствовать о многостадийности процессов образования (преобразования) рутила или об их различных источниках. Ранее было проведено детальное исследование (SEM-EDS) зерен рутила из шлиховых проб рудопроявления Ичетью (Красоткина и др., 2017). В результате были выделены разновидности рутила в зависимости от содержания Fe и Nb. Гидротермальная переработка высоконибоиевого рутила, содержащего до 24 мас.% Nb₂O₅, приводит к существенному выносу Nb, вплоть до снижения содержания Nb₂O₅ до значений, не превышающих 1 мас.%. Снижение содержания Nb сопровождается выносом Fe из железистого рутила, слагающего секущие прожилки в ниобийсодержащем рутиле. Выделяются две минеральные ассоциации: первая ассоциация представлена ниобиевым рутилом и колумбитом; во второй ассоциации ильменит замещается железистым рутилом и «псевдорутилом», последний в свою очередь, очищается от примеси Fe и преобразуется в лейкоксеновую фазу в гидротермальных условиях, на что указывает факт перехода железистого рутила в анатаз (Красоткина и др., 2017). Последняя ассоциация титановых минералов совпадает по всем параметрам с таковой из нижезалегающего Пижемского титанового месторождения (Макеев, 2016). Это указывает на то, что коренным источником этих минералов в проявлении Ичетью были именно титаноносные песчаники малоручейской свиты Пижемского месторождения.

Установлено, что поступивший из различных источников разновозрастный (предположительно с возрастом около 1000, 1660, 1860 и 1980 млн. лет) рутил претерпел общее для всех его разновидностей термальное воздействие в результате процесса с возрастом около 580 млн. лет. Результаты геохронологического исследования рутила согласуются с проведенным ранее U-Pb датированием циркона из проявления Ичетью и Пижемского месторождения.

Согласно современным представлениям температура закрытия U-Pb системы в рутиле составляет не менее 500°C, что предполагает достаточно высокотемпературные

условия гидротермальной переработки рутила при формировании рассматриваемых месторождений в рифейское время. Очевидно, что поддерживаемая рядом исследователей россыпная гипотеза образования титановых месторождений Среднего Тимана не объясняет такого температурного режима преобразования рутила.

Детальное изотопно-геохимическое исследование рутила из проявления Ичетью позволяет сформулировать **второе защищаемое положение** – **Изменение состава рутила из рудопроявления Ичетью (замещение высокониобиевого рутила ниобиевым и умеренно ниобиевым вплоть до образования чистого рутила) сопровождается уменьшением содержания Fe, Mn, Cr, Th и Ag в результате гидротермального процесса с возрастом около 580 млн. лет.**

3.3 Монацит

3.3.1 Общие сведения о составе монацита

Монацит – редкоземельный фосфат, присутствующий во многих породах, который имеет переменный состав, отражающий условия формирования вмещающей породы. По мнению многих исследователей, он является идеальным геохронологическим сенсором геологических событий (Савко и др., 2012). Переменный состав монацита отражает изменения многих параметров среды кристаллизации и отвечает различным процессам. В последнее десятилетие резко возрос интерес к монациту в таких областях, как геохронология, термобарометрия, геохимия и петрология. Причины этого заключаются в том, что монацит присутствует в большом разнообразии магматических, метаморфических и осадочных горных пород, и так как диффузия редких элементов протекает в монаците достаточно медленно, то благодаря этому монацит сохраняет информацию об условиях минералообразования (возможность определения условий гидротермального воздействия, метаморфизма и перекристаллизации).

Геохронология на основе монацита - это мощный инструмент для изучения сложной истории различных горных пород. Уникальность геохронологии монацита заключается в его «термостойкости», что позволяет сохранить информацию о возрасте геологических процессов, в ходе которых монацит образовывался и перекристаллизовывался (Williams, Jercinovic, 2002; Pyle, Spear 2003). По мере роста кристаллов монацита образуются последовательные «поколения» монацита, отличающиеся составом и возрастом. Из-за возрастной зональности датирование должно проводиться в отдельных зонах, а не в целом кристалле. Ранее изотопные исследования монацита проводились только классическим методом (методом TIMS). В этом случае результаты могли отражать несколько датировок (пик метаморфизма или время начала кристаллизации), это было связано с растворением монацита и смешиванием возрастов в полигенетическом зерне. В 1990-х годах был разработан метод химического электронно-зондового датирования U-Th-содержащих минералов (Suzuki et al., 1991). В последнее десятилетие возрос интерес к датированию монацита именно таким методом. Во-первых, с помощью высокого разрешения прибора, можно определить структуру зерен и доменов монацита, что помогает связать возраст зерна с вмещающей породой и геологическими процессами. Во-вторых, с помощью микрозонда можно определить состав и возраст каждого домена, обеспечивающего связь геохимии и петрологии в процессе роста. Поскольку в монаците диффузия протекает медленно, состав и структура каждого

«поколения» монацита могут отражать геологические процессы, происходившие во время кристаллизации зерна. Кроме того, по U-Th отношению можно определить время кристаллизации монацита. В этом отношении монацит можно рассматривать как петрологическое записывающее устройство, проблема заключается только в правильном чтении ленты и связывании этих данных с вмещающей породой (Williams et al., 2007). Метод датирования LA-ICP-MS, широко вошедший в практику изотопно-геохимических исследований сравнительно недавно, является наиболее информативным при изучении монацита, поскольку позволяет одновременно получать полную изотопно-геохимическую информацию по U-Pb и Th-Pb изотопным системам и получать комплементарные данные по распределению редких элементов в продатированных доменах монацита.

3.3.2 Геохимия редких элементов в монаците

Предварительное исследование состава монацита, зерна которого были смонтированы в эпоксидной смоле в стандартных шайбах, проведено методом SEM-EDS в ИГГД РАН.

Пижемское месторождение

В шлиховых пробах Пижемского месторождения монацит встречается крайне редко. В пробе PZ-50 среди нескольких сот зерен минералов тяжелой фракции было обнаружено всего 6 зерен монацита (рис. 3.3.1, табл. 3.3.1).

Зерна имеют удлиненную форму с максимальным размером около 100×200 мкм. Для монацита из Пижемского месторождения характерна серая (темная) окраска, что, наряду с другими особенностями, позволяет его отнести к разновидности монацита – кулариту. Характерная особенность куларита – высокая пористость и наличие включений кварца и некоторых других минералов. Для рассматриваемого монацита также характерны изъеденные границы, высокая пористость, насыщенность мелкими включениями кварца, что делает их похожими на зерна лейкоксена, в изобилии присутствующих в тяжелом шлихе проб Пижемского месторождения. По составу монацит является неодим-цериевой разновидностью, содержание Nd в нем варьирует от 37.4 до 15.2 мас.% при среднем значении 25.9 мас.% Nd_2O_3 (табл. 3.3.1). Внутризерновая зональность проявлена в уменьшении в краевой зоне содержания Nd_2O_3 на 2–3 мас.% с одновременным увеличением содержания La_2O_3 на сопоставимое количество, содержание Ce_2O_3 при этом практически не меняется. В одном зерне монацита установлено нетипично высокое содержание Nd_2O_3 37.4 мас.%, которое понижается к краю до более распространенного уровня 23.9 мас.%. Содержание La_2O_3 (табл. 3.3.1) при этом повышается от 4.9 до 10.8 мас.% (Скублов и др., 2018).

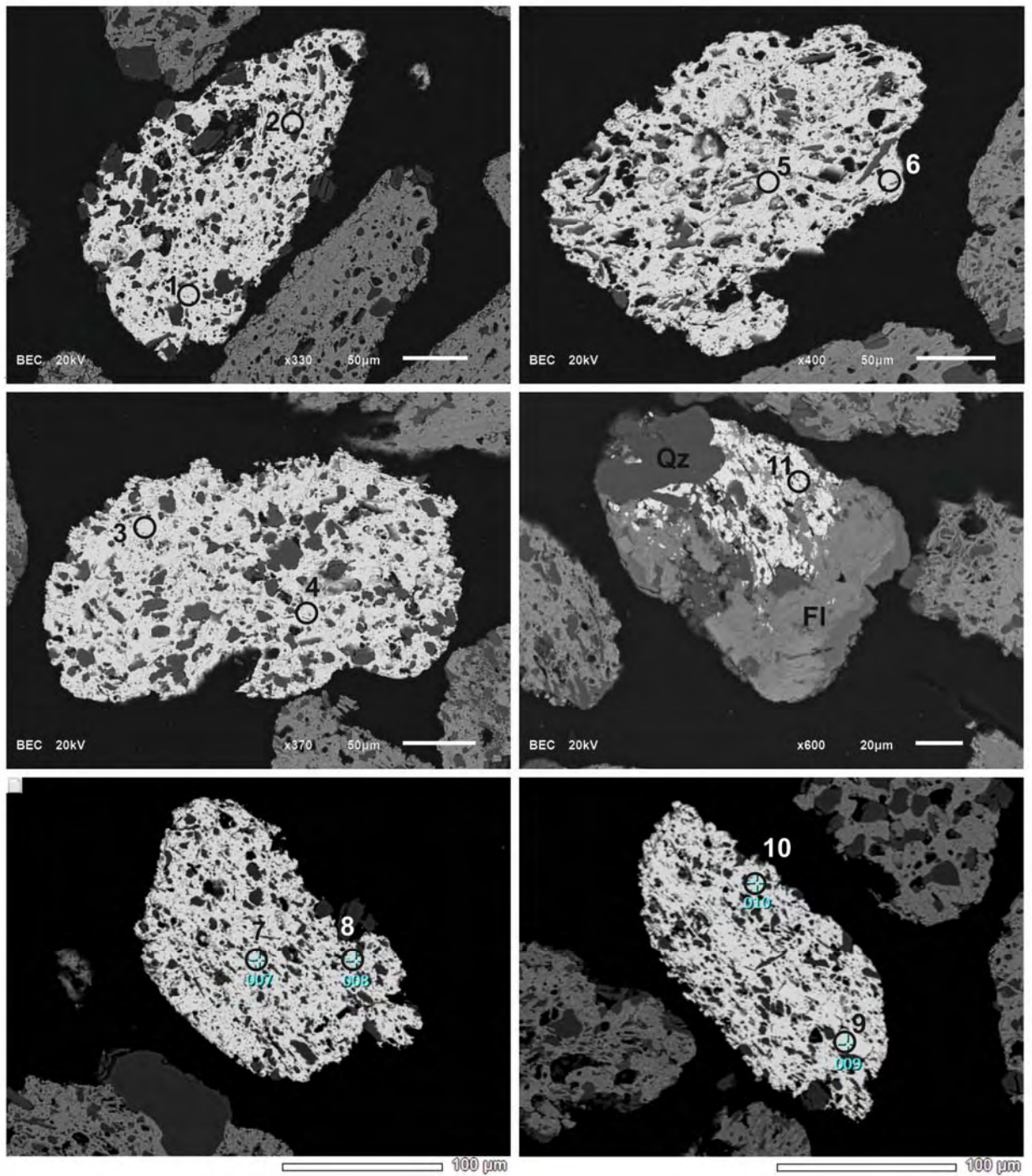


Рис. 3.3.1. BSE-изображение монацита из Пижемского месторождения.

По причине редкого присутствия в шлиховых пробах Пижемского месторождения зерен монацита и их затрудненной диагностики, дальнейшее изотопно-геохимическое исследование методом LA-ICP-MS не проводилось.

Проявление Ичетью

Был проанализирован монацит из 20 шлиховых проб (табл. 3.3.2). Предварительно состав монацита был изучен методом SEM-EDS в ИГГД РАН (табл. 3.3.3). Содержание 30 редких элементов в 84 зернах монацита (табл. 3.3.4) было определено методом LA-ICP-MS в лаборатории Геологической службы Дании и Гренландии (GEUS).

Практически в каждой пробе выделено две разновидности монацита, которые достигают 1–2 мм в поперечнике (рис. 3.3.2, 3.3.3, 3.3.4). Преобладает непрозрачный серый (бурый, черный) глобулярный монацит, неодим-цериевый по составу. Зерна этого типа часто округлой формы и линзовидные, со следами растворения на внешних границах. Характерно замещение порового пространства кварцем и флоренситом (Макеев, Вирюс, 2013).

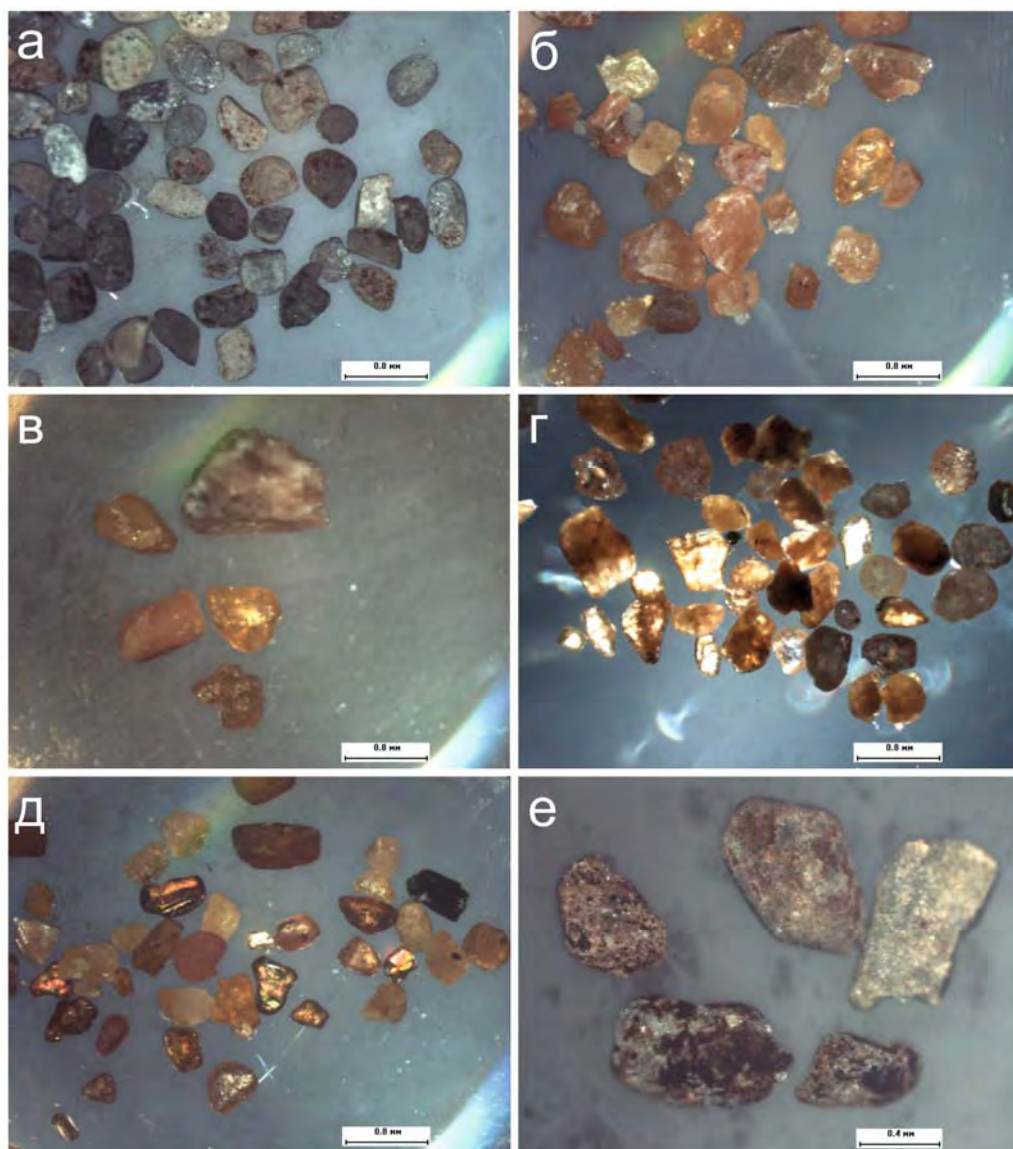


Рис. 3.3.2. Изображения зерен монацита (б, в, г, д) и куларита (а, е) из проявления Ичетью, снятые под бинокляром.

В отечественной литературе монацит с такими характеристиками называют куларитом (Некрасов, Некрасова, 1983; Кременецкий, 1993), однако, за рубежом этот термин не получил распространения и в настоящее время не используется. В BSE изображения зерна куларита имеют светло серый окрас и неоднородное строение, в большом количестве присутствуют вкрапления кварца и флоренсита, заполняющие поровое пространство. Методом EDS был определен состав главных элементов. Содержания главных элементов в краевой и центральной части зерна сильно отличается. По данным микронзондового анализа отмечена внутризерновая зональность куларита, заключающаяся в повышении к краю зерен содержания La и понижению – Nd, содержание Ce при этом или остается неизменным, или незначительно повышается (табл. 3.3.3). Аналогичная зональность отмечалась и другими исследователями, например, для куларита из карьера у скалы Золотой Камень также была установлена зональность, заключающаяся в повышении от центра зерна к краю содержания La и Ce и понижении – Nd (Колонин и др., 2009).

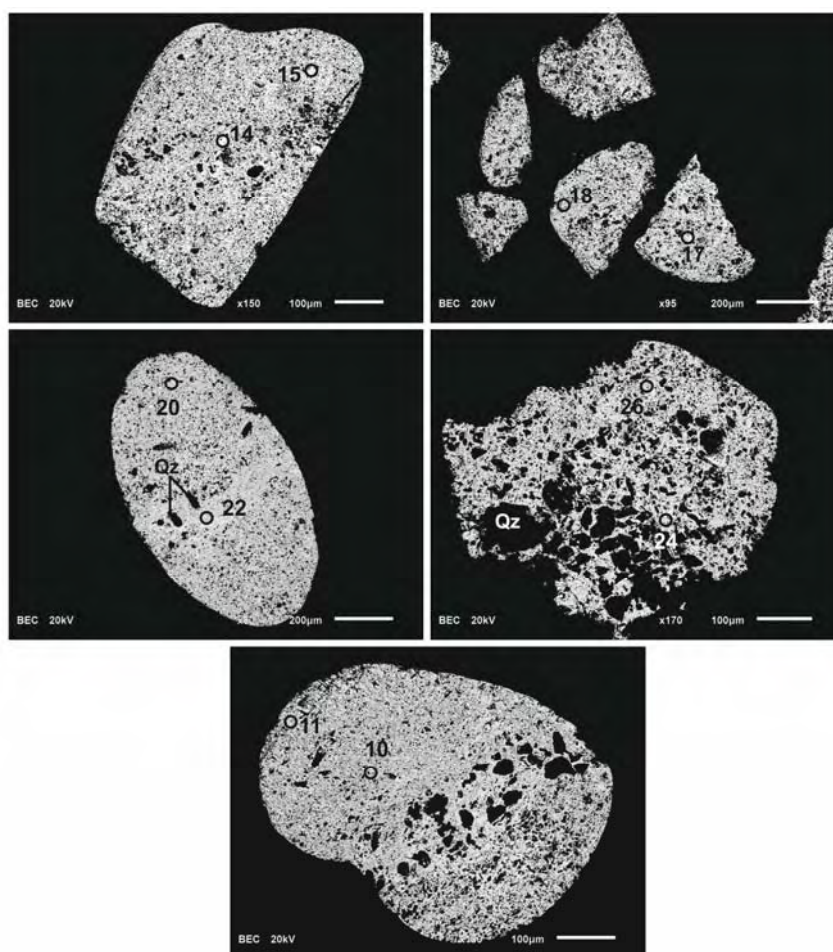


Рис. 3.3.3. BSE-изображение куларита (неодим-цериевого монацита) из проявления Ичетью.

Монацит обычного желтоватого оттенка представлен в подчиненном количестве, по составу он лантан-цериевый. Удлиненные кристаллы характеризуются однородным монокристаллическим внутренним строением, а их относительно хорошая сохранность свидетельствует о близком коренном источнике (Макеев, Вирюс, 2013). По данным микрозондового анализа монацит демонстрирует отсутствие зональности при сравнении состава центральной и краевой частей зерен (табл. 3.3.3), при этом заметен разброс в соотношении LREE между индивидуальными зёрнами.

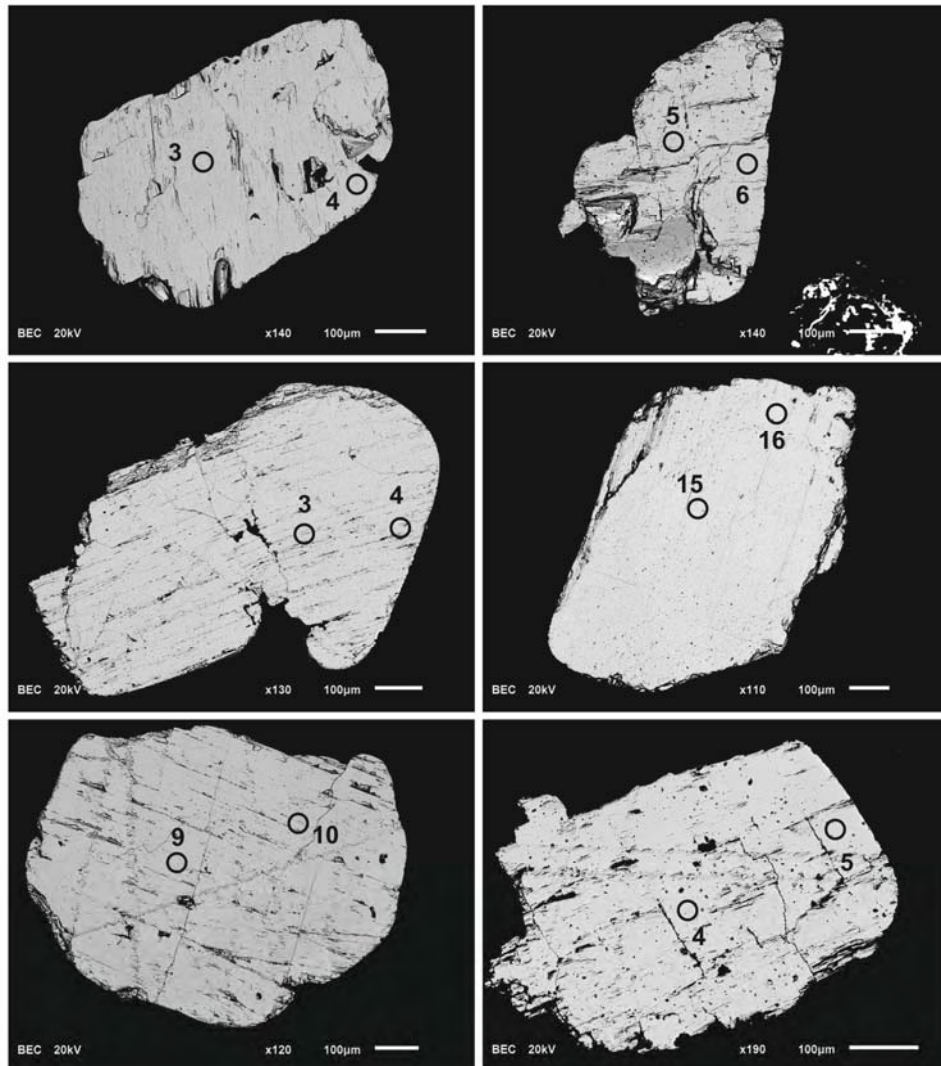


Рис. 3.3.4. BSE-изображение лантан-цериевого монацита из проявления Ичетью.

На тройной диаграмме La-Ce-Nd точки составов монацита образуют единый тренд, выпуклый к вершине Ce (рис. 3.3.5). Из трех сравниваемых LREE для большинства зерен максимальное содержание (около 50 отн. %) установлено для Ce, причем это характерно в большей степени для желтого монацита. В некоторых зёрнах куларита содержание Nd превышает 50 отн. %. В желтом монаците относительное содержание La не достигает 50 отн. %.

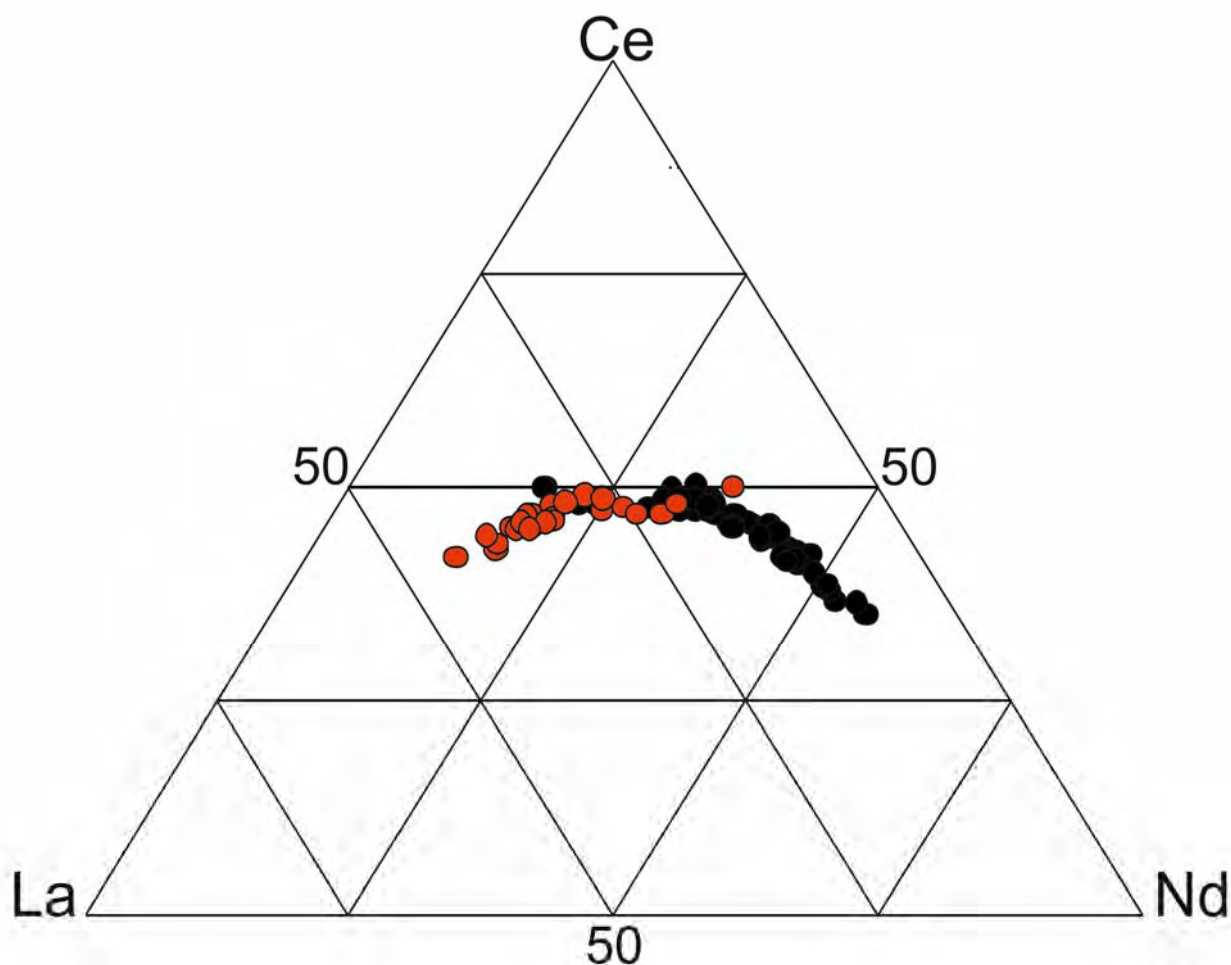


Рис. 3.3.5. Тройная диаграмма La-Ce-Nd для монацита из проявления Ичетью. Здесь и на последующих рисунках фигуративные точки куларита показаны черными значками, монацита – красными значками.

Спектры распределения REE в монаците из рудопроявления Ичетью отличаются высокой степенью дифференцированности в области HREE, в большей степени, проявленной для желтого монацита (рис. 3.3.6). В куларите спектры распределения в области LREE практически горизонтальны. В желтом монаците Eu-аномалия не проявлена (Eu/Eu^* в среднем 0.93), а содержание почти всех REE (за исключением La и Ce) меньше, чем в куларите. Содержание Ce примерно совпадает для обеих разновидностей монацита. В куларите проявлена слабая отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* в среднем 0.68). Для куларита установлено «сгущение» спектров распределения REE, в отличие от желтого монацита, в котором содержание HREE заметно варьирует.

Монацит/Хондрит

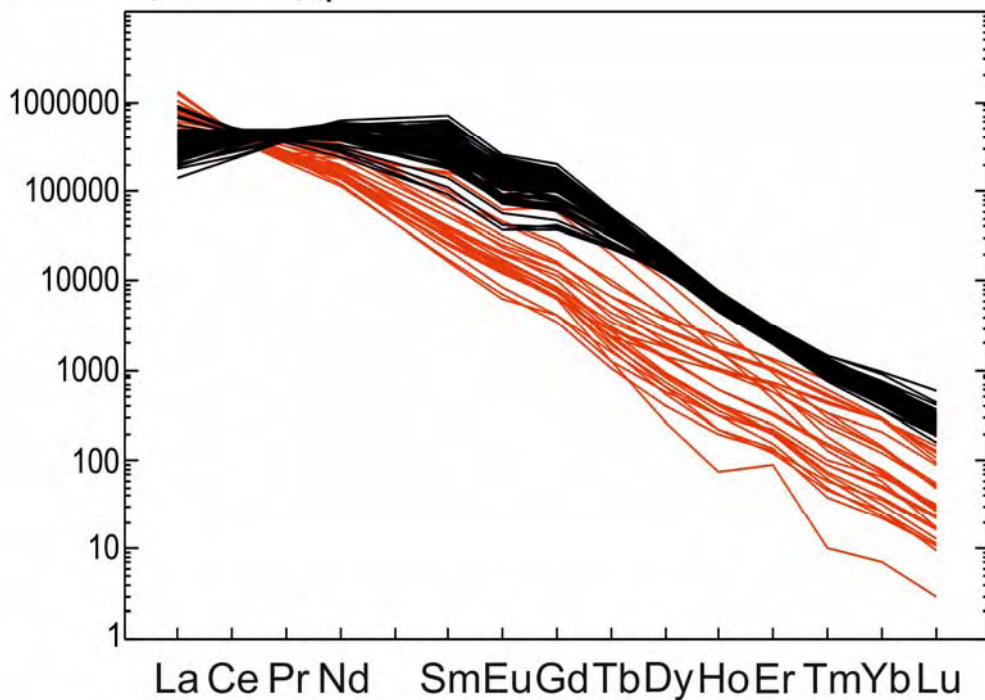


Рис. 3.3.6. Спектры распределения REE в куларите и монаците из проявления Ичетью.

Характер распределения REE в монаците является одним из информативных признаков, позволяющих судить о его генезисе (Williams et al., 2007). Монацит наиболее характерен для плюмазитовых гранитов, пегматитов, а также гидротермальных месторождений. В щелочных породах, в частности в карбонатитах, монацит распространен в гораздо меньшей степени, во многом это связано с тем, что высокое содержание СаО в расплавах приводит к преимущественной кристаллизации апатита и алланита, которые практически целиком концентрируют в своем составе LREE, присутствующие в расплаве. Соответственно, на долю монацита LREE не остается. Среди метаморфических пород монацит наиболее распространен среди метапелитов амфиболитовой и гранулитовой фаций (Williams et al., 2007).

Сравнение характера спектров распределения REE в монаците различного генезиса позволило выделить типовые спектры, по которым, в свою очередь, можно устанавливать происхождение исследуемого монацита (рис. 3.3.7).

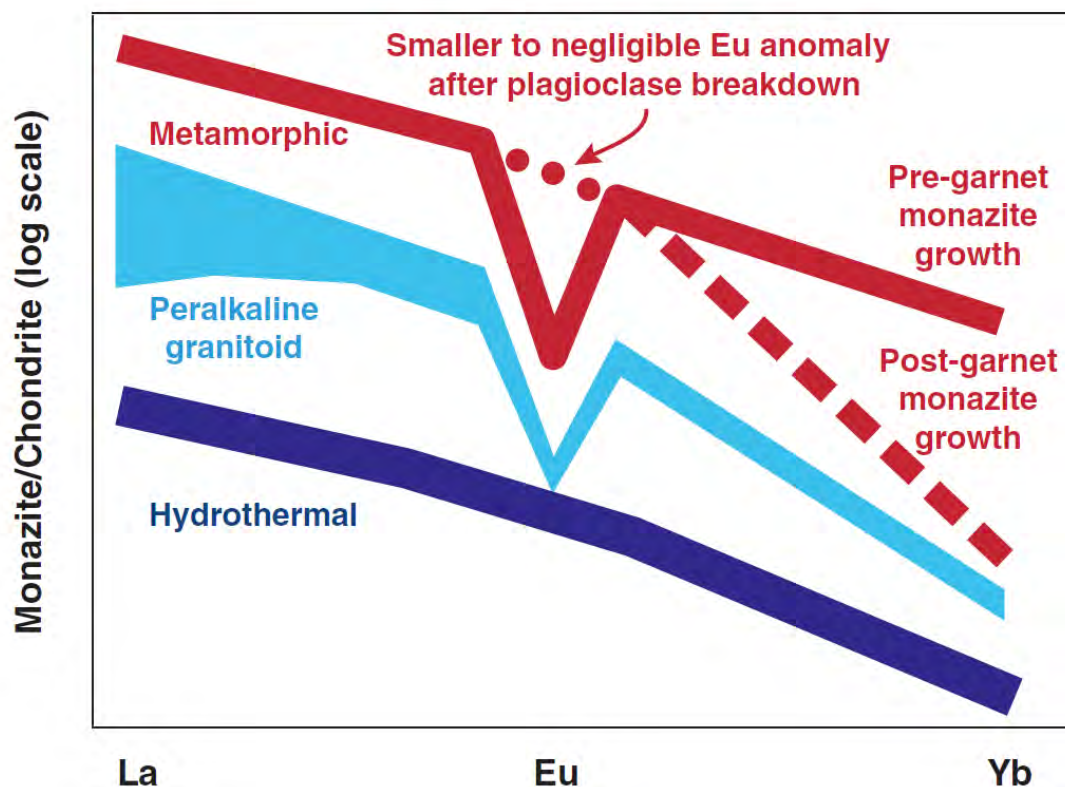


Рис. 3.3.7. Обобщенные спектры распределения REE в монаците различного генезиса – метаморфического, магматического и гидротермального, по (Williams et al., 2007). Вертикальная ось изображена вне масштаба.

Наиболее постоянный характер спектров в монаците из гранитоидов – для него характерны дифференцированный характер распределения REE и четко проявленная отрицательная Eu-аномалия. Характер распределения REE в монаците из гранитоидов может сохраняться даже при наложенном воздействии флюидов в постмагматическую стадию (Schaltegger et al., 2005). Монацит метаморфического генезиса отличается более высоким, по сравнению с магматическим, но также дифференцированным, уровнем содержания REE. Отрицательная Eu-аномалия, как правило, присутствует в монаците метаморфического генезиса, однако, на нее может оказывать влияние характер минерального парагенезиса. Если монацит кристаллизуется после реакций с распадом плагиоклаза, то отрицательная Eu-аномалия становится редуцированной или вообще исчезает. Опережающая кристаллизация граната – главного минерала-концентратора в породе HREE приводит к обеднению монацита этими элементами (Zhu, O’Nions, 1999; Williams et al., 2007). Особенно отличаются спектры распределения REE в монаците гидротермального генезиса – пониженным содержанием всех REE и отсутствием отрицательной Eu-аномалии (рис. 3.3.7). Монацит из карбонатитов имеет большое сходство по распределению REE с монацитом гидротермального генезиса (Zhu, O’Nions,

1999; Kim et al., 2005). Пониженное содержание в монаците REE объясняется их вхождением в состав бастнезита – более распространенного в карбонатитах, чем монацит, минерала-концентратора REE. Однако монацит из карбонатитов зачастую отличается высоким содержанием Sr (до 7-8 мас.% SrO, Chakhmouradian, Mitchell, 1998) и Ba, что не фиксируется в монаците обоих типов из проявления Ичетью (табл. 3.3.4).

Не менее важным для выяснения генезиса монацита критерием, чем характер распределения REE, является уровень содержания в нем Th. Именно для гидротермального монацита типоморфным признаком является резко пониженное содержание Th и, соответственно, Th/U отношение (Schandl, Gorton, 2004; Taylor et al., 2015). Характерной особенностью монацита из рудопроявления Ичетью является крайне низкое содержание Th, для большинства зерен не превышающее 1 мас.%. В желтом монаците содержание Th в целом меньше, чем в куларите, хотя диапазон содержания Th несколько пересекается (табл. 3.3.4). На диаграмме соотношения величины Th/U отношения и содержания Th (рис. 3.3.8) и куларит, и монацит попадают в область составов гидротермального монацита.

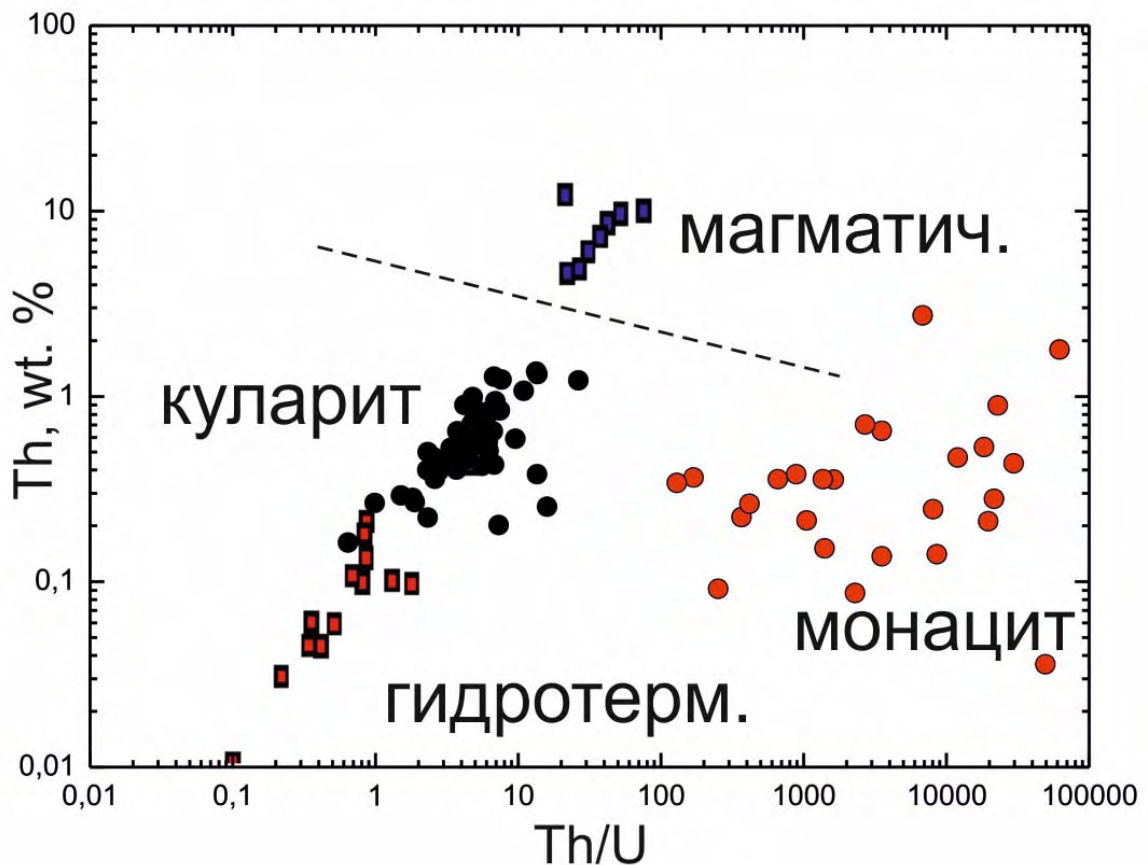


Рис. 3.3.8. Соотношение величины Th/U отношения и содержания Th в куларите и монаците из проявления Ичетью. Показаны составы магматического и гидротермального монацита из золоторудного месторождения в Калифорнии (Taylor et al., 2015).

На диаграмме соотношения содержания оксидов Th и U, в сравнении с монацитом из различных типов пород (Janots et al., 2012), оба типа монацита из проявления Ичетью также соответствуют составам гидротермального монацита (рис. 3.3.9). Содержание U в желтом монаците экстремально низкое, для большинства зерен оно находится в интервале 0.1-10 ppm. В куларите среднее содержание U составляет около 1300 ppm (таблица 3.3.4). Соответственно, Th/U отношение для желтого монацита гораздо выше (минимальное значение составляет 129, максимальное – 62153), чем у куларита (Th/U отношение варьирует от 0.64 до 26.35 при среднем значении около 5). Поля составов куларита и желтого монацита на диаграмме Th-U при построении в логарифмическом масштабе (рис. 3.3.10) не пересекаются, область точек составов куларита отличается большей компактностью, чем в случае с желтым монацитом. Желтый монацит, по сравнению с куларитом, характеризуется пониженным содержанием практически всех REE элементов, за исключением La и Ce.

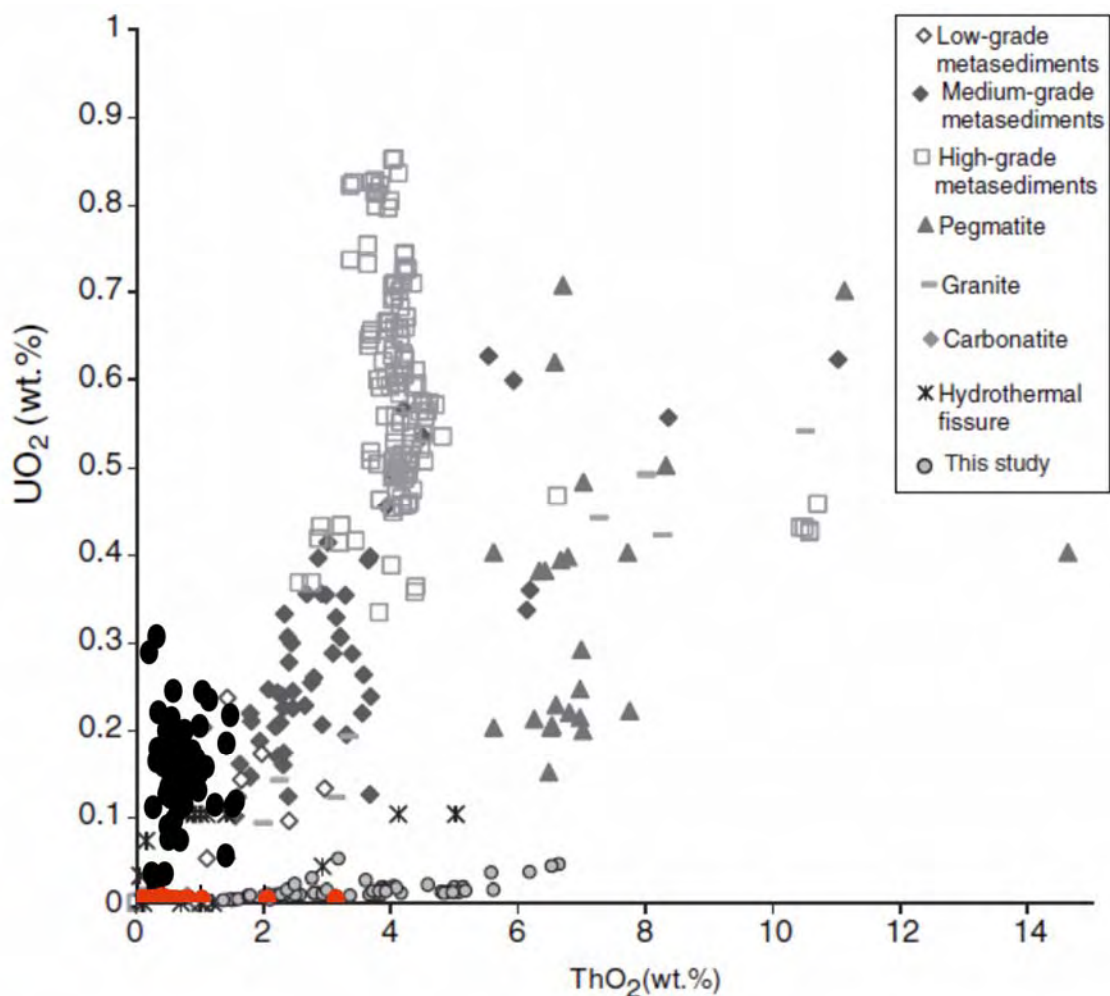


Рис. 3.3.9. Соотношение содержания ThO₂ и UO₂ (пересчитанные данные LA-ICP-MS) в куларите и монаците из проявления Ичетью. Показаны составы монацита различного генезиса (Janots et al., 2012).

Для большинства элементов фигуративные точки и поля куларита и желтого монацита на диаграммах не пересекаются (рис. 3.3.10), а поля составов куларита отличаются компактностью по сравнению с желтым монацитом.

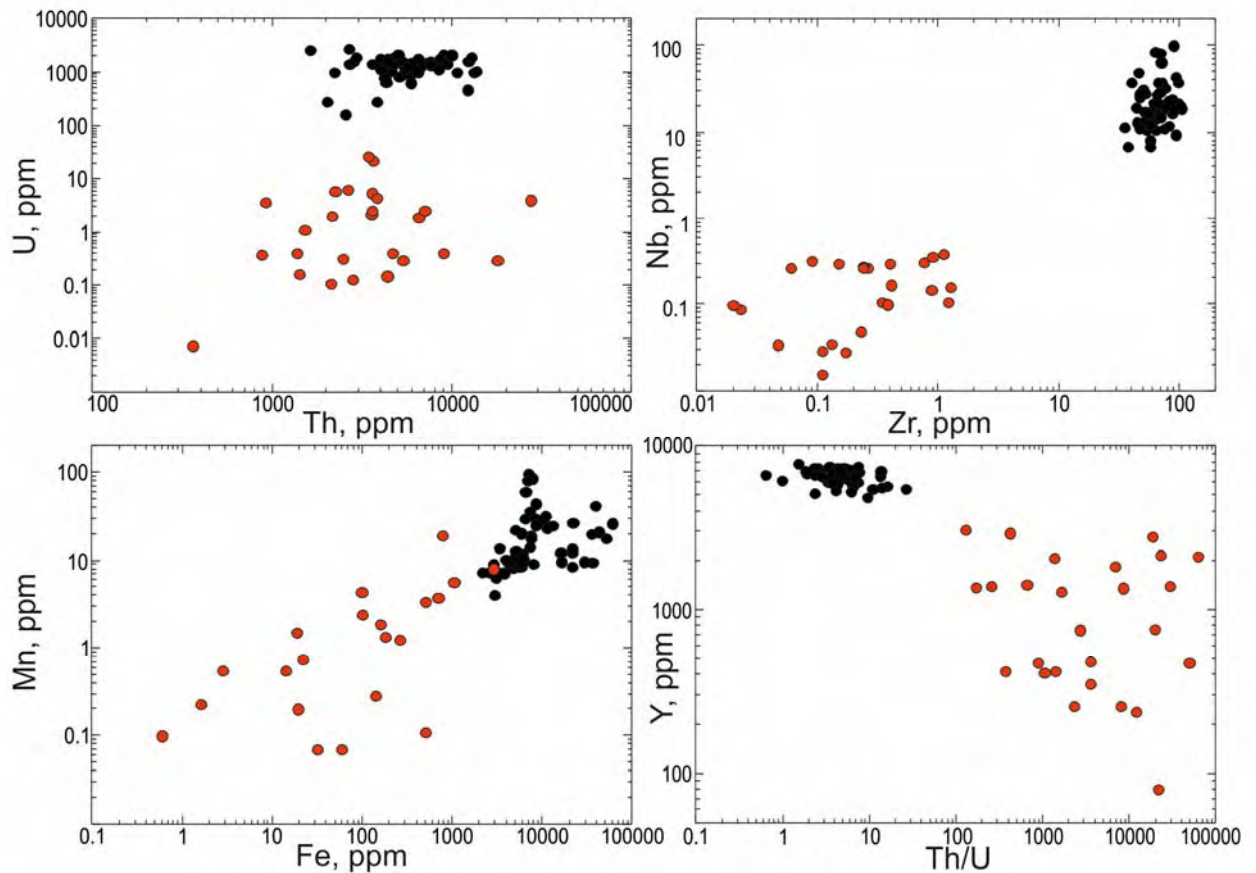


Рис. 3.3.10. Соотношение ряда элементов в куларите и монаците из проявления Ичетью.

Факторный анализ. Обработка данных по составу монацита (LA-ICP-MS метод), проведенная методом главных компонент факторного анализа с предварительным логарифмированием аналитических данных показала, что в координатах главных факторов с весами 76.7 и 8.6 % фигуративные точки куларита и монацита обособлены по первому фактору (табл. 3.3.5 и 3.3.6; рис. 3.3.11). По первому фактору все проанализированные элементы делятся на две группы: 1) преимущественно входящие в состав желтого монацита (La и Ce), содержание которых в обоих типах монацита из проявления Ичетью имеет области пересечения (Th, Ca, Sr и отчасти Ba, рис. 3.3.12); и 2) преимущественно входящие в состав куларита (остальные редкие элементы).

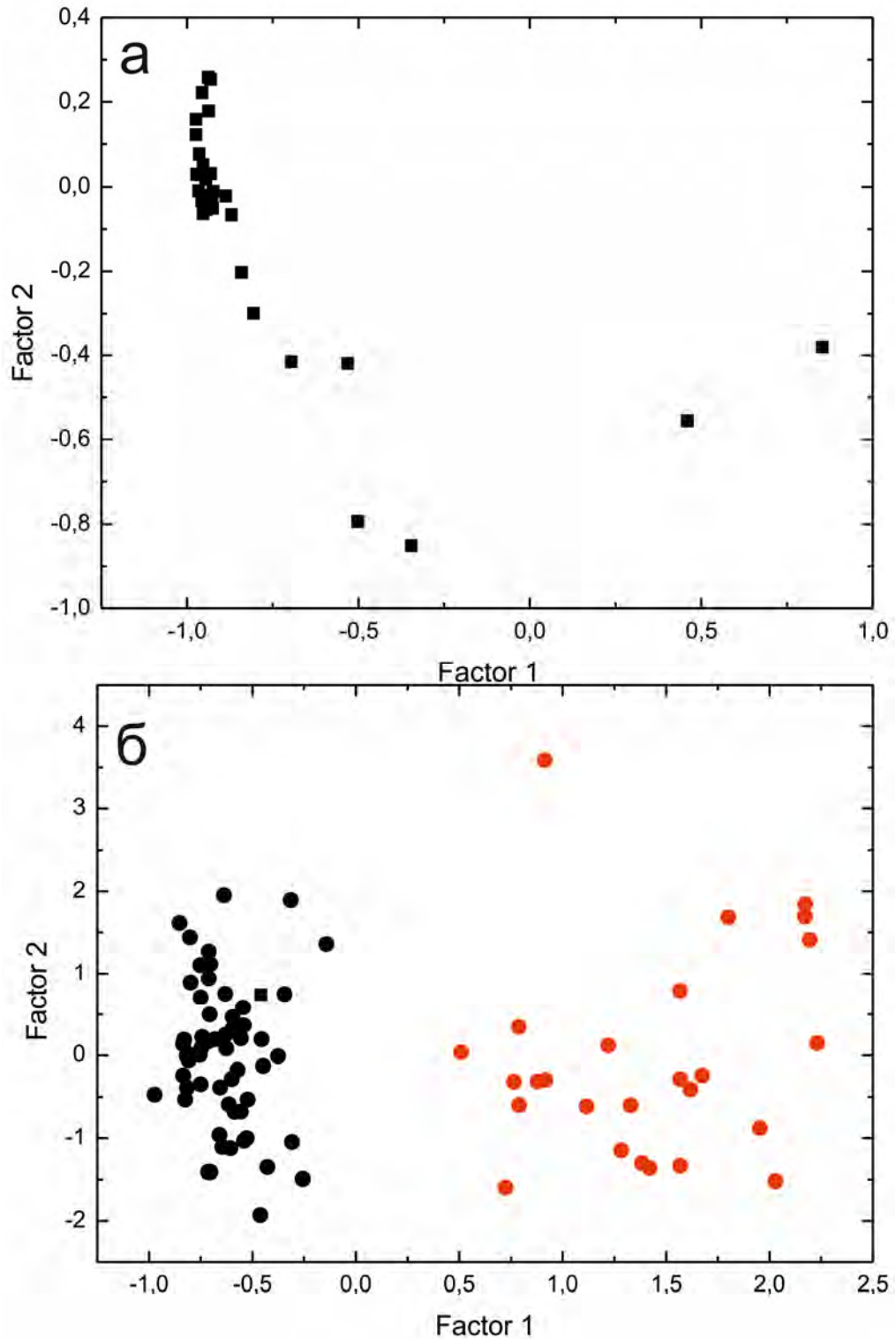


Рис. 3.3.11. Диаграмма факторных нагрузок и значений факторов для куларита и монацита из проявления Ичетью. Вес первого фактора 76.7%, второго – 8.57%.

По второму фактору обособлены два элемента – Ca и Sr (рис. 3.3.11), хорошо коррелирующие между собой и имеющие значительную область перекрытия составов при сравнении куларита и монацита из проявления Ичетью (рис. 3.3.12). Первый фактор можно проинтерпретировать как контрастность составов двух типов монацита – куларита

и желтого монацита, вероятней всего связанная с их происхождением из различных источников. Второй фактор проинтерпретировать сложнее, возможно, он отражает вклад щелочных порол (карбонатитов?) как потенциального источника монацита для проявления Ичетью.

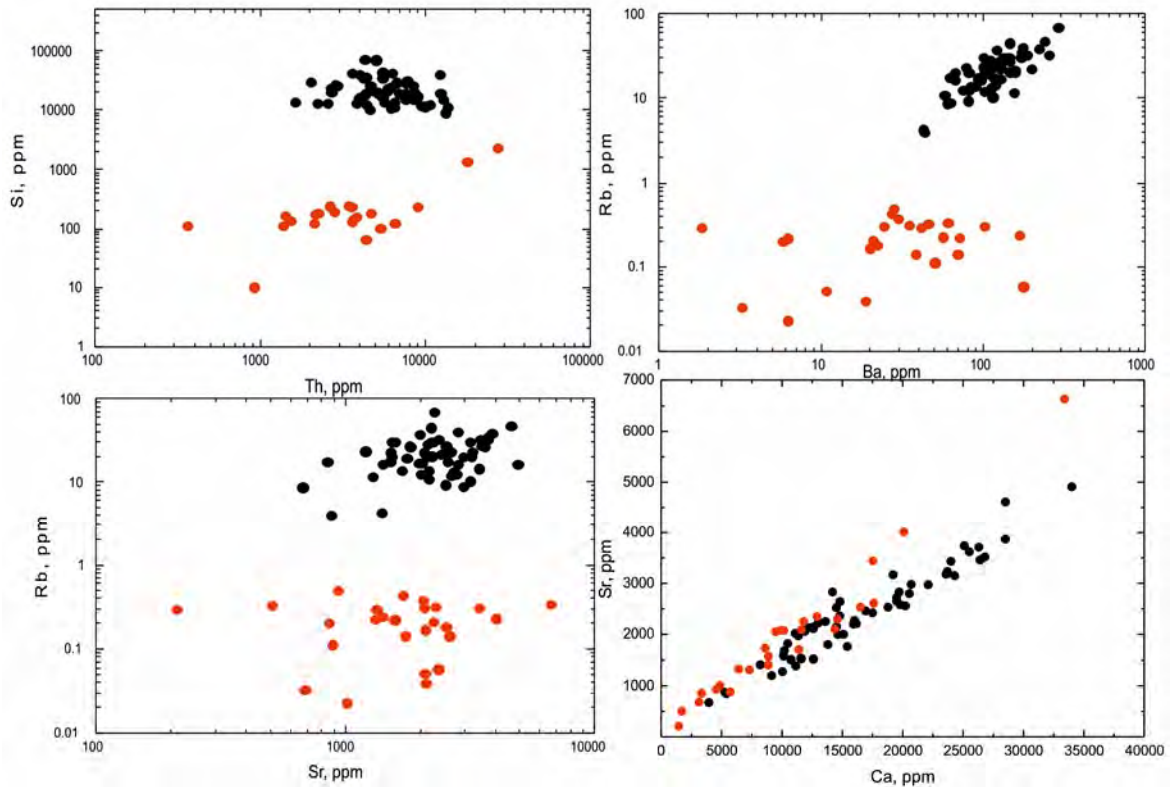


Рис. 3.3.12. Соотношение ряда редких элементов в куларите и монаците из проявления Ичетью.

Главным вопросом является генезис рассматриваемого монацита. В первую очередь, по крайне низкому содержанию Th, а также другим геохимическим признакам – пониженному содержанию ряда редких элементов, отсутствию заметной отрицательной Eu-аномалии, и куларит, и желтый монацит относятся к гидротермальному монациту (Schandl, Gorton, 2004). Рядом исследователей (Read et al., 1987; и др.) куларит рассматривается не как минерал россыпей, а как результат перекристаллизации монацита из иных источников под воздействием флюида. Установлено, что под воздействием флюида при температурах около 300°C и ниже происходит образование вторичной гидротермальной генерации монацита с некоторым повышением в нем содержания La, Ce и Nd при значительном понижении – Th, U, Y, Pb и Si (Seydoux-Guillaume et al., 2012). Задokumentированы случаи, когда флюид в условиях зеленосланцевой фации приводит к значительному перераспределению Y и REE из монацита в сосуществующий апатит (Harlov et al., 2002). Установленная для куларита из рудопроявления Ичетью (наши

данные), а также в работе (Колонин и др., 2009) зональность, заключающаяся в повышении от центра зерна к краю содержания La и Ce и понижении – Nd, может быть объяснена различной подвижностью и фракционированием REE в процессе их взаимодействия с гидротермальными растворами.

Важным вопросом является аспект генезиса монацита из проявления Ичетью как аутигенного минерала, или как ксеногенного, т.е. испытавшего транспортировку по принципу перемещения из промежуточного коллектора. Второй вариант предполагает, что все особенности состава и последующие преобразования, проявленные, например, в зональности куларита, произошли ранее в ином месте. Изотопно-геохимические данные, подтверждающие аутигенный генезис, будут приведены ниже.

Рассмотрим хорошо известные особенности состава монацита из классических россыпей, где его генезис очевиден. Статистические данные по составу монацита из россыпей атлантического побережья Северной Америки (143 анализа, Vern et al., 2016) дали медианное содержание Th 4.11 мас.% (MAD 0.88 мас.%, все анализы попадают в интервал 3σ), практически на порядок превышая соответствующие значения для монацита из проявления Ичетью (табл. 3.3.4). Среднее содержание Y в монаците из прибрежных россыпей составляет 1.39 мас.%, что также превышает значения для монацита из проявления Ичетью. Данные по составу монацита из россыпей юго-западного побережья Индии (57 анализов, Perumalsamy et al., 2016) дают медианное значение 9.49 мас.% ThO₂. Результаты исследования монацита из россыпей уже юго-восточного побережья Индии дали близкое среднее значение ThO₂ равное 10.2 мас.%, кроме того, в монаците была установлена отрицательная Eu-аномалия (Mohanty et al., 2003). Общеизвестно, что характерной чертой монацитовых россыпей (т.н. монацитовых песков) является повышенное содержание изоморфного Th, что даёт высокий фон естественной радиоактивности (Goodenough et al., 2018) и создает определенные трудности при их промышленной переработки. Напротив, аутигенный монацит характеризуется повышенным содержанием Eu, что приводит к исчезновению отрицательной Eu-аномалии и характерному горбообразному профилю в области легких REE (Alipour-Asll et al., 2012). Поэтому анализ данных по составу монацита из типичных россыпей свидетельствует о невозможности формирования скоплений монацита в проявлении Ичетью как перемещенной россыпи, а предполагает его аутигенный генезис. Таким образом, для рудопроявления Ичетью установлены два типа гидротермального монацита, контрастно отличающихся по составу: лантан-цериевый монацит желтого цвета и неодим-цериевый куларит (серый монацит). Последний, судя по высокому содержанию включений кварца,

участвовал в процессе лейкоксенизации ильменита (возможно, они с ильменитом составляли единую первичную минеральную ассоциацию). В процессе гидротермальной переработки два типа монацита были перемещены из двух разных источников и затем объединены и теперь составляют единую минеральную ассоциацию в алмазонасных конглобракциях проявления Ичетью.

3.3.3 Изотопно-геохимическая характеристика монацита из рудопроявления Ичетью

Результаты датирования куларита и монацита из проявления Ичетью методом LA-ICP-MS приведены в табл. 3.3.7. При анализе данных выяснилось, что как для куларита, так и для монацита характерно расхождение значений ^{238}U - ^{206}Pb -возраста и ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста (рис. 3.3.13). Для куларита фиксируется четкий пик ^{238}U - ^{206}Pb -возраста с отметкой 1000–1100 млн. лет. Определенный в тех же точках и одновременно с ним ^{232}Th - ^{208}Pb -возраст дает непересекающийся с ^{238}U - ^{206}Pb -возрастом сложно построенный пик 550-700 млн. лет, максимум для которого приходится на значение возраста 650-700 млн. лет (рис. 3.3.13а).

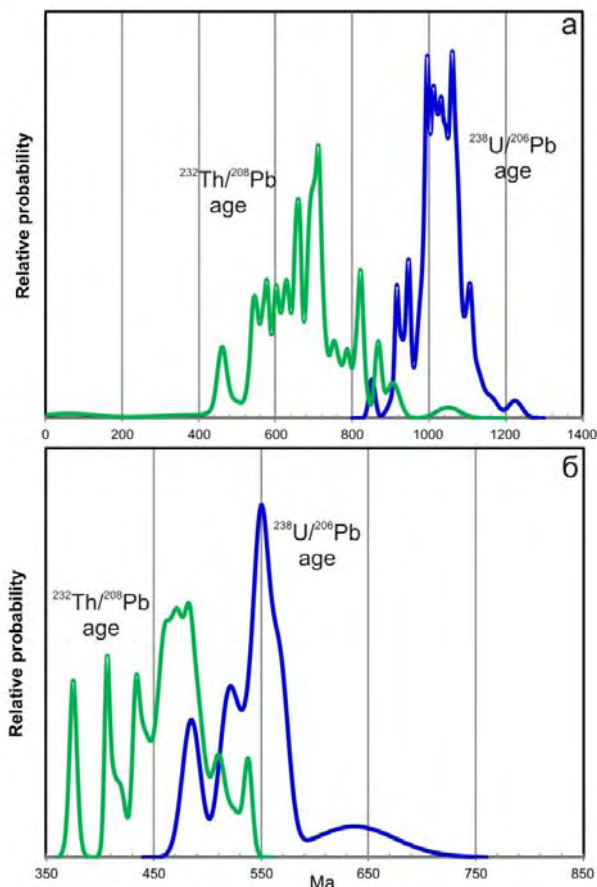


Рис. 3.3.13. Вероятностный PDF-график для куларита (а) и монацита (б) из проявления Ичетью.

Для монацита часть значений U-Pb-возраста, с большой величиной дискордантности, приводящей к лишним геохронологическому смыслу расчетным значениям возраста, была исключена из рассмотрения (прочерки в табл. 3.3.7). Точки анализа монацита с парными значениями ^{238}U - ^{206}Pb -возраста и ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста продемонстрировали большую сходимость, чем в случае с куларитом. Пик значений ^{238}U - ^{206}Pb -возраста отвечает 550 млн. лет (рис. 3.3.13б). ^{232}Th - ^{208}Pb -возраст распадается на несколько пиков, из которых наиболее вероятный отвечает 450-500 млн. лет. При этом наблюдается значительное пересечение пиков ^{238}U - ^{206}Pb -возраста и ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста.

И для куларита, и для монацита вероятностный пик ^{238}U - ^{206}Pb -возраста четче локализован и имеет большее значение вероятности, чем соответствующие пики ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста (рис. 3.3.13). Если сравнивать между собой однотипные значения возраста, то заметна контрастность значений ^{238}U - ^{206}Pb -возраста для монацита, с одной стороны, и их большая дифференцированность и размытость для куларита с другой стороны (рис. 3.3.14а).

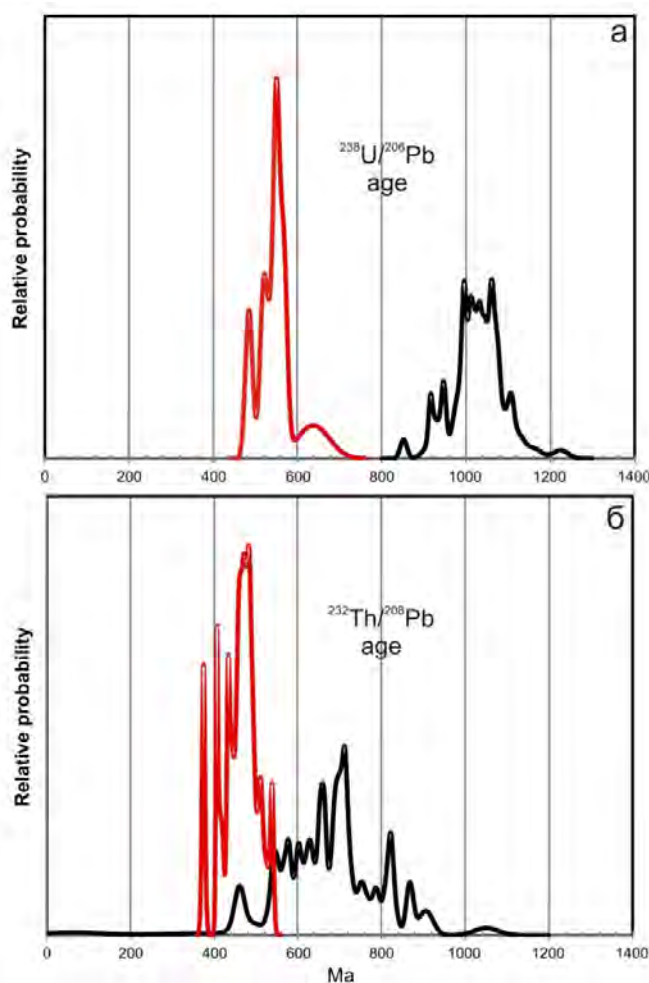


Рис. 3.3.14. Вероятностный PDP-график для ^{238}U - ^{206}Pb -возраста (а) и ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста (б).

Пики не пересекаются даже в их основании. Сравнение пиков ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста демонстрирует область пересечения в интервале 400-550 млн. лет, т.е. на всем основании пика ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста для монацита (рис. 3.3.14б). Определения возраста для монацита укладываются в меньший диапазон значений – т.е. более «кучные» и, соответственно, более вероятные. Это наглядно показано на графике соотношения ^{238}U - ^{206}Pb -возраста и ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста (без учета погрешностей) для куларита и монацита (рис. 3.3.15). Фигуративные точки куларита частично тяготеют к линии равных значений возраста, однако большая часть точек демонстрирует омоложение ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста по сравнению с ^{238}U - ^{206}Pb -возрастом. Вариация значений ^{238}U - ^{206}Pb -возраста для куларита незначительна по сравнению с вариацией значений ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста. Группа точек монацита расположена достаточно компактно и показывает сравнительно небольшое омоложение ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста по сравнению с ^{238}U - ^{206}Pb -возрастом (рис. 3.3.15).

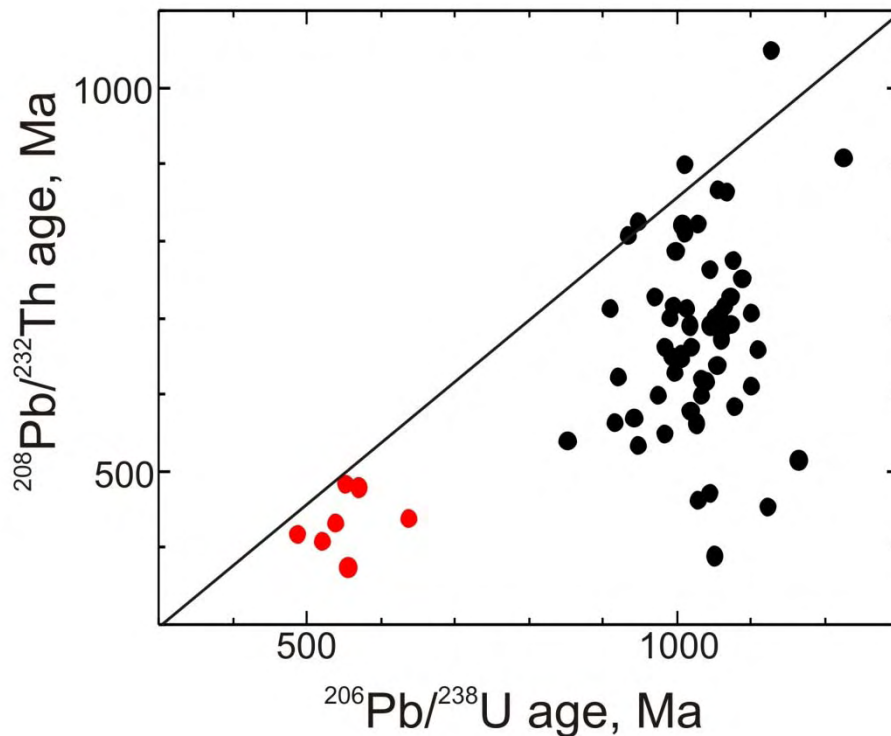


Рис. 3.3.15. Соотношение ^{238}U - ^{206}Pb -возраста и ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста (без учета погрешностей) для куларита (черные значки) и монацита (красные значки) из проявления Ичетью.

Какой-либо зависимости значений ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста от Th/U отношения не установлено. Для куларита характерен сравнительно узкий интервал значений Th/U отношения (0.8-1.0), у монацита он смещается до значений 0.5-0.7, но может в ряде точек превышать 1.0 или составлять около 0.3 (рис. 3.3.16).

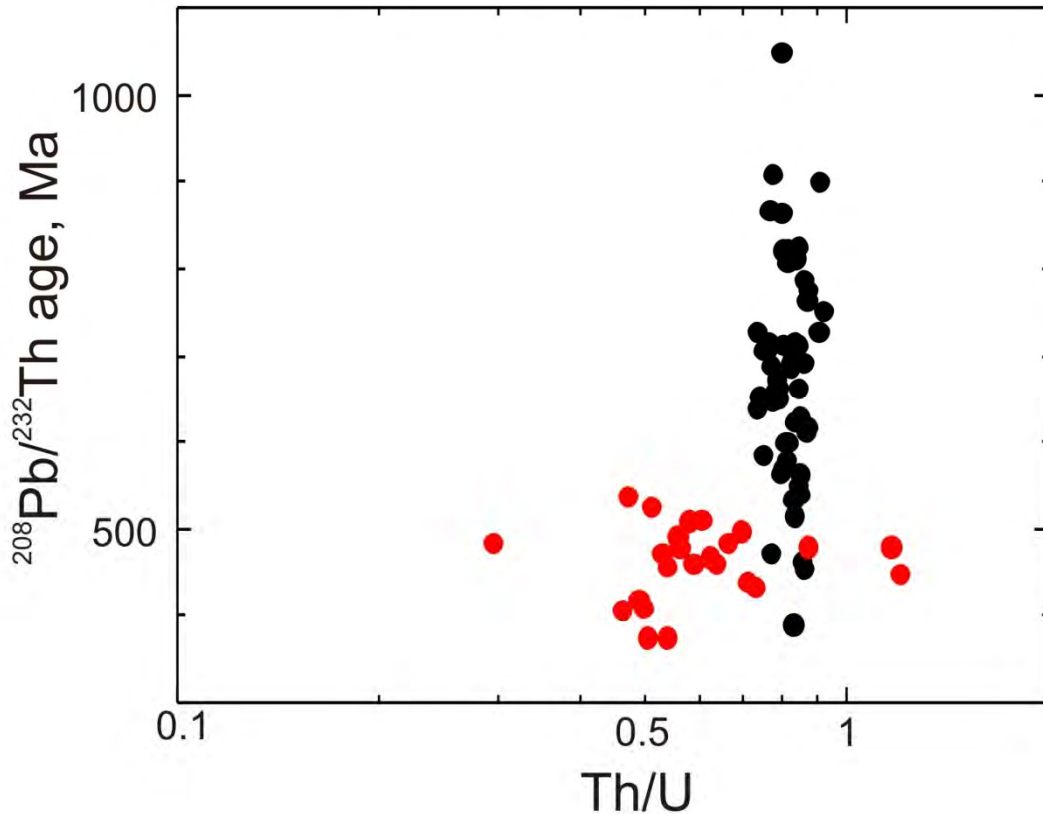


Рис. 3.3.16. Соотношение Th/U отношения и ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста (без учета погрешностей) для куларита (черные значки) и монацита (красные значки) из проявления Ичетью.

При нанесении данных для куларита и монацита на график с конкордией Везерилла (рис. 3.3.17) заметно, что точки анализа для куларита в основном расположены субконкордантно в районе 1000-1100 млн. лет. Часть точек явно имеет более древнюю компоненту радиогенного Pb. Построенная через них дискордия дала значение возраста нижнего пересечения 1031 ± 25 млн. лет и верхнего пересечения 2213 ± 360 млн. лет при СКВО = 4.5. Значительная погрешность верхнего пересечения и высокое значение СКВО не позволяют придавать верхнему пересечению абсолютное значение, однако, даже с учетом погрешности, оно соответствует датировкам свекофеннского возраста, полученным по рутилу из проявления Ичетью (см. раздел 3.2). Точки для монацита компактно, за исключением одной точки, расположены на графике с конкордией Везерилла в районе отметок возраста 500-600 млн. лет (рис. 3.3.17).

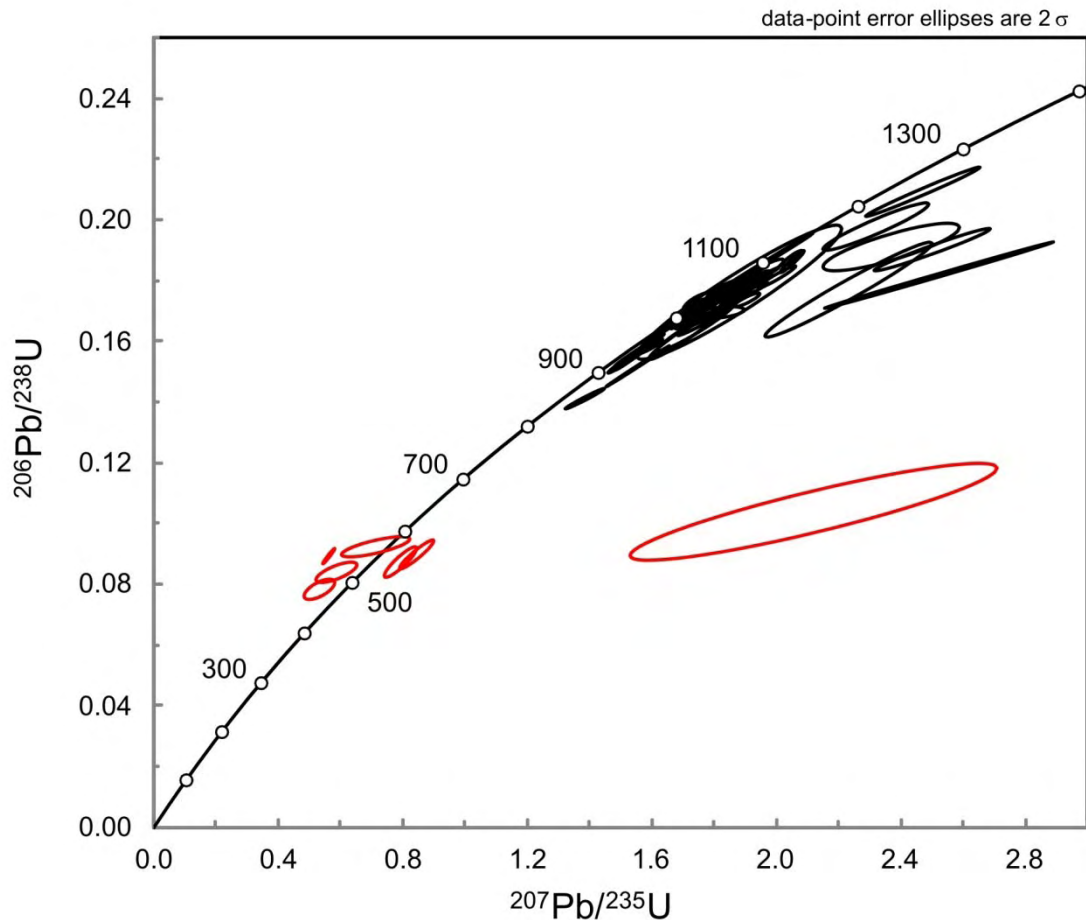


Рис. 3.3.17. Диаграмма с конкордией Везерилла для куларита (черные значки) и монацита (красные значки) из проявления Ичетгью.

На диаграмме с конкордией в координатах $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ видно, что «отставание» ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста от ^{238}U - ^{206}Pb -возраста, особенно проявленное у куларита, обусловлено понижением $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ отношения (рис. 3.3.18). Точно объяснить причину такого понижения $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ отношения достаточно сложно. Если предполагать вынос радиогенного ^{208}Pb при гидротермальных процессах, то следовало бы ожидать сопоставимый по масштабам вынос ^{206}Pb , тем более, что Th/U отношение у куларита близко к 1 (рис. 3.3.16). Этого не происходит с U-Pb-возрастом у куларита, который устойчиво держится на отметках 1000-1100 млн. лет (табл. 3.3.7). Можно предположить фракционирование (привнос) Th в результате гидротермальной деятельности. В условиях незначительного содержания Th в куларите даже относительно небольшой привнос Th может оказать критическое влияние на величину $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ отношения в ходе последующего радиоактивного распада.

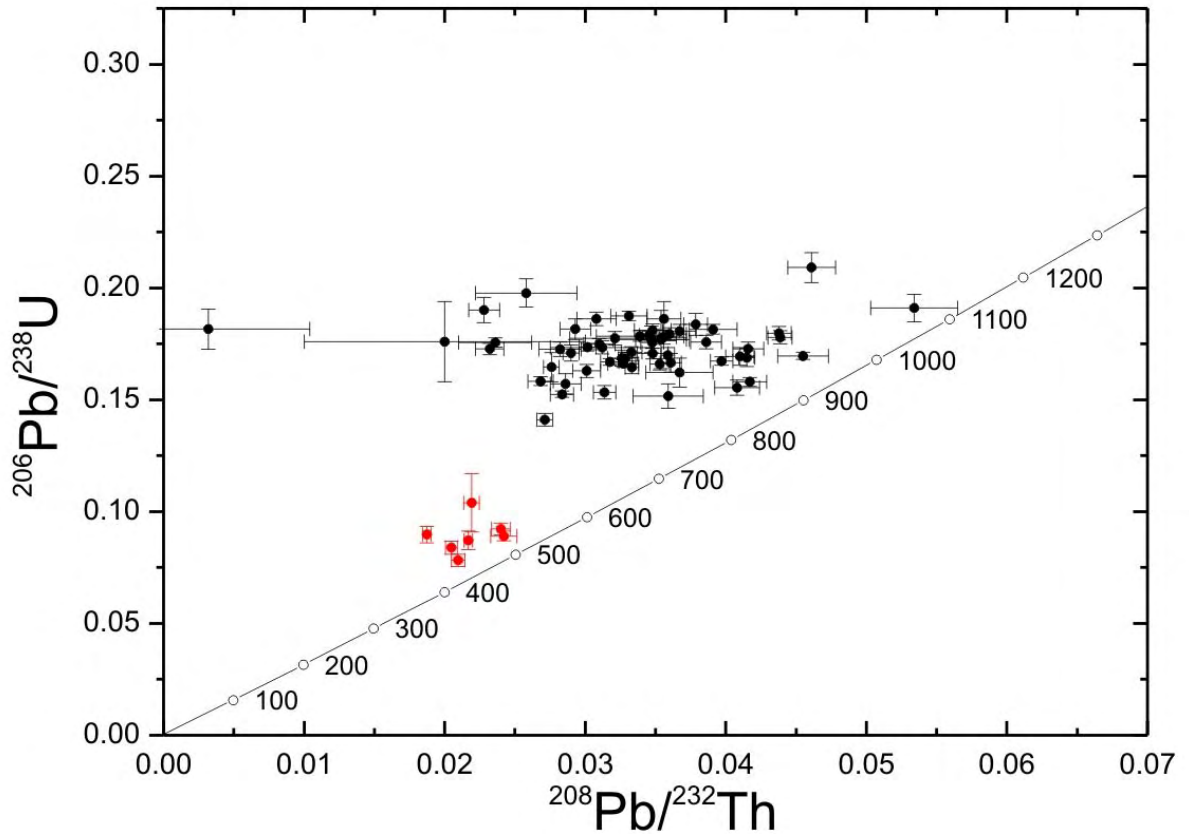


Рис. 3.3.18. Диаграмма с конкордией в координатах $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Дисбаланс U-Pb и Th-Pb изотопных систем в монаците отмечался и ранее. Если в ходе развития локальных методов датирования (SHIME, SIMS, LA-ICP-MS) расхождение значений U-Pb-возраста и Th-Pb-возраста зачастую списывали на проблемы методического плана (Harrison et al., 2002), то в последствии было установлено, что при гидротермальных изменениях монацита только значения ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста дают точную оценку времени этих процессов, а U-Pb система в монаците испытывает сильнейшее нарушение в процессе контаминации общим Pb и фракционирования U относительно Th (Seydoux-Guillaume et al., 2012). Иллюстрация этих возрастных соотношений приведена на рис. 3.3.19.

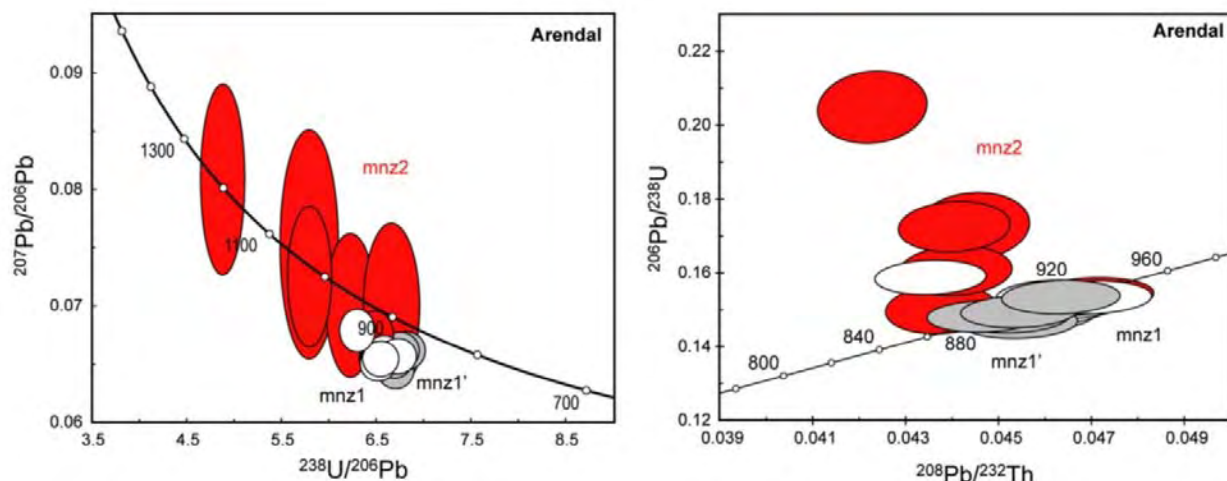


Рис. 3.3.19. Пример расхождения U-Pb-возраста и Th-Pb-возраста для гидротермального монацита из пегматитового проявления Арендал, Норвегия (Seydoux-Guillaume et al., 2012).

Детальное исследование монацита из гранитов при гидротермальных изменениях, включая независимую оценку баланса изотопов Pb, показало, что при изменениях содержания ^{206}PbO , как правило, увеличивается, а содержание ^{208}PbO – уменьшается при ожидаемом уменьшении содержания ThO_2 (Poitrasson et al., 2000). Не исключено, что в случае с монацитом из проявления Ичетью расхождение ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста от ^{238}U - ^{206}Pb -возраста вызвано именно этим фракционированием радиогенных изотопов Pb.

Анализ желтого монацита из проявления Ичетью методом TIMS затруднен по причине низкого содержания U и радиогенного Pb (табл. 3.3.8). На Pb-Pb диаграмме три точки куларита и три точки монацита лежат на эрохроне со значением возраста 1009 ± 39 млн. лет (СКВО = 77, рис. 3.3.20а). Поскольку линия регрессии определяется положением точек куларита, то исключение трех точек монацита дает изохрону с примерно таким же значением возраста 991 ± 45 млн. лет (СКВО = 6.5 рис. 3.3.20б). Это значение возраста совпадает с пиком ^{238}U - ^{206}Pb -возраста для куларита, что позволяет оценивать возрастной интервал 1000–1100 млн. лет как время образования монацита, послужившего «протолитом» для куларита, в породах фундамента Среднего Тимана.

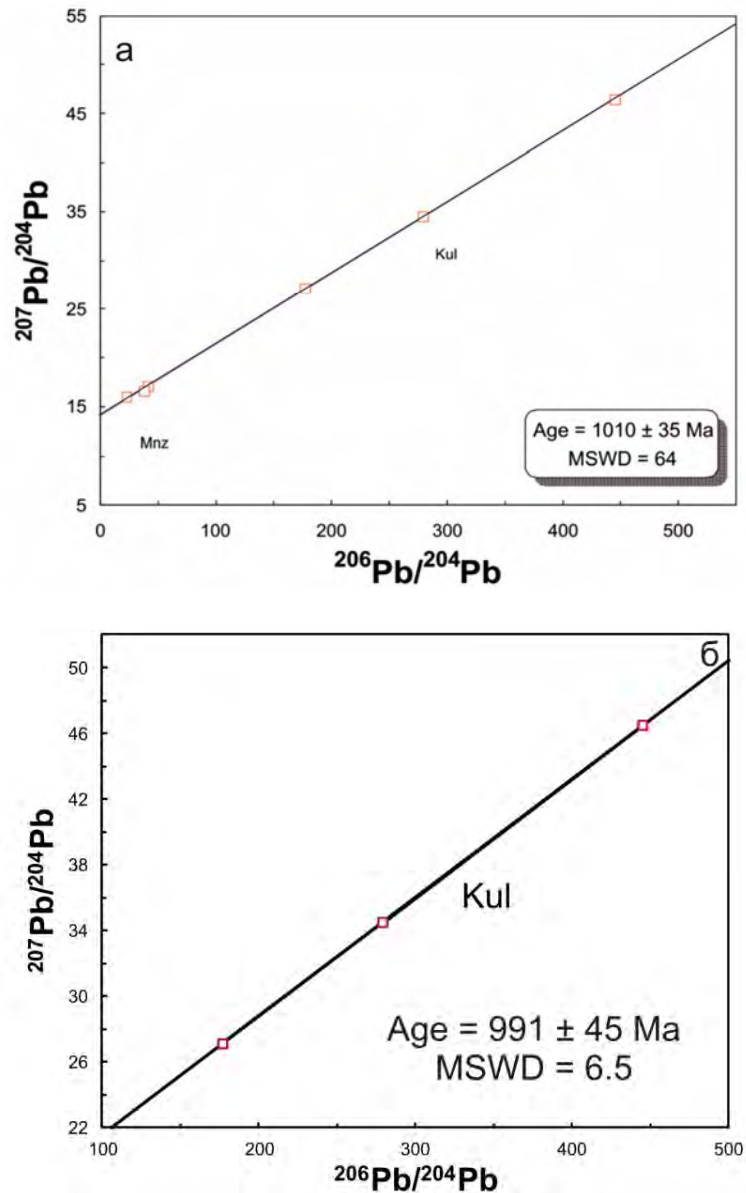


Рис. 3.3.20. Pb-Pb изохронная диаграмма для куларита и монацита (а) и только для куларита (б).

Гидротермальное преобразование куларита, приведшее его к теперешнему облику, произошло примерно в 600 млн. лет. Это событие зафиксировала как в Th-Pb системе куларита, так и в U-Pb и Th-Pb системах желтого монацита. Некоторое расхождение («отставание» датировок по монациту от ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста по кулариту), скорее всего, связано с неустойчивостью структуры желтого монацита, который испытал более сильную гидротермальную переработку, чем куларит. Об этом можно косвенно судить по минимальному содержанию в желтом монаците Th и других редких элементов. Остается открытым вопрос, что послужило первоисточником для гидротермальной кристаллизации желтого монацита из проявления Ичетью. Положение трех проб монацита на общей с куларитом Pb-Pb диаграмме (рис. 3.3.20а) говорит о присутствии в нем пускай и

незначительной компоненты древнего радиогенного Рb. Можно предположить, что желтый монацит является полностью перекристаллизованным монацитом из пород фундамента, но из иного типа пород, чем в случае с куларитом.

Выводы к разделу 3.3

Детальное изотопно-геохимическое исследование монацита из проявления Ичетью локальными методами позволяет сформулировать **третье защищаемое положение** – **Монацит из рудопроявления Ичетью представлен двумя разновидностями (церий-неодимовой и лантан-цериевой), которые по особенностям состава – крайне низкому содержанию Th и ряда других редких элементов, а также отсутствию отчетливо выраженной отрицательной Eu-аномалии имеют гидротермальное происхождение. Ce-Nd глобулярный монацит (куларит) демонстрирует значительное расхождение значений ^{238}U - ^{206}Pb -возраста (1000-1100 млн. лет) и ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста (600-700 млн. лет). Первый возраст отвечает времени кристаллизации куларита в породах фундамента, второй – времени перекристаллизации куларита и монацита в результате интенсивных гидротермальных процессов.**

В процессе интенсивной гидротермальной переработки и перемещения из разных коренных источников две разновидности монацита (церий-неодимовой и лантан-цериевой) были совмещены и теперь составляют единую минеральную ассоциацию в рудоносных конглобрекциях проявления Ичетью.

Глава 4 Обзор гипотез о происхождении рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения

Генезис рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения до сих пор остается предметом острых дискуссий, поэтому ниже будет приведен критический обзор основных существующих представлений, а также обобщены полученные нами новые минералого-геохимические и изотопно-геохимические данные в контексте решения проблемы генезиса рассматриваемых месторождений Среднего Тимана.

4.1 Обзор существующих концепций генезиса рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения

По данным ряда исследователей (Калюжный, 1965, 1982; Игнатъев, Бурцев, 1997; Плякин, Ершова, 2010а, 2010б; и др.) рудопроявление Ичетью и Пижемское месторождение являются россыпями. Проведенный в работах (Плякин, Ершова, 2010а, 2010б) анализ особенностей минерального состава тиманских россыпей и их коренных источников, сравнение строения Ярегской россыпи с Пижемской и Ичетьюской показывают их качественную аналогию. Сходство особо подчеркивается их этажированностью. Все они, по мнению цитируемых авторов, являются продуктами единого девонского коро- и россыпеобразовательного процесса на Тимане. Пижемскую и Ичетьюскую россыпи предлагается объединить по аналогии с Ярегской в единое Умбинско-Средненское месторождение, состоящее из нижней – Пижемской и верхней – Ичетьюской россыпей. Возраст Пижемской россыпи определяется как раннедевонский (эмский), что подтверждается, по мнению (Плякин, Ершова, 2010а, 2010б) возрастом девонских бокситов Тимана. Тем не менее, для Ярегского месторождения была предложена гидротермально-метасоматическая модель образования (Колокольцев, Лисицына, 1992). Гидротермальный генезис проявления Ичетью и Пижемского месторождения рассматривается в серии работ А.Б. Макеева с соавторами (см. список литературы).

Ниже приводится наша критика двух гипотез (как коры выветривания и как россыпи) генезиса рассматриваемых объектов и собственные представления, на основе данных, предоставленных А.Б. Макеевым (ИГЕМ РАН).

Кора выветривания. Эта гипотеза предполагает рассматривать подстилающие рифейские глинистые сланцы лунвожской свиты как источник титана и других полезных компонентов для Пижемского месторождения и рудопроявления Ичетью, концентрация

которых произошла в результате образования кор выветривания рифейских глинистых сланцев.

Рифейские глинистые сланцы лунвожской свиты на Вольско-Вымской граде нигде не образуют полного разреза коры выветривания с трехчленным строением. Повсеместно присутствует только первая стадия преобразования сланцев – физическая дезинтеграция пород с образованием делювия – щебенки и обломков. Химически переработанных верхних частей предполагаемой коры выветривания не установлено. Соответственно, высвободить лейкоксеновую фазу, ильменит, золото, алмазы, колумбит, монацит, ниобиевый рутил и другие рудные минералы из монолитных кусков сланцев без полного их химического разложения не представляется возможным. То же самое относится и к разрезу лунвожской свиты рифейской толщи под Пижемским месторождением. Это подтверждается описанием керна более 100 поисковых скважин, которые обязательно забуривались в сланцы на глубину 3-6 м в породы рифея. Во всех скважинах, кроме дезинтегрированной дресвы сланцев мощностью 0.5–2.0 м, других образований не наблюдалось, ниже дресвы залегают неизменные глинистые микрозернистые полосчатые глинистые сланцы. Титановые руды Пижемского месторождения залегают непосредственно на дезинтегрированных («щебенке») глинистых сланцев.

В глинистых сланцах среднее содержание TiO_2 в среднем 0.5–0.7 мас.%, чтобы создать большую концентрацию титана в рудных малоручейских песчаниках, содержащих 2.8–13.5 мас.%, при среднем около 5 мас.% TiO_2 (Макеев, Макеев, 2009), нужно было бы переработать объем сланцевой толщи в их корах выветривания в 5-8 раз больший, чем объем рудной толщи Пижемского месторождения. Значит должна присутствовать переработанная кора выветривания по сланцам мощностью 100–800 м, что совершенно не реально и нигде не наблюдается. Стоит отметить, что предлагаемые нами в качестве источника титана лампрофиры содержат гораздо большее количество TiO_2 – до 1.9 мас.% (Макеев, Брянчанинова, 2009).

Если перерабатывались и перемещались на близкое расстояние огромные массы кор выветривания по сланцам, то должны были бы образовываться цепочки титановых и полиминеральных месторождений и проявлений на всем протяжении Вольско-Вымской и Четласской гряд. Но таковые проявления никому не известны. Существуют только два месторождения сходного строения, минерального состава и возможно генезиса – Пижемское и Ярегское, расположенные на расстоянии 230 км друг от друга.

Фаза лейкоксена очень хрупкая, она не может переноситься на большие расстояния. Известно, что в ближайшем современном аллювии вокруг Пижемского

месторождения эта фаза в тяжелом шлихе исчезает уже на расстоянии двух километров от месторождения. При соударениях с крупными гравийными частицами в речном аллювии хрупкий лейкоксен дезинтегрируется до пыли. Еще одним аргументом против россыпной гипотезы является игольчатая форма новообразованного рутила в проявлении Ичетью.

Главным критическим возражением первой (как коры выветривания) гипотезы является размерность частиц кварца в глинистых сланцах. В сланцах размерность частиц кварца, по описанию шлифов, составляет 0.03–0.10 мм, редко крупнее. В песчаниках Пижемского месторождения размерность обломков кварца значительно выше, здесь преобладают среднезернистые и крупнозернистые песчаники с зернами совершенно неокатанного остроугольного кварца (0.25–1.0 мм), встречаются прослои гравелитов с размером частиц гальки и брекчии кварцитов и жильного кварца, размер обломков которого составляет 5–10 мм.

Таким образом, подстилающие рифейские глинистые сланцы лунвожской свиты не могут служить субстратом, по которому образовалась малоручейская толща Пижемского месторождения, содержащая по данным ЗАО РУСТИТАН прогнозные ресурсы титановых руд по категории P_1 – 2.5 млрд. т (Макеев и др., 2015ф).

В строении Четласской гряды, расположенной в 60 км юго-западнее Вольско-Вымской гряды (расстояние от Пижемского месторождения) принимают участие, наряду с глинистыми сланцами, мощные толщи кварцитов, выходящие на дневную поверхность. Эта толща рифейских пород (четласской, аньюгской, визингской, новобобровской, светлинской свит) на 100–200 млн. лет древнее глинистых сланцев лунвожской свиты Вольско-Вымской гряды (Макеев и др., 2008). Можно предположить, что эта более древняя толща также слагает и более глубокую часть Вольско-Вымской гряды. В этом случае именно кварциты из более древних свит, не выходящие на дневную поверхность в Вольско-Вымской гряде, могут служить источником кварца песчаников рудных толщ. Тогда опять мы возвращаемся к предположению о вертикальном перемещении вещества с глубин.

Россыпь. Суть «россыпной гипотезы» состоит в горизонтальном (латеральном) перемещении рудных и породообразующих минералов из неизвестных источников на большое расстояние. Главный признак россыпи: наличие современных или древних захороненных рыхлых или слабоцементированных площадных горизонтальных или слабо наклонных пластовых тел или осадочных отложений с рудными компонентами удлиненной формы в плане.

Одним из вариантов «россыпной гипотезы» является **морская пляжевая россыпь**. Отсутствие плоской гальки, битой ракушечной фауны среднедевонского возраста, отсутствие фациальной изменчивости в строении толщи, характерной для пляжевых россыпей, в рудных толщах Пижемского месторождения и проявления Ичетью исключает возможность такого допущения.

Другим вариантом «россыпной гипотезы» является **аллювиальная россыпь дальнего сноса**. Остроугольная форма дробленных несортированных зерен кварца, отсутствие какой-либо фауны и флоры, отсутствие фациальной изменчивости строения рудных толщ, характерной для аллювиальных россыпей, незакономерная перемежаемость слоев петрографических разностей пород (гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитоподобных глин), присутствие хрупких минеральных фаз (лейкоксона и др.) – все это исключает возможность такого допущения. В обозримом пространстве на Вольско-Вымской гряде отсутствуют на поверхности все типы рудных проявлений, размыв которых позволил бы объяснить концентрацию этих полезных минералов в изучаемых месторождениях и указать направление горизонтального перемещения рудных масс, а также направление течения «реки». Ограниченная форма рудных тел Пижемского месторождения (распространение на площади 6×18 км, т.е. около 90 км^2) с соотношением ширины залежи к длине 1:3 (а не 1:1000 как у нормальной реки), – все это не согласуется со строением русла и формой реки.

Вариант эоловой россыпи. Одним и единственным признаком, на котором основано такое предположение, может быть торроидальная форма очень небольшой части частичек золота в проявлении Ичетью. Однако таких частиц очень мало, по сравнению с основной массой неокатанных высокопробных золотин неправильной формы с включениями кварца (Макеев, Дудар, 2003; Макеев и др., 2010). Этот признак (торроидальность) следует считать конвергентным, поскольку соударение частиц золота с другими твердыми частицами, например кварцем, и образование таких морфологических форм может происходить и в флюидизатном процессе при вертикальном перемещении золотин.

Убедительным аргументом против россыпной гипотезы являются особенности состава монацита из проявления Ичетью, детально рассмотренные в предыдущей главе. Отличительной особенностью монацита из россыпей всего мира является повышенное содержание в нем Th, составляющее в среднем до 10 мас. % ThO_2 . Характерной чертой монацита из проявления Ичетью является крайне низкое содержание в нем Th (в среднем 0.5 мас.%), являющееся типоморфной особенностью аутиггенного гидротермального

монацита и исключаящее для него россыпной первоисточник, в том числе из перемещенной россыпи.

Таким образом, нет ни одного решающего признака, который позволил бы считать образование Пижемского месторождения и проявления Ичетью в результате корообразующих и россыпеобразующих процессов.

Гидротермальная модель, являющаяся альтернативной гипотезой образования Пижемского месторождения и проявления Ичетью разрабатывается в последнее время в серии работ А.Б. Макеева с соавторами (Макеев и др., 2002; Макеев, 2016; Макеев и др., 2014; 2015; 2017 и др.).

Полиминеральное проявление Ичетью это необычный по генезису, строению и минеральному составу промежуточный коллектор – пласт сложной прерывистой пятнисто-линзовидной формы на площади 6×18 км. В нем совмещены шесть парагенетических ассоциаций из нескольких вероятных коренных эндогенных источников: 1). золото-кварцевая; 2). алмазная (с минералами спутниками); 3). титановая (ильменит-псевдорутил-лейкоксовая); 4). ниобиевая (рутил-ниобиевый рутил-колумбитовая); 5). цирконовая (со ставролитом, турмалином, амфиболом); 6). редкоземельная (ксенотим-флоренсит-куларит-монацитовая). Вероятно, что под исследуемой территорией в рифейской сланцевой толще находилось несколько эндогенных проявлений, расположенных на разной глубине в вертикальной колонке кристаллического фундамента. Они могли послужить источником этих минеральных ассоциаций, которые оторваны во времени друг от друга, но затем в результате одного флюидизатного процесса все они собрались в одном месте в конглобрекчиевом пласте Ичетью. Соотношение перечисленных минеральных ассоциаций в пробах по площади распространения конглобрекчиевого пласта сильно варьируют. На дневной поверхности в девонское время в исследуемом регионе не известно ни одного проявления или месторождения с подобными минеральными ассоциациями (кроме Пижемского титанового месторождения). Аналоги подобных проявлений известны в соседней гряде Четласский камень в 60–80 км юго-западнее проявления Ичетью в более древней по возрасту протерозойской сланцево-кварцитовый толще. Разрушение и перемещение только в вертикальном направлении материала этих нескольких первичных источников могло дать такой разнообразный минеральный видовой состав (более 50 минеральных видов) пласта Ичетью. То, что пласт Ичетью – образование более молодое в составе подошвенной части толщи кварцевых песчаников среднедевонской пижемской свиты

(D₂pz) и внедрено в неё, вероятно, в позднедевонское время, синхронно с базальтами, доказываемыми следующими фактическими наблюдениями:

1. Прерывистой пятнисто-линзовидной формой тел.
2. Наличием будин пижемских песчаников (размером до 1.5 м) внутри пласта Ичетью, закалочные осветленные термальные контакты этих будин и облекание их со всех сторон материалом конглобрекции (например, в обнажении «Золотой Камень»).
3. Задokumentированным случаем вертикального расположения алмазоносного пласта и пересечение им нижележащих пород малоручейской толщи (расчистка в карьере К-100, правый борт р. Средняя). Размер фрагмента пласта в расчистке (по данным А.Б. Макеева: длина – 6 м, мощность – 0.5 м, прослеженная глубина вертикального вскрытия пласта – 2.5 м. Это прямое наблюдение подводящего канала.
4. Наличием в составе конглобрекции обломков следующих пород: рифейских глинистых сланцев, слабо окатанных кварцитов, обломков кварцевых жил и слабо окатанных кристаллов кварца до 1–3 см, собственно обломков песчаников пижемской свиты и обломков свежих базальтов (по облику весьма схожих с позднедевонскими базальтами). Форма гальки перечисленных пород – сферическая либо слабо эллиптическая (с вогнутыми кривыми поверхностями) исключает возможность генезиса пласта как «пляжевой морской россыпи».
5. Дробленые остроугольные неокатанные зерна кварца в составе наполнителя пласта, доказывают ближний источник этого материала.
6. Количественный состав изоморфных элементов-примесей в мелкозернистом остроугольном кварце наполнителя пласта (Al, Ge, Ti) по данным ЭПР резко отличны от окатанных зерен кварца пижемской свиты (Макеев, Лютоев, 2013).
7. Результаты определения возраста циркона из глинистых сланцев с широкими вариациями значений от позднего протерозоя до раннего архея при отсутствии фанерозойских значений свидетельствуют в пользу вертикального восходящего движения материала при формировании пласта Ичетью.

Все эти факты доказывают позднюю инъекцию пласта Ичетью в консолидированную литифицированную толщу среднедевонских песчаников по типу флюидизитов или туффизитов. Материал флюидизитов имел повышенную температуру, о чем свидетельствуют термальные закалочные контакты будин и гидротермальное преобразование некоторых рудных минералов конглобрекции: высокоиттриевого циркона; перекристаллизация с очищением от примесей ниобиевого рутила; каймы бадделеита на цирконе; цинковые каймы на хромшпинелиде (Макеев, Макеев, 2005); каймы флоренсита на куларите и алмазе (Макеев, Макеев, 2010); мелкие щетки кристалликов анатаза на лейкоксене и др. Точка зрения предшествующих исследователей

проявления Ичетью о россыпной природе пласта устарела и не обоснована фактическим материалом, до сих пор не известно и не может быть установлено направление сноса материала по латерали и фациальная принадлежность «псевдороссыпи»: аллювиальная, дельтовая, эоловая, морской пляж и т.д.

Также несостоятельна точка зрения, что нефтеносно-титановое Ярегское месторождение – прямой аналог Пижемского месторождения (Плякин, Ершова, 2010а, б). Осадочное происхождение пород Ярегского месторождения как будто доказывается многочисленными находками остатков флоры (споры и пыльцы) среднего-позднего девона. Однако можно предположить, что пыльцу девонского возраста могла принести с собой нефть, мигрирующая в древние песчаные титаносные коллектора. Лейкоксен-кварцевые породы Пижемского месторождения никогда не были первично осадочными. Никакой фауны и флоры в них нет и в принципе не могло быть. Агрессивность среды при формировании месторождения не способствовало любой жизни, а также и сохранению её остатков. Возраст Пижемского месторождения, как было показано нашими изотопно-геохимическими исследованиями значительно древнее – рифейский (около 600 млн. лет).

Рассматриваемая нами модель образования Пижемского месторождения и проявления Ичетью предусматривает вертикальное перемещение огромных масс вещества по типу грязевых вулканов в непрерывно-пульсационном режиме и заполнение отрицательных форм рельефа кристаллического фундамента, сложенного глинистыми сланцами. Строение рудной толщи Пижемского месторождения имеет ячеистое строение, подобное строению флюидизатной кальдеры (Макеев, 2014, 2015ф). Такое уточненное строение титаносной малоручейской толщи выявлено в процессе современных геологоразведочных работ с использованием поискового бурения в 2011-2015 гг. на лицензионной площади в 35 км², осуществляемого ФГУНПП «Аэрогеология» по заказу ЗАО «РУСТИТАН» (владельца сквозной лицензии на поиски, разведку и добычу титана).

Предполагается, что коренным источником титановых и некоторых других индикаторных минералов были дайки лампрофиров (керсантиты и спессартиты), поля которых широко распространены на соседней гряде Четласский Камень (Макеев и др., 2008; Макеев, Брянчанинова, 2009) и, предположительно, находятся на некоторой глубине и под Вольско-Вымской грядой. Доказательством этому служат типоморфные особенности индикаторных минералов титаносного Пижемского месторождения и полиминерального рудопроявления Ичетью (Mn-ильменита, Zn-хромшпинелида, биотита и некоторых других), совпадающие с типоморфными особенностями породообразующих

и аксессуарных минералов лампрофиров (Макеев, Дудар, 2001; Макеев, Макеев, 2005; Макеев, 2014; 2016, 2017; Макеев, Магазина, 2014 и др.).

Движущим фактором флюидизатного процесса могли служить перегретые поверхностные воды, фильтрующиеся в глубину фундамента, которые встречались с внедряющимися горячими базальтоидами или теми же лампрофирами, внедрявшимися на возрастном рубеже 600-800 млн. лет. Именно такого возраста лампрофиры на Четласском Камне (Макеев и др., 2009; Чернышов и др., 2010). Перегретый флюид разрушал и дезинтегрировал лампрофиры с образованием кварца, каолинита, гидрослюда, рудных титановых минералов и др. Все эти фазы устремлялось вверх при флюидизатном процессе. Они захватывали по пути из вышележащих толщ зерна кварца из кварцитов, жильный кварц с золотом, рудные минералы (монацит, ксенотим, ниобиевый рутил, колумбит, рутил) из мелких проявлений, алмазы из промежуточных коллекторов. Циркон мог извлекаться последовательно из всей толщи фундамента разнообразного возраста от архея до позднего протерозоя. Агрессивный перегретый водный флюид, содержащий углекислоту, преобразовывал ильменит в лейкоксен при высокой температуре $510 \pm 35^\circ\text{C}$, согласно данным расчета по титан-циркониевому геотермометру (Макеев, Борисовский, 2013) по следующей схеме: $3\text{FeTiO}_3 + 2\text{SiO}_2 + \text{O}_2 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{лейкоксен } 2[\text{TiO}_2] \times [\text{SiO}_2] + \text{FeCO}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$.

Пижемское месторождение могло формироваться достаточно долго. Преобразование минералов могло продолжаться как на глубине в присутствии высокотемпературного флюида, так и в низкотемпературную гидротермальную стадию уже на поверхности. Источником железа для образования гематитового цемента песчаников в нижней толщ малоручейской свиты (mr^1) могли быть разрушающиеся слюды и ильменит. Собственно ожелезнение песчаников происходило соответственно в гидротермальную стадию. Углекислота имела глубинное происхождение, об этом свидетельствует изотопный состав углерода в сидерите (Макеев, Носик, 2009), который близок к изотопному составу углерода алмазов из проявления Ичетью, происходящих из мантийных эклогитов (Макеев и др., 2003).

О процессах гидротермального воздействия на многие минералы свидетельствуют следующие факты: образование цинковых кайм на хромшпинелидах (Макеев, Макеев, 2005); изменение примесного состава кварца в конглобрии Ичетью (Лютюев, Макеев, 2013); преобразование высокониобиевого рутила в безпримесный рутил (Красоткина и др., 2017); циркона в бадделеит (Скублов и др., 2018); термальное воздействие гравелитов на среднедевонские пижемские песчаники проявляется в осветлении и ороговиковании

будин песчаника, облекаемых со всех сторон полиминеральной конглобрекцией в обнажении скала Золотой Камень (Макеев и др., 2017).

Принятие гидротермальной модели образования Пижемского месторождения и рудопроявления Ичетью снимает многие противоречия россыпной модели. Глубинный источник вещества решает вопросы о происхождении кластогенного кварца песчаников псаммитовой размерности, которого нет на поверхности и в сланцах. То же самое относится и ко всем рудным минералам, проявления которых не известны в подстилающей толще глинистых сланцев лунвожской свиты. Гидротермальное воздействие и преобразование многих минералов доказано тонкими современными исследованиями их состава. Происхождение алмаза в конглобрекции Ичетью не возможно из неалмазоносных кимберлитовых трубок Умбинской, Средненской и Водораздельной, находящихся в 13 км юго-восточнее рудного поля, так как возраст этих кимберлитовых трубок верхнедевонский, а конглобрекция Ичетью локализуется в среднедевонских песчаниках. Значит, алмазы, находящиеся в проявлении Ичетью, также имеют иное, глубинное происхождение наряду с другими минеральными компонентами рассматриваемых месторождений.

Рудопроявление Ичетью является крайне перспективным в отношении запасов циркона. Среди минерального разнообразия проявления Ичетью в ряде проб во фракции 0.10–0.25 мм циркон составляет более 50 вес. % от тяжелого шлиха и представляет промышленный интерес. Ресурсы циркона по категории P₁ только на лицензионном участке Пижемского месторождения площадью 35 км² составили 1 млн. т (по данным ЗАО РУСТИТАН). Вероятным источником изученного циркона являются породы фундамента Тимана, что доказано его характерными геохимическими особенностями – изоморфизмом редкоземельных элементов по ксенотимовой схеме: $Zr^{4+} + Si^{4+} \rightarrow (Y^{3+} + REE^{3+}) + P^{5+}$ (Макеев, Скублов, 2016; Макеев и др., 2016; 2017). Это обстоятельство не допускает его привнос из других смежных регионов, так как ни на Урале в Кольском регионе подобных геохимических разновидностей циркона пока не обнаружено. Трудно себе представить, чтобы огромные массы циркона (тысячи и сотни тысяч тонн) были перенесены ветром или морскими течениями за тысячи километров в направлении от Кольского региона или Урала, образовав Пижемское циркон-титановое месторождение и вышележащее алмаз-золото-редкометалльно-редкоземельно-титановое проявление Ичетью. Морфологические особенности циркона, а именно средняя окатанность и хорошая сохранность позволяют предположить, что зерна и кристаллы циркона имеют ближний источник сноса. При этом направление перемещения рудных масс было вертикальное, а не латеральное. На основе

проведенных минералого-геохронологических исследований можно предположить, что фундамент Среднего Тимана (наиболее вероятный источник циркона вышеназванных рудных объектов) сложен породами протерозойского возраста и, вероятно, является продолжением Беломорского подвижного пояса. Таким образом, палеопротерозойская коллизионная структура, ориентированная в северо-западном направлении, имеет продолжение под Мезенскую синеклизу и Средний Тиман. Логично предположить, что и Архангельская алмазоносная провинция, пространственно связанная с этой коллизионной структурой, имеет продолжение на Среднем Тимане. На севере Вольской гряды также известны три кимберлитовые трубки и алмазоносное рудопроявление Ичетью. И здесь, также как на севере Восточно-Европейской платформы в Архангельской алмазоносной провинции, алмазоносность противоречит правилу Клиффорда, так как фундамент сложен породами протерозойского, а не только архейского возраста (Макеев и др., 2015 а).

Как было показано в предыдущей главе, геохронологические определения циркона характеризуют именно возрастные особенности пород, слагающих тиманский фундамент. Близкие соотношения возрастных характеристик циркона Пижемского месторождения и рудопроявления Ичетью позволяют сделать вывод о едином источнике циркона в обоих рудных объектах. Возрастные рубежи (от архея до рифея-венда) повторяются в изотопно-геохимических определениях нескольких минералов – циркона, монацита, рутила и платиноидов (Макеев и др., 2016; 2017; Макеев, Вирюс, 2013; Макеев и др., 1998).

4.2 Изотопно-геохимическая характеристика циркона из подстилающих глинистых сланцев лунвожской свиты

Рядом исследователей поддерживается точка зрения, что кора выветривания по рифейским глинистым сланцам Среднего Тимана могла служить коренным источником титана и других компонентов для образования гигантских псевдороссыпных титановых месторождений Пижемского и Ярегского. Для того чтобы опровергнуть эту гипотезу, нами было предпринято изотопно-геохимическое исследование подстилающих рифейских сланцевых пород в сравнении с рудными толщами Пижемского месторождения и проявления Ичетью. Для исследования был отобран глинистый сланец Вольско-Вымской гряды (образец SM-219) в коренном обнажении в русле р. Средней.

Предварительно в ИГГД РАН Rb-Sr методом (аналитик Е.С. Богомолов) был определен возраст глинистого сланца (обр. SM-219) 816 ± 5 млн. лет (табл. 4.1), который не противоречит геологическим данным и может быть принят за абсолютный возраст лунвожской свиты (PR_{3lv}).

Таблица 4.1 - Результаты Rb-Sr анализа глинистого сланца (образец SM-219)

№	Образец	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ
1	вал	170.9	78.23	6.3676	0.792792	17
2	плаггиоклаз	61.98	130.7	1.3738	0.734573	10

Параметры изохроны: $t = 816.3 \pm 5.2$ млн. лет; $IR = 0.71856 \pm 0.00015$.

Из образца SM-219 была выделена фракция детритового циркона, более 100 зерен размерностью 50–200 мкм, из них для последующего изотопно-геохимического исследования были выбраны представительные 24 зерна (рис. 4.1). Основная масса зерен представляет собой удлиненные кристаллы с четко проявленной магматической осцилляционной зональностью (размер кристаллов 50–200 мкм, $K_{уд}$ 1:3). В подчиненном количестве присутствуют изометричные зерна и обломки кристаллов размером 50–100 мкм. Цвет зерен в BSE изображении варьирует от светло-серого до черного. Окраска зависит от насыщенности U, Th и других редкоземельных элементов. Так, например, точка 3 и точка 6 различаются содержанием U почти в 6 раз (134 ppm и 720 ppm соответственно, табл. 4.3).



Рис. 4.1. Изображение в CL циркона из глинистого сланца (обр. SM-219) с положением точек анализа. Диаметр кратера соответствует примерно 20 мкм.

Результаты датирования циркона U-Pb методом (SHRIMP-II. ЦИИ ВСЕГЕИ) дают интервал значений возраста от 1121 до 2197 млн. лет, с двумя четкими максимумами 1100–1200 и 1450–1550 млн. лет (табл. 4.2, рис. 4.2). Так же как и по данным других исследователей Северного, Среднего и Южного Тимана (Кузнецов и др., 2010; Андреичев и др., 2014; Брусницына и др., 2018; и др.), в породах фундамента отсутствует циркон с возрастом моложе 1000–1100 млн. лет (рис. 4.3).

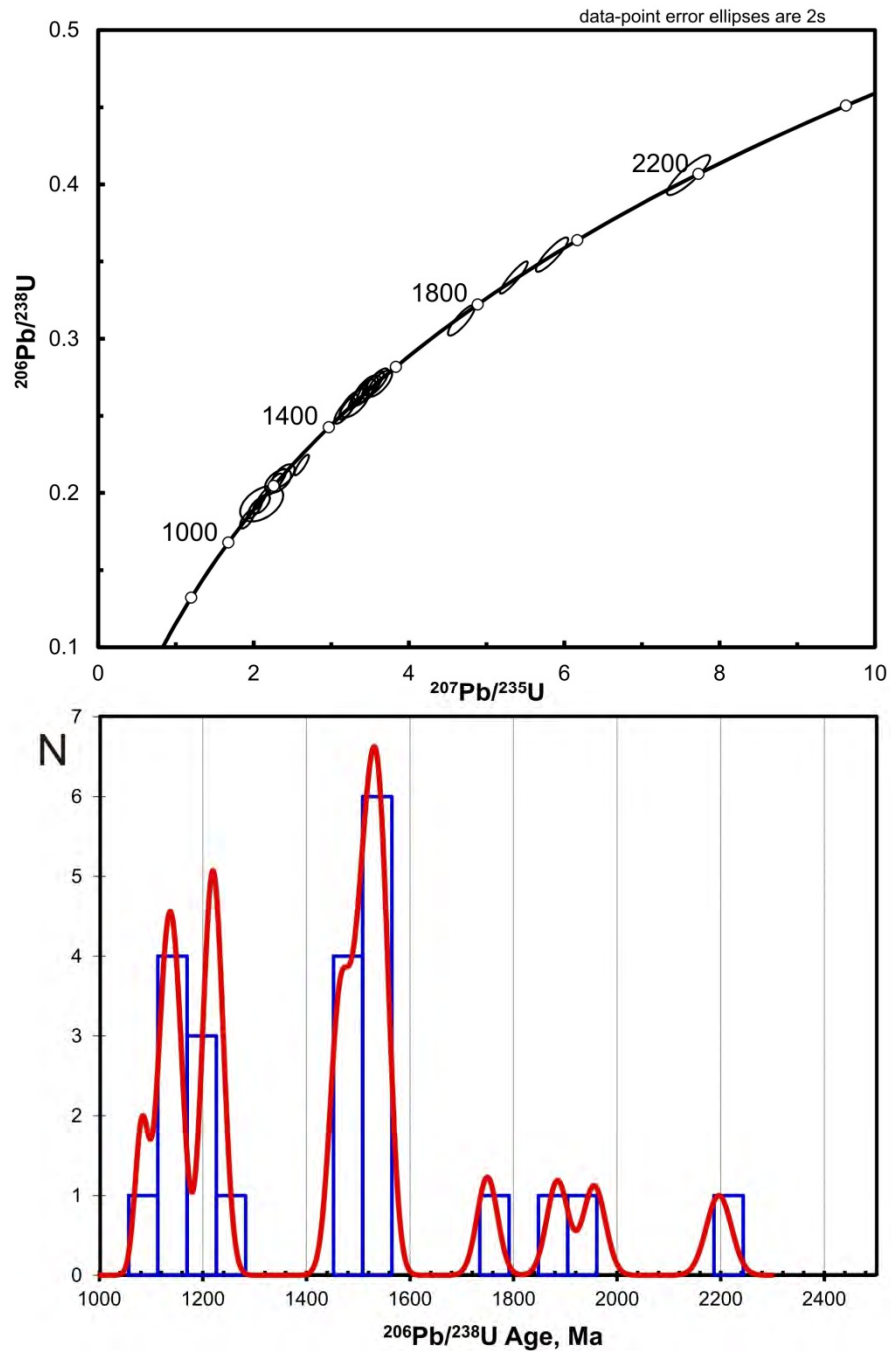


Рис. 4.2. Диаграмма с конкордией и PDP-вероятностный график для циркона из глинистого сланца (обр. SM-219).

Эти данные по распределению значений возраста принципиально отличаются от результатов изучения циркона из рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения, где присутствует значительная доля зерен более молодого (в интервале возраста 570–1000 млн. лет, рис. 4.4), которые не могли быть принесены из других соседних провинций.

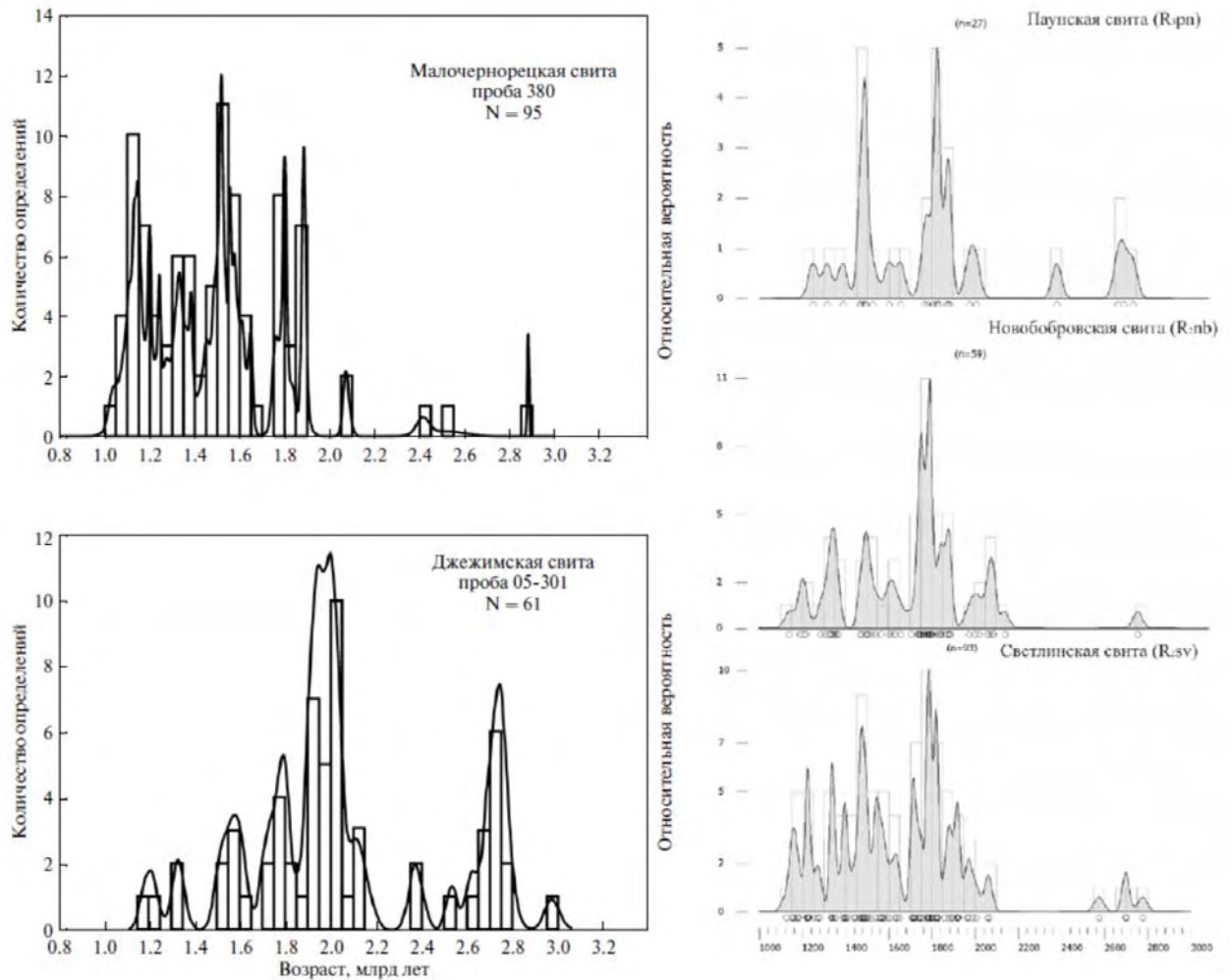


Рис. 4.3. PDP-вероятностные графики для циркона из различных районов Тимана (Кузнецов и др., 2010; Андреев и др., 2014; Брусницына и др., 2018).

Для циркона из образца SM-219 в ЯФ ФТИАН были получены результаты геохимического исследования его состава (табл. 4.3). Они показывают, что спектры REE в цирконе сланцев представлены обычным дифференцированным от легких к тяжелым REE трендом (рис. 4.5) и резко отличаются от спектров распределения REE в цирконе из Пижемского месторождения и проявления Ичетью, для которого характерен повышенный уровень содержания REE, выположенный характер спектров за счет резко увеличенного содержания LREE, редуцированные положительная Ce-аномалия и отрицательная Eu-аномалия (Макеев, Скублов, 2016, Макеев и др., 2016, 2017). В сланцах отсутствует аномально богатый Y, P, HREE и другими редкими элементами циркон, характерный для двух обсуждаемых выше месторождений Среднего Тимана (рис. 4.6).

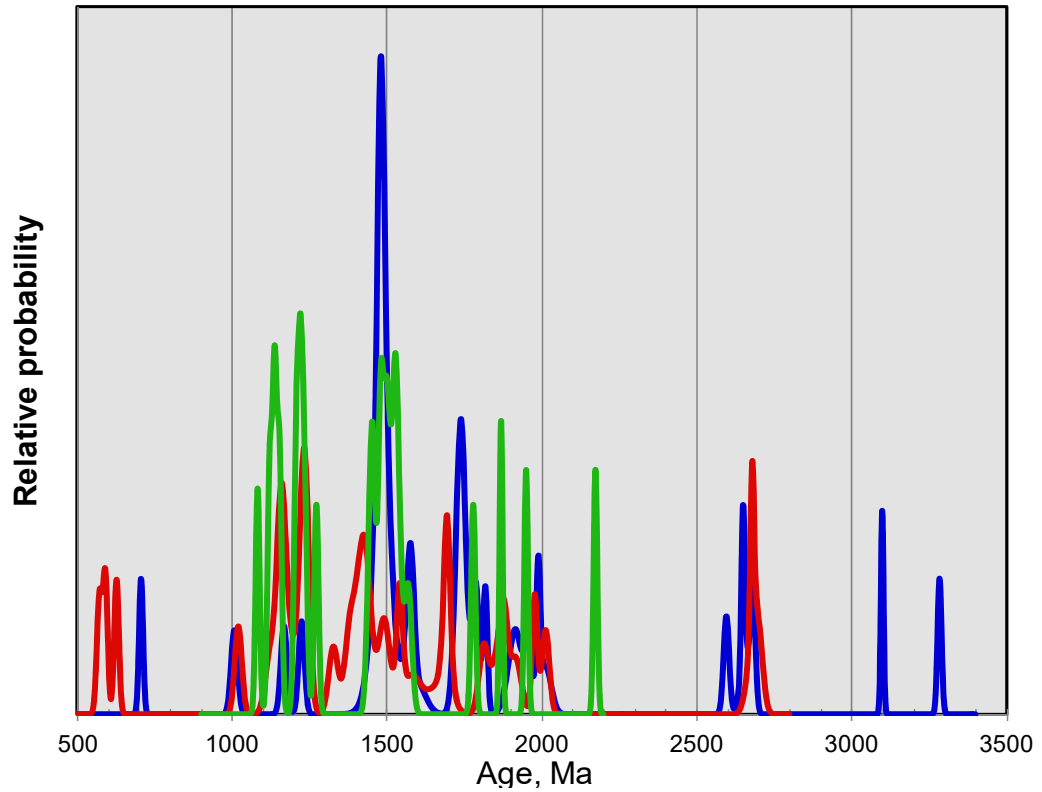


Рис. 4.4. PDP-вероятностный график для циркона из глинистого сланца (обр. SM-219, зеленый цвет), Пижемского месторождения (синий цвет) и проявления Ичетью (красный цвет).

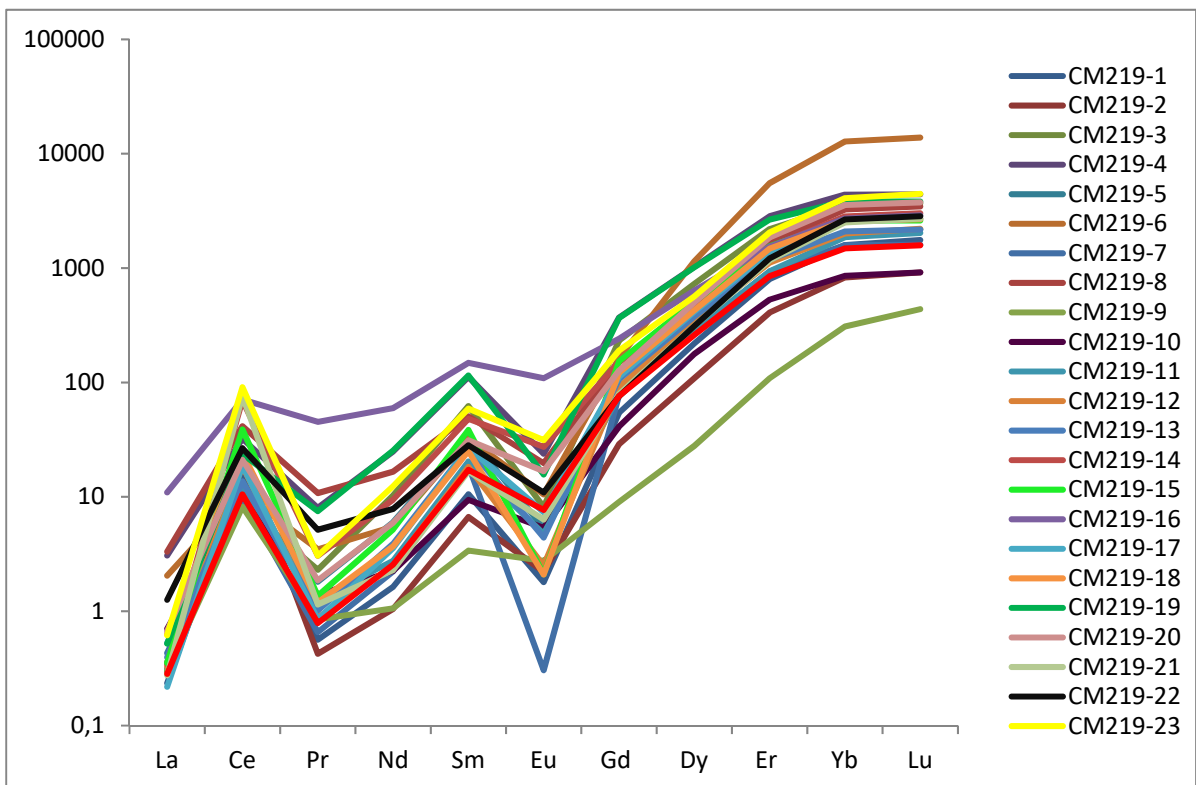


Рис. 4.5. Спектры распределения REE в цирконе из глинистого сланца (обр. SM-219).

На приведенных бинарных диаграммах циркон из подстилающих глинистых сланцев занимает сравнительно компактное поле с умеренным уровнем содержания неформульных элементов. Часть фигуративных точек циркона из рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения попадают в эту же область, что объясняется единым источником циркона – кристаллических пород фундамента Среднего Тимана для сравниваемых объектов, включая явно захваченный (детритовый) циркон, выделенный из лампрофиров Четласского Камня (Макеев и др., 2016). Однако на всех диаграммах значительная часть циркона из проявления Ичетью, а также заметное количество циркона из Пижемского месторождения, выделяются повышенным содержанием редких элементов (Y, P, REE, Nb, Ti, Ca, Th, U, рис. 4.6), обогащение которыми произошло, по всей видимости, в результате интенсивного гидротермального преобразования в период около 600 млн. лет. В результате этих процессов, отразившихся также в изотопно-геохимических особенностях других акцессорных минералов – рутила и монацита (см. главу 3), обогащение циркона из рудопроявления Ичетью редкими элементами достигло экстремально высоких значений – до 5–10 мас. % Y и REE (Макеев, Скублов, 2016).

Статистическая обработка данных по редкоэлементному составу 131 зерна циркона из всех изученных объектов методом главных компонент факторного анализа (рис. 4.7) показала, что по первому главному фактору с весом более 78 % (!) обособляются более половины зерен циркона из рудопроявления Ичетью и треть зерен циркона из Пижемского месторождения, и в эту область (отрицательные значения по первому фактору) не попадает ни один циркон из подстилающих глинистых сланцев. Именно для этого циркона характерно повышенное содержание практически всех проанализированных редких элементов, образующих на диаграмме факторных нагрузок (рис. 4.7) компактный кластер, за исключением Hf и Li, инертных элементов к процессам изменения циркона.

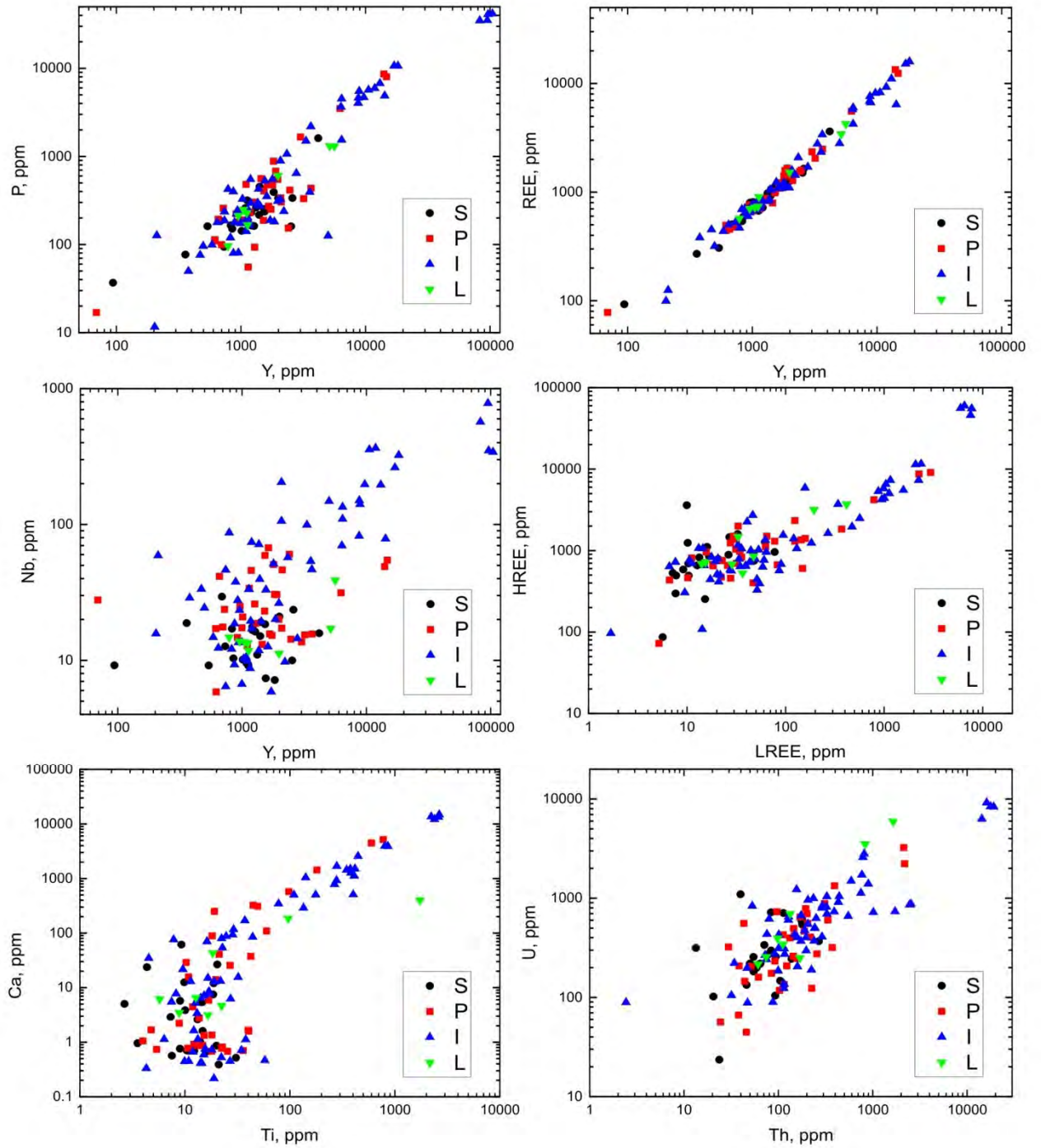


Рис. 4.6. Соотношение ряда редких элементов в цирконе из глинистого сланца (S), Пижемского месторождения (P), рудопроявления Ичетью (I) и лампрофиров Четласского Камня (L).

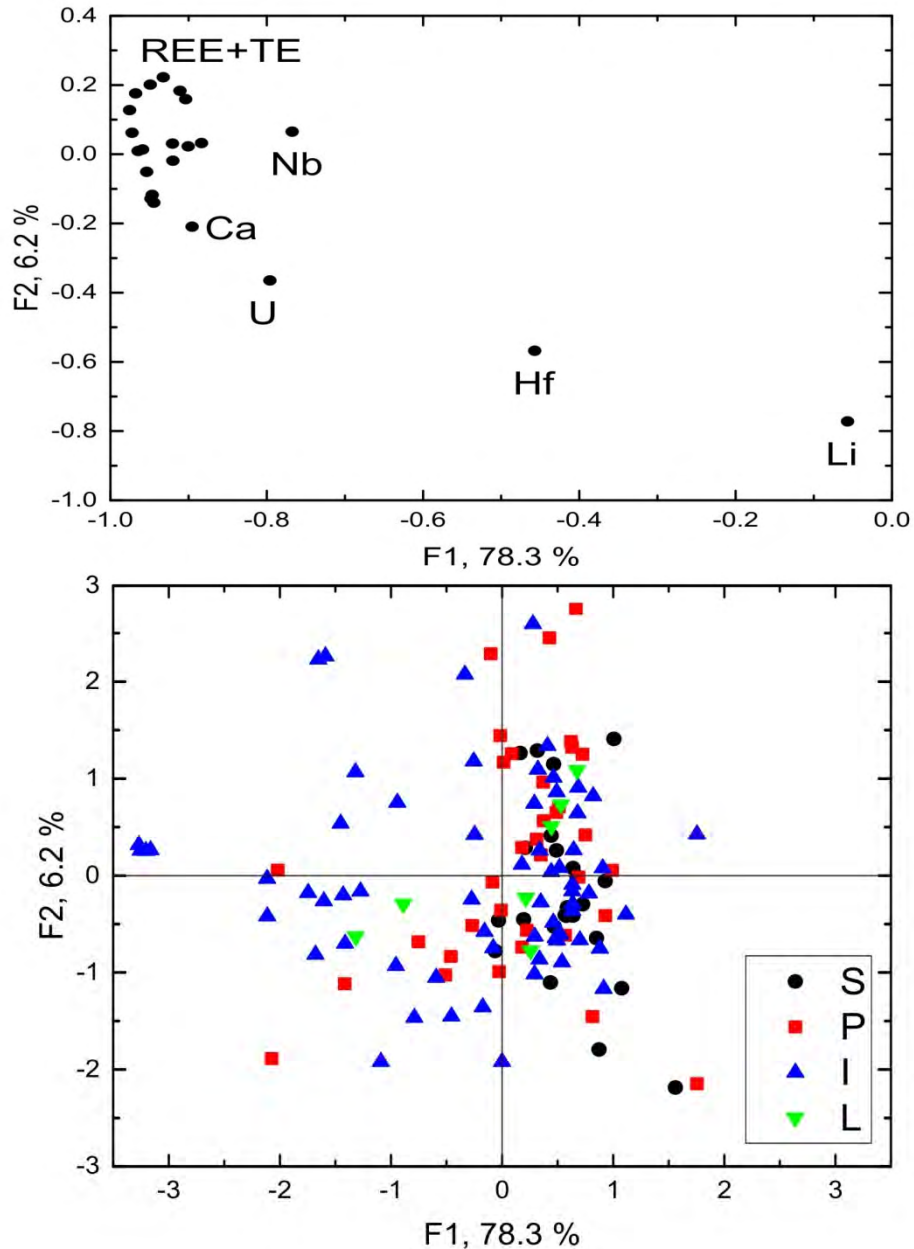


Рис. 4.7. Диаграммы факторных нагрузок и значений факторов (F1 и F2) для редкоземельного состава циркона из глинистого сланца (S), Пижемского месторождения (P), рудопроявления Ичетью (I) и лампрофиров Четласского Камня (L).

Таким образом, по всем признакам подстилающие рифейские глинистые сланцы лунновжской свиты не могли быть коренным источником ни циркона, ни титана для формирования гигантского Пижемского титан-циркониевого месторождения.

Учитывая полученные по циркону из Пижемского месторождения и проявления Ичетью устойчиво повторяющиеся датировки с возрастом около 600 млн. лет и особенности редкоземельного состава циркона, отсутствующие в цирконе из подстилающих месторождения глинистых сланцев, а также определенный по рутилу и

монахиту возраст гидротермального преобразования этих минералов также около 600 млн. лет (детально обоснованный в предыдущей главе), возраст около 600 млн. лет можно рассматривать как время интенсивных гидротермальных преобразований пород коренных источников, обусловившие формирование Пижемского месторождения и проявления Ичетью. Можно предположить, что коренной источник минералов титановой (ильменит-Fe-рутил-псевдорутил-лейкоксен), цирконовой и редкоземельной ассоциаций для двух объектов Пижемского месторождения и рудопроявления Ичетью составлял единое целое. Позднее, в позднем девоне, произошли события, сформировавшие проявление Ичетью, материал которого был перемещен вверх по разрезу, в то место, которое оно занимает в настоящее время.

Перемещение вещества рудопроявления Ичетью можно связать с внедрением силлов базальтов позднедевонского возраста (D_{3v1}) в пижемскую свиту (D_{2pz}). Это внедрение фиксируется горячими контактами (роговиками) в песчаниках, также обломки осветленных пижемских кварцевых песчаников с явно горячими конкактами в изобилии присутствует в конглобрекции Ичетью. Текстура рудоносной породы горизонта Ичетью брекчиевая, основу составляют обломки первичных среднедевонских песчаников, которые пропитаны гравием и обломочным мелкозернистым кварцем совсем другого облика. А.Б. Макеевым (устное сообщение) были отмечены обломки свежих базальтов, подобных верхнедевонским (от 5 мм до глыб размером 0.5 м в поперечнике) в конглобрекции. Ножка силла конглобрекции, «препарированная» в карьере К-150 (р. Средняя) с помощью экскаватора, представляет собой вертикальный крепко сцементированный конглобрекчиевый монолит размером 0.5 м (мощность) × 6 м (длина) × более 2.5 м (высота). Эта ножка силла заходит в уже нижележащую титаноносную малоручейскую толщу Пижемского месторождения. Если считать, что возраст алмазоносного проявления Ичетью позднедевонский, то он полностью согласуется с таким же возрастом трех кимберлитовых трубок, известных в 13 км южнее на Среднем Тимане. Титановая ассоциация минералов в конглобрекции Ичетью имеет происхождение из малоручейской титаноносной толщи Пижемского месторождения, либо из подобного коренного источника, что и последняя. Минеральный (видовой) состав Пижемского месторождения и проявления Ичетью совпадает на 70-80%. Арал сбора минералов, присутствующих в них, возможно, несколько отличается. Можно предположить, судя по возрасту циркона из проявления Ичетью (наличие зерен архейского возраста), что источник части минералов (алмазы, циркон и некоторые других) более глубинный.

Как уже обсуждалось выше, тонкозернистые по структуре нижележащие, по отношению к титаносодержащим месторождениям, рифейские глинистые сланцы не могут быть материнскими по отношению к титановым минералам, да и к остальным тоже. Сланцы не образуют кор выветривания и повсеместно обнажаются на обширной площади Вольско-Вымской гряды. В них до сих пор не известны даже мелкие проявления тех типоморфных рудных и акцессорных минералов, которые установлены в Пижемском месторождении и проявлении Ичетью. То есть на сопредельной территории Тимана на поверхности отсутствует минеральное вещество для образования наблюдаемых промышленных концентраций. Остается предположить только глубинный источник поступления рудного вещества для рассматриваемых объектов. Множество минералов проявления Ичетью и Пижемского месторождения по типоморфным особенностям близки к порообразующим и акцессорным минералам лампрофиров (Макеев и др., 2008; Макеев, 2016; и др.), поэтому мы можем предположить, что одним из коренных источников обоих объектов были именно лампрофиры. Лампрофиры в Четласском Камне образуют крупные дайковые поля. Если предположить, что в глубине под Пижемским месторождением находятся подобные крупные дайковые поля лампрофиров, то они могли быть коренным источником этих объектов. Наиболее вероятным источником рудного вещества являются высокотитанистые четласские лампрофиры и щелочные базальты Четласского Камня Вольско-Вымской гряды (Макеев, Брянчанинова, 2009). Из них самые известные и изученные – Косьюское, Бобровское и Октябрьское дайковые поля. По Rb-Sr изотопным данным наиболее многочисленная совокупность проб лампрофиров образует изохрону с позднепротерозойским возрастом 819 ± 19 млн. лет (Макеев, Брянчанинова, 2009). Кроме того, есть лампрофировые дайки с возрастом около 606 ± 10 млн. лет, одновозрастные с четласскими карбонатитами. Возраст рудных минералов (торита, монацита и тантало-ниобатов) из Новобобровского комплексного редкометалльно-торий-редкоземельного месторождения на Среднем Тимане был определен Sm-Nd методом как 581 ± 47 млн. лет (Удоратина, Капитанова, 2016). Все это свидетельствует о длительном периоде генерации лампрофировой магмы на Среднем Тимане, охватывающем около 200 млн. лет (Макеев, Брянчанинова, 2009; Чернышов и др., 2010). Но это не единственный возможный источник рудных минералов рассматриваемых месторождений. Источником монацита, циркона, колумбита, рутила и других минералов могли быть и другие эшелонированные на разной глубине мелкие проявления таких полезных ископаемых.

Сложным вопросом является механизм вертикального переноса значительных масс вещества. Лампрофиры под воздействием флюидов и других агентов могли разрушаться,

образуя дезинтегрированные рыхлые породы (глубинные тела, т.н. коры выветривания). При этом биотит из лампрофиров мог превращаться в каолинит и гидромусковит, ильменит – в лейкоксен, гематит и сидерит. Это и есть главные породообразующие и рудные минералы в составе Пижемского месторождения. Движущим фактором перемещения минерального вещества вверх были флюиды (водяной пар и уголекислота), тепловую энергию давали внедряющиеся базальты или разные фазы самих лампрофиров. Можно предполагать две фазы магматической активности – рифейскую (700–600 млн. лет) и позднедевонскую (370–350 млн. лет). Первая привела к образованию Пижемского месторождения, вторая обусловила отделение рудного вещества проявления Ичетью и его перемещение вверх по разрезу. Вторая фаза внедрения использовала уже сложившуюся проницаемую зону разломов. О высокой активности уголекислоты в предполагаемом процессе свидетельствует сидерит, широко представленный в Пижемском месторождении, и насыщенные кальцитом вышележащие верхнедевонские базальтовые туфы.

Альтернативные модели. Туффизитовая модель образования рудопоявления Ичетью и Пижемского месторождения является не единственной, «использующей» гидротермальные процессы в качестве механизмов преобразования минерального вещества и последующего рудообразования. Заслуживает внимания модель образования месторождений, ранее рассматривавшихся исключительно как эндогенного генезиса, предполагающая мультипликативное наложение друг на друга рудных концентраций эндогенного или термально-гипергенного и элювиального генезиса. Эта модель, известная еще под названием «термальных окон», была обоснована для уральских месторождений гипергенных руд никеля (Михайлов, 2002 и ссылки в работе). Не возражая против формирования никелеворудных залежей в различных зонах сферы гипергенеза, авторы данной модели утверждают их полихронный, полифациальный генезис и участие в этом процессе термальных вод глубинного заложения. Примечательно, что в основе модели лежит обоснование невозможности мобилизации значительного объема рудных компонентов из вмещающих пород, а источник рудного вещества находится вне комплексов пород, подверженных гипергинезу. В качестве источника никеля авторами предполагаются гидротермальные растворы, поступающие из гидровулканов fumarольного типа. Для Черемшанского месторождения Уфалейской группы температура гидротермальных растворов (флюидов) при рудогенерирующем процессе достигала 420–620°C (по результатам термобарогеохимических исследований; Михайлов, 1997). Как нам представляется, туффизитовая модель и модель «термальных окон» имеют значительные

области пересечения. Отличия, безусловно, тоже имеют место – в части соотношения эндогенных и экзогенных процессов, температурного режима гидротермальной деятельности, источников рудного вещества и пр. На данный момент времени мы можем утверждать, что наиболее вероятная модель генезиса должна включать в себя протекание гидротермальных процессов в качестве механизмов преобразования минералов и концентрации рудных компонентов.

Обосновывая в настоящей работе гидротермальное преобразование акцессорных минералов-геохронометров (циркона, рутила и монацита) из проявления Ичетью и Пижемского месторождения, произошедшее около 600 млн. лет назад, мы не ставим целью поставить точку в дискуссии о генезисе титановых месторождений Среднего Тимана. В каждой из рассмотренных выше гипотез есть свое рациональное зерно и есть какие-то противоречия и нестыковки. Любая из предлагаемых моделей требует дополнительного обоснования путем получения нового фактического геологического материала, расширения перечня привлекаемых акцессорных и рудных минералов и арсенала прецизионных изотопно-геохимических методов при их исследовании.

Изотопно-геохимическое исследование циркона из проявления Ичетью, Пижемского месторождения (детально рассмотренное в разделе 3.1) и из глинистого сланца подстилающих пород позволяет сформулировать **первое защищаемое положение** – **Циркон из рудопоявления Ичетью подобен циркону из Пижемского месторождения по повышенному содержанию неформульных элементов (Y, REE, P, Nb, Ti и Ca) и наличию значений U-Pb возраста около 600 млн. лет, но отличается от циркона из подстилающих глинистых сланцев, минимальный возраст которого составляет около 1000 млн. лет.**

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного комплексного изотопно-геохимического исследования акцессорных минералов-геохронометров (циркона, рутила и монацита) из рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения на Среднем Тимане установлены свидетельства их гидротермального преобразования, время проявления которого отвечает значению около 600 млн. лет.

1. Изотопно-геохимическое исследование циркона из конглобракчиевого пласта проявления Ичетью показало широкий разброс значений возраста в интервале от 3280 до 700 млн. лет. Выделены высокоиттриевая и низкоиттриевая разновидности циркона, при этом содержание Y коррелирует с HREE и P (изоморфизм по ксенотимовой схеме). Преобразование циркона из рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения сопровождается значительным увеличением содержания Y, REE, P, Nb, Ti и Ca при подчиненном росте содержания Th и U. Можно говорить о едином источнике циркона для двух объектов, при этом циркон мог поступать из разных пород кристаллического фундамента. Циркон из рифейских глинистых сланцев, которые подстилают осадочные отложения, вмещающие Пижемское месторождение, характеризуется пониженным содержанием примесей и имеет U-Pb возраст не моложе 1000 млрд. лет. Это не позволяет рассматривать сланцы в качестве источника рудных минералов для рассматриваемых объектов.

Установлено преобразование циркона из рудопроявления Ичетью с образованием микроагрегатов бадделеита, рутила и флоренсита. Находки преобразования циркона в бадделеит, в отличие от часто встречающегося обратного взаимоотношения, крайне редки и не превышают трех-четырех достоверно зафиксированных случаев. Микроагрегаты бадделеита неравномерно приурочены к кайме циркона толщиной от 10 до 50 мкм, пустотам и трещинам, пронизывающим зерно. Преобразованная кайма циркона отличается резко повышенным содержанием REE (особенно LREE), Y, Nb, Ca, Ti. Содержание Th и U также увеличивается. Обзор экспериментальных исследований по реакционным взаимоотношениям циркона и бадделеита и единичных природных аналогов позволяет сделать заключение, что наиболее вероятным механизмом преобразования циркона из проявления Ичетью в бадделеит в сростаниях с рутилом и флоренситом было воздействие на циркон высокотемпературных (не менее 500-600°C) щелочных флюидов, транспортирующих высоkozарядные элементы (REE, Y, Nb, Ti). Косвенно это

подтверждается находками циркона с аномально высоким содержанием Y и REE (до 100000 и 70000 ppm соответственно) (Макеев, Скублов, 2016).

2. Рутил из рудопроявления Ичетью отличается крайней гетерогенностью внутреннего строения и состава. Выделенные в зависимости от содержания Fe и Nb основные разновидности рутила принадлежат к двум минеральным ассоциациям: первая ассоциация представлена ниобиевым рутилом и колумбитом; во второй ассоциации ильменит замещается железистым рутилом и «псевдорутилом», последний в свою очередь, очищается от примеси железа и преобразуется в лейкоксеновую фазу в гидротермальных условиях, на что указывает факт перехода железистого рутила в анатаз.

Гидротермальная переработка высокониобиевого рутила, содержащего до 24 мас.% Nb₂O₅, приводит к существенному выносу Nb, вплоть до снижения содержания Nb₂O₅ до значений, не превышающих 1 мас.%. По мере очищения высокониобиевого рутила от примеси Nb, в нем также уменьшается содержание Fe, Mn, Cr, Th и Ag. Снижение содержания Nb сопровождается выносом Fe из слагающего секущие прожилки железистого рутила, отличающегося от других разновидностей рутила повышенным содержанием Mn, Cr, Zn, Al, Mg, Mo, Sb, Th, U и Zr. Температура образования рутила, оцененная с помощью Zr-в-рутиле термометра, отвечает интервалу 480-630°C.

В результате впервые проведенного изотопно-геохимического исследования рутила из проявления Ичетью, выполненного локальным методом LA-ICP-MS и «классическим» методом TIMS, установлено, что поступивший из различных источников – пород фундамента разновозрастный (около 1000, 1660, 1860 и 1980 млн. лет) рутил претерпел общее для всех его разновидностей термальное воздействие в результате процесса с возрастом около 580 млн. лет. Результаты геохронологического исследования рутила согласуются с проведенным U-Pb датированием циркона из проявления Ичетью и Пижемского месторождения. Согласно современным представлениям температура закрытия U-Pb системы в рутиле составляет не менее 500°C, что предполагает достаточно высокотемпературные условия гидротермальной переработки рутила при формировании рассматриваемых месторождений в рифейское время.

3. Установлено, что монацит из рудопроявления Ичетью представлен двумя разновидностями (Ce-Nd-куларитом и La-Ce- монацитом), которые по особенностям состава – крайне низкому содержанию Th и ряда других редких элементов, отсутствию выраженной отрицательной Eu-аномалии относятся к гидротермальному типу, что полностью исключает россыпное происхождение монацита и предполагает его аутигенное происхождение. Куларит демонстрирует значительное расхождение значений ²³⁸U-²⁰⁶Pb-

возраста (1000-1100 млн. лет) и ^{232}Th - ^{208}Pb -возраста (600-700 млн. лет). Первый возраст отвечает кристаллизации куларита в породах фундамента, второй – перекристаллизации куларита и монацита в результате интенсивных гидротермальных процессов. В процессе интенсивной гидротермальной переработки две разновидности монацита (куларит и желтый монацит) были совмещены и теперь составляют единую минеральную ассоциацию в конглобрекциях проявления Ичетью.

Установленные при изучении циркона, рутила и монацита геохимические свидетельства интенсивного гидротермального преобразования с единым временем протекания этого процесса (около 600 млн. лет), аутигенный генезис монацита, отсутствие значений U-Pb возраста моложе 1000 млн. лет, как и следов гидротермальных изменений в цирконе из подстилающих глинистых сланцев, входят в определенное противоречие с поддерживаемой рядом исследователей корово-россыпной (осадочной) гипотезой образования титановых месторождений Среднего Тимана, возраст которых принимается в рамках этой модели как раннедевонский (Плякин, Ершова, 2010; и др.). Полученные в результате проведенных исследований изотопно-геохимические данные по акцессорным минералам не противоречат модели, предполагающей интенсивное протекание гидротермальных процессов при образовании рудопоявления Ичетью и Пижемского месторождения. Разработка достоверной модели образования титановых месторождений Среднего Тимана требует дополнительных исследований акцессорных и рудных минералов из этих объектов современными изотопно-геохимическими методами.

Список литературы

1. Алфимова Н.А., Матреничев В.А., Зингер Т.Ф., Скублов С.Г. Геохимия цирконов из протерозойской коры выветривания гранитоидов Северной Карелии // Доклады АН. 2011. Т. 438. № 1. С. 101-104.
2. Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U-Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 32-45.
3. Анфилогов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М., Вализер П.М. Замещение циркона бадделеитом как возможный механизм образования зональных кристаллов циркона в ультрабазитах // Доклады АН. 2017. Т. 475. № 6. С. 676-679.
4. Баянова Т.Б. Бадделеит - перспективный геохронометр щелочного и базитового магматизма // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 203-216.
5. Битков П. П. Ревизионно-заверочные работы по оценке перспективных аномалий в северной части Вольско-Вымской гряды // Отчет. Ухта. 2001. 67 с.
6. Битков П.П. Поисковые работы на комплексные россыпи в пределах депрессии Ичетью. Отчет Ичетьюского отряда Средне-Тиманской ГРП о результатах поисковых работ на комплексные россыпи, проведенные в 1984–1992 гг. в пределах депрессии Ичетью (в 2-х книгах). Ухта. 1992. 115 с.
7. Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худoley А.К., Андерсен Т. Результаты исследований U-Pb-изотопного возраста обломочных цирконов из средне-верхнерифейских отложений Четласского Камня (Тиманской гряды) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 2. М.: ГИН РАН, 2018. С. 384-387.
8. Гракова О.В. Акцессорный ильменорутит алмазсодержащих среднедевонских пород Южного Тимана // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2011. №10. С.11-13.
9. Гракова О.В. Видовой состав, химические и типоморфные особенности акцессорных минералов девонских алмазсодержащих отложений Южного и Среднего Тимана // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. №3. С. 3-9.
10. Дудар В.А. Формирование палеороссыпи Ичетью и основные направления работ на алмазы по Вольско-Вымской гряде // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Материалы Всерос. совещания. Сыктывкар. Геопринт. 2001. С. 35–38.
11. Игнатъев В.Д., Бурцев И.Н. Лейкоксен Тимана: Минералогия и проблемы технологии. СПб.: Наука, 1997. 215 с.

12. Калюжный В.А. Геология новых рассыпеобразующих метаморфических формаций. М.: Наука, 1982. 264 с.
13. Калюжный В.А. Некоторые черты ильменито-лейкокситовых осадочно-метаморфических фаций сланцев и связанные с ними россыпи на Тимане // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Европейской части СССР и Севера Урала. Сыктывкар. 1965. С. 467-473.
14. Колокольцев В.Г., Лисицына М.А. О гидротермально-метасоматическом генезисе лейкокситовых руд Ярегского месторождения (Южный Тиман) // Вулканоогенно-осадочное рудообразование. 1992. С. 89-91.
15. Колонин Г.Р., Широносова Г.П., Швецова И.В. Зональное распределение главных РЗЭ в метаморфогенном монаците (куларите) и возможности термодинамической оценки условий его образования // Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2009. № 1 (27). С. 41-42.
16. Королев Н.М., Марин Ю.Б., Никитина Л.П., Зинченко В.Н., Шиссуа У.М. Высокониобиевый рутил из верхнемантийных эклогитовых ксенолитов алмазонасной кимберлитовой трубки Катоба, Ангола // Доклады Академии Наук. 2014. Т. 454. №2. С. 207-210.
17. Кочетков О. С., Гецен В. Г. Научный отчет по теме: «Магматическая геология и металлогения Тимана» Раздел: «Минералогия / акцессорные минералы / Базальных отложений девона на Тимане». 1952-62 г. Сыктывкар. 1963. 303 с.
18. Красоткина А. О., Чен Ю.-С., Макеев А. Б., Скублов С. Г. Геохимия редких элементов в рутиле из рудопоявления Ичетью, Средний Тиман // Вопросы естествознания. 2018. № 1 (15). С. 106-113.
19. Красоткина А.О. Исследование циркона и бадделеита на содержание редких металлов, Ковдорское месторождение, Кольский полуостров // Материалы 53-й Международной научной студенческой конференции МНСК- 2015: Геология/Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск. 2015. С. 83.
20. Красоткина А.О., Мачевариани М.М., Королев Н.М., Макеев А.Б., Скублов С.Г. Типоморфные особенности ниобиевого рутила из рудопоявления Ичетью (Средний Тиман) // Записки РМО. 2017. № 2. С. 88-100.
21. Красоткина А.О., Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных и редких элементов в цирконах и бадделеитах месторождения Ковдор, Кольский полуостров // Материалы Четвертой Российской молодежной Школы с международным

- участием "Новое в познании процессов рудообразования", Москва, ИГЕМ РАН. 2014. С. 180-182.
22. Кременецкий А.А. Новый геолого-промышленный тип редкоземельных россыпей // Разведка и охрана недр. 1993. № 3. С. 15-19.
 23. Кузнецов Д.В., Мукатова А. Образование бадделеита при десиликации циркона в родингитизированных высокобарических гранатитах массива Миндяк на Южном Урале // ЕЖЕГОДНИК-2012, Тр. ИГГ УрО РАН. 2013. Вып. 160. С. 224-228.
 24. Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л., О'Рейлли С., Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В. Первые результаты U-Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритовых цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // Доклады АН. 2010. Т. 435. № 6. С. 798-805.
 25. Лютоев В.П., Макеев А.Б. Структурные элементы-примеси в кварце песчаников Пижемской депрессии на Среднем Тимане // Литосфера. 2013. № 4. С. 110-120.
 26. Макеев А.Б. Пижемское титановое месторождение – флюидизатная кальдера в Пижемской депрессии (Средний Тиман) // Геохимия литогенеза: Материалы Российского совещания с международным участием (Сыктывкар, Республика Коми: 17–19 марта 2014 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 86-89.
 27. Макеев А.Б. Типоморфизм рудных и аксессуарных минералов Пижемского титанового месторождения, источник рудного вещества // Минералогия во всем пространстве сего слова. Материалы XI съезда РМО. СПб., 2014. С. 43-45.
 28. Макеев А.Б. Типоморфные особенности минералов титановых руд Пижемского месторождения // Минералогия. 2016. № 1. С. 24-49.
 29. Макеев А.Б. Минералы спутники алмаза в Пижемском титановом месторождении (Средний Тиман) // XIII Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле» (Москва: РГГУ, 5-7 апреля, 2017 г.). М.: МГРИ-РГГРУ, 2017. Т. 1. С. 261-262.
 30. Макеев А.Б., Андреичев В.Л., Брянчанинова Н.И. Rb-Sr возраст лампрофиров Среднего Тимана // Доклады АН. 2009. Т. 426. № 1. С. 94-97.
 31. Макеев А.Б., Баянова Т.Б., Борисовский С.Е., Жиличева О.М. Состав, изотопный U-Pb возраст и источник циркона полиминерального проявления Ичетью (Средний Тиман) // Записки РМО. 2015а. № 6. С. 9-18.

32. Макеев А.Б., Баянова Т.Б., Лялина Л.М. Изотопный U-Pb возраст и источник циркона полиминерального проявления Ичетью (Средний Тиман) // Минералогия во всем пространстве сего слова. Материалы XI Съезда РМО. СПб. 2014. С. 192-194.
33. Макеев А.Б., Борисовский С.Е. Типоморфизм и источники титановых и ниобиевых минералов проявления Ичетью, Средний Тиман // Изв. ВУЗов. Геология и Разведка. 2013. № 2. С. 30-37.
34. Макеев А.Б., Борисовский С.Е., Баянова Т.Б., Жиличева О.М., Скублов С.Г. Уникальные иттриевые цирконы полиминерального проявления Ичетью // Минералогия. 2015. № 4. С. 29-46.
35. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Лампрофиры Тимана // Региональная геологии и металлогения. 2009. Т. 37. С. 51-73.
36. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И., Костоянов А.И. Минералогия платиноидов Республики Коми и сопредельных регионов // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Материалы Всероссийской конференции 17-19 февраля 1998 г. Сыктывкар: Геопринт. 1998. С. 75-77.
37. Макеев А.Б., Вирюс А.А. Монацит проявления Ичетью (состав, морфология, возраст) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2013. № 3. С. 10-15.
38. Макеев Б.А., Глухов Ю.В., Варламов Д.А., Шевчук С.С., Исаенко С.И. Иттрийсодержащие цирконы из псефитов россыпепроявления Ичетью. Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 2. С. 11-16.
39. Макеев А.Б., Дубинчук В.Т., Быховский Л.З., Лаломов А.В., Макеев Б.А. Пижемское титановое месторождение: проблемы генезиса // Матер. XIV межд. совещания по Геологии россыпей и месторождений кор выветривания (РКВ-2010). Новосибирск. 2010. С. 417-422.
40. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана // СПб.: Наука. 2001. 336с.
41. Макеев А.Б., Дудар В.А. Самородки золота россыпных проявлений Приполярного Урала и Среднего Тимана // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2003. № 11. С. 15-18.
42. Макеев А.Б., Дудар В.А., Брянчанинова Н.И., Макеев Б.А. Золото проявления Ичетью // Всерос. конф. «Самородное золото: Типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 12-14.

43. Макеев А. Б., Дудар В. А., Макеев Б. А. Возможные источники полезных компонентов месторождения Ичетью // Сыктывкарский минералогический сборник. 2002. № 31. С. 117-123.
44. Макеев А.Б., Дудар В.А., Самарова Г.С., Быховский Л.З., Тигунов Л.П. Пижемское титановое месторождение (Средний Тиман): аспекты геологического строения и освоения // Рудник будущего. 2012. № 1(9). С. 16-24.
45. Макеев А.Б., Иванух В., Обыден С.К., Брянчанинова Н.И., Иванников П.В., Сапарин Г.В. Взаимоотношение алмаза и карбонадо (по материалам исследования бразильской и среднетиманской коллекций) // Доклады АН. 2003. Т. 393. № 3. С. 393-397.
46. Макеев А.Б., Красоткина А.О., Скублов С.Г. Геохимия и U-Pb-возраст циркона Пижемского титанового месторождения (Средний Тиман) // Вестник ИГ Коми НЦ Уро РАН. 2016. №5. С. 38-52.
47. Макеев А. Б., Красоткина А. О., Скублов С. Г. Новые данные об U-Pb возрасте и составе циркона (SHRIMP-II, SIMS) из полиминерального рудопроявления Ичетью (Средний Тиман) // Вестник ИГ Коми НЦ Уро РАН. 2017. №11. С. 28-42.
48. Макеев А. Б., Лебедев В. А., Брянчанинова Н. И. Магматиты Среднего Тимана // Екатеринбург: Изд-во Уро РАН. 2008. 348 с.
49. Макеев А.Б. Магазины Л.О. Типоморфизм минералов переменного состава проявления Ичетью // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ Уро РАН, 2014. С. 323-325.
50. Макеев А.Б., Макеев Б.А. Цинковые хромшпинелиды Среднего Тимана и Приполярного Урала // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 2. С. 235-240.
51. Макеев А.Б., Макеев Б.А. Химический и минеральный состав глинистых пород Пижемского месторождения (Средний Тиман) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ Уро РАН. 2009. С. 398-400.
52. Макеев Б.А., Макеев А.Б., Редкоземельные и стронциевые алюмофосфаты Вольско-Вымской гряды (Средний Тиман) // ЗРМО, 2010. №3. С. 95-102.
53. Макеев А.Б., Носик Л.П. Химический и изотопный состав сидерита Пижемского месторождения (Средний Тиман) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ Уро РАН. 2009. С. 277-279.

54. Макеев А.Б., Скублов С.Г. Иттриево-редкоземельные цирконы Тимана: геохимия и промышленное значение // Геохимия. 2016. № 9. С. 821-828.
55. Малахов А.А. Геология Среднего Тимана и Западного Притиманья. 1932-1936 гг. Л.: Гостоптехиздат, 1940. 114 с.
56. Михайлов Б.М. Перспективы развития сырьевой базы никелевой промышленности Урала // Региональная геология и металлогения. 2002. № 15. С. 97-108.
57. Михайлов Б.М. О генезисе никелевых руд Уфалея (Средний Урал) // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 1. С. 3-13.
58. Некрасов И.Я., Некрасова Р.А. Куларит – аутигенная разновидность монацита // Доклады АН СССР. 1983. Т. 268. № 3. С. 688-693.
59. Осадчук М. И., Матвеева Г. В. Кофф С. И. Отчет о геолого-поисковых работах партии № 198 в бассейне ср. течения р. Бобровой и р. Печорской Пижмы на Средней Тимане в 1961 г. // Фонды УГРЭ. 1961. 178 с.
60. Патрикеев Ф. Ф., Савинкин П. Е. Геологический очерк северо-восточного склона Среднего Тимана // Фонды ЦНИЛ УТГУ. 1958. 37 с.
61. Плякин А.М., Ершова О.В. Минералогия и генезис девонских полиминеральных россыпей Тимана // Записки РМО. 2010а. № 3. С. 108-114.
62. Плякин А.М., Ершова О.В. О возрасте девонских полиминеральных россыпей Тимана // Известия Коми научного центра УРО РАН. 2010б. № 1. С. 60-63.
63. Плякин А.М., Ершова О.В. История открытия и изучения Умбинско-Средненского полиминерального месторождения // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 7. С. 25-29.
64. Савко К. А., Хиллер В. В., Базиков Н. С., Вотяков С. Л. Th-U-Pb- возраст метаморфизма пород Воронцовской серии Воронежского кристаллического массива по данным микрозондового датирования монацитов // Доклады АН. 2012. Т. 444. № 3. С. 289-295.
65. Сидорова И. С., Матюхин Н. И. Отчет о поисковых работах на древние россыпи титана, проведенных в 1964-65 гг. в бассейне среднего течения рек Печорской Пижмы и Умбы на Среднем Тимане. 1965. 208 с.
66. Скублов С. Г., Березин А. В. Бережная Н. Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 470-494.

67. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах // СПб.: Наука, 2005. 147 с.
68. Скублов С.Г. Красоткина А.О., Макеев А.Б., Ризванова Н.Г., Койман Э. Первые данные о возрасте (U-Pb метод, TIMS, LA-ICP-MS) рутила из полиминерального рудопроявления Ичетью, Средний Тиман // Записки Горного института. 2018. Т. 232. С. 19-33.
69. Скублов С.Г., Красоткина А.О. Макеев А.Б., Галанкина О.Л., Мельник А.Е. Уникальная находка преобразования циркона в бадделеит (рудопроявление Ичетью, Средний Тиман) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2018. № 1. С. 27-35.
70. Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Галанкина О.Л., Симакин С.Г., Мыскова Т.А., Астафьев Б.Ю. Первая находка аномально (Y+REE)-обогащенных цирконов в породах Балтийского щита // Доклады АН. 2011. Т. 441. № 6. С. 792-799.
71. Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С., Ишмурзин Ф.И. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) метаморфизма и протолита эклогитоподобных пород района Красной губы, Беломорский пояс // Доклады АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 319-325.
72. Скублов С.Г., Седова И.С., Глебовицкий В.А., Гембицкая И.М., Саморукова Л.М. Особенности геохимии цирконов из мигматитов Нимнырского блока Алданского щита // Геохимия. 2010. № 12. С. 1320-1329.
73. Смирнов В.Г., Осадчук М. И. Отчет о поисковых работах на древние россыпи титана на Южном и Среднем Тимане // 1961 г. Фонды УГРЭ. 188 с.
74. Соболев Н.В., Логвинова А.М., Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В., Козьменко О.А., Рагозин А.Л. Nb рутил из микроксенолита эклогита кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия // Доклады Академии Наук. 2011. Т.439, №1. С.102-105.
75. Тельнова О. П., Макеев А. Б., Горбунов М. В. Стратиграфическое положение, возраст и состав глинистых пород Ичетьюской депрессии // Геология девонской системы. Материалы международного симпозиума. Сыктывкар: Геопринт. 2002. С. 227-230.
76. Тихомиров С.В. Девон Среднего Тимана // Известия Академии Наук СССР, 1948. №2. С. 47-56.
77. Удоратина О. В., Казанцева М.И., Саватенков В. М. Sm-Nd датирование рудных минералов Новобобровского месторождения (Средний Тиман) // Труды XXXIII

- Международной конференции Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов. Геохи. 2016. С. 134-136.
78. Удоратина О.В., Капитанова В.А. Геохронология пород субстрата и руд редкометалльно-редкоземельных месторождений и рудопроявлений на севере Урала и Тимане // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2016. № 4(28). С. 85-100.
79. Федотова А.А., Бибилова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микронзонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 7. С. 1-18.
80. Франтц Н.А., Скублов С.Г., Родионов Н.В., Лохов К.И. Минералы циркония в карбонатах Тикшеозерского массива (Северная Карелия) // Международная конференция «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма» Школа «Щелочной магматизм Земли». Москва, 16-17 сентября 2013. М.: ГЕОХИ РАН, 2013. С. 25.
81. Цаплин А.Е., Тополук В.В., Бакулина Л.П., Довжикова Е.Г. Строение титаноносной малоручейской свиты Среднего Тимана // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1988. № 9. С. 57-62.
82. Чернышев И.В., Макеев А.Б., Гольцман Ю.В., Брянчанинова Н.И. Возраст титановых месторождений северо-востока Восточно-Европейской платформы: Rb-Sr-данные // Доклады РАН. 2010. Т.435. №3. С. 378-383.
83. Чистов Л.Б., Охрименко В. Е. Изучение обогатимости 2х типов титановых руд Пижемского месторождения – титановых песков и песчаников. Отчет НИР по договору № 8-093-17-1. ГНЦ РФ ОАО ГИРЕДМИТ, Москва. 2009. 133 с.
84. Шатова Н.В., Скублов С.Г., Мельник А.Е., Шатов В.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А. Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) на основе изотопно-геохимического (U-Pb, REE) исследования циркона // Региональная геология и металлогения. 2017. №. 69. С. 33-48
85. Alipour-Asll M., Mirnejad H., Milodowski A.E. Occurrence and paragenesis of diagenetic monazite in the upper Triassic black shales of the Marvast region, South Yazd, Iran // Mineralogy and Petrology. 2012. V. 104. P. 197-210.
86. Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chemical Geology. 2002. Vol. 192. P. 59-79.

87. Ayers J.C., Zhang L., Luo Y., Peters T.J. Zircon solubility in alkaline aqueous fluids at upper crustal conditions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012. Vol. 96. P. 18-28.
88. Balachandran U., Eror N.G. Raman spectra of titanium dioxide // *Journal of Solid State Chemistry*. 1982. Vol. 42. P. 276-282.
89. Bern C.R., Shah A.K., Benzel W.M., Lowers H.A. The distribution and composition of REE-bearing minerals in placers of the Atlantic and Gulf coastal plains, USA. *Journal of Geochemical Exploration*. 2016. Vol. 162. P. 50-61.
90. Bernini D., Audétat A., Dolejš D., Keppler H. Zircon solubility in aqueous fluids at high temperatures and pressures // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. Vol. 119. P. 178-187.
91. Bersani D., Lottici P.P., Ding X-Z. Phonon confinement effects in the Raman scattering by TiO₂ nanocrystals // *Appl. Phys. Lett.* 1998. Vol. 72. P. 912-916.
92. Black, L.P., Kamo, S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // *Chem. Geol.* 2003. Vol. 200. P. 155-170.
93. Carruzzo S., Clarke D.B., Pelrine K.M. Texture, composition, and origin of rutile in the South Mountain Batholith, Nova Scotia // *The Canadian Mineralogist*. 2006. Vol.44. P. 715-729.
94. Cerny P., Novak M., Chapman R., Ferreira K.J. Subsolidus behavior of niobian rutile from the Pisek region, Czech Republic: a model for exsolution in W- and Fe²⁺-rich phases // *Journal of Geosciences*. 2007. Vol. 52. P. 143-159.
95. Chakhmouradian A.R., Mitchell R.H. Lueshite, pyrochlore and monazite - (Ce) from apatite-dolomite carbonatite, Lesnaya Varaka complex, Kola Peninsula, Russia // *Mineralogical Magazine*. 1998. Vol. 62. P. 769-782.
96. Cherniak D. J., Watson E. B. Diffusion in zircon // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2003. Vol. 53(1). P. 113-143.
97. Dempster T., Chung P. Metamorphic zircon: tracking fluid pathways and the implications for the preservation of detrital zircon // *Journal of the Geological Society*. 2013. Vol. 170(4). P. 631-639.
98. Desborough G.A., Mihalik P. Accessory minerals in the igneous host of molybdenum ore, Henderson Mine, Colorado // *U.S. Geological Survey*. 1980. P. 314-319.
99. Duncan C.H., Dempster T.J. Zircon alteration, formation and preservation in sandstones// *Sedimentology*. 2009. Vol 56. P. 2175-2191.

100. Finch R.J., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Burns P.C. Rare-earth elements in synthetic zircon: Part 2. A singlecrystal X-ray study of xenotime substitution // *Am. Mineral.* 2001. Vol. 86. P. 681-689.
101. Florencio W. Uma nova variedade da zirconita. *Anais Acad. Brasileira Cienc.* 1952. Vol. 24. P. 249-259.
102. Frank O., Zukalova M., Laskova B., Kurti J., Koltai L. Raman spectra of titanium dioxide (anatase, rutile) with identified oxygen isotopes (16, 17,18) // *Phys. Chem. Chem. Phys.* 2012. Vol. 14(42). P.14567-14572.
103. Fu B., Page F. Z., Cavosie A. J., Fournelle J, Kita N. T., Lackey J. S., Wilde S. A., Valley J. W. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2008. Vol. 156. P. 197-215.
104. Geisler T., Schleicher H. Improved U–Th–total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U–Th–Pb discordance in zircon // *Chemical Geology.* 2000. Vol. 163. P. 269-285.
105. Goncalves G.O., Lana C., Scholz R., Buick I.S., Gerdes A., Kamo S.L., Corfu F., Marinho M.M., Chaves A.O., Valeriano C., Nalini Jr. H.A. An assessment of monazite from the Itambé pegmatite district for use as U–Pb isotope reference material for microanalysis and implications for the origin of the “Moacyr” monazite // *Chemical Geology.* 2016. Vol. 424. P. 30-50.
106. Goodenough K.M., Wall F., Merriman D. The rare earth elements: Demand, global resources, and challenges for resourcing future generations // *Natural Resources Research.* 2018. Vol. 27. P. 201-216.
107. Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghøj K., Schwartz J.J. The trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance // *Geology.* 2007. Vol. 35. P. 643-646.
108. Hanaor D.A.H., Sorrel C.C. Review of the anatase to rutile phase transformation // *J Mater Sci.* 2011. Vol. 46. P. 855-874.
109. Hara Y., Nicol M. Raman spectra and the structure of rutile at high pressures // *Physica Status Solidi.* 1979. Vol. 94. P. 317–322.
110. Harlov D. Fluids and geochronometers: charting and dating mass transfer during metasomatism and metamorphism // *J. Indian Inst. Sci.* 2015. Vol. 95. P. 109-124.

111. Harlov D.E., Andersson U.B., Förster H.J., Nyström J.O., Dulski P., Broman C. Apatite–monazite relations in the Kiirunavaara magnetite–apatite ore, northern Sweden // *Chemical Geology*. 2002. Vol. 191. P. 47-72.
112. Harlov D.E., Lewerentz A., Schersten A. Alteration of zircon in alkaline fluids: Nature and experiment // *Goldschmidt 2012 Conference Abstracts. Mineral. Mag.* 2012. Vol. 76. P. 1813.
113. Harrison T.M., Catlos E.J. Montel J.M. U-Th-Pb dating of phosphate minerals // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. Vol. 48. P. 524-558.
114. Hay D.C. Dempster T.J. Zircon behaviour during low-temperature metamorphism // *Journal of Petrology*, 2009. Vol. 50(4). P. 571-589.
115. Heaman L.M., LeCheminant A.N. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂) // *Chem. Geol.* 1993. Vol. 110. P. 95-126.
116. Hellstrom J., Paton C., Woodhead J., Hergt J. Iolite: Software for spatially resolved LA- (quad and MC) ICPMS analysis. In: Sylvester P (editor) *Laser Ablation ICP–MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineral. Assoc. of Canada. 2008. P. 343-348.
117. Hinton R.W., Upton B.G.J. The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. Vol. 55. P. 3287-3302.
118. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Miner. Geochem.* 2003. Vol. 53. P. 27-62.
119. Ishihara S. Chemical evolution of zircons in the Paleogene Naegi granite, Central Japan // *Res. Geol.* 2008. Vol. 58. P. 423-427.
120. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chemical Geology*. 2004. Vol. 211. P. 47-69.
121. Janots E., Berger A., Gnos E., Whitehouse M., Lewin E., Pettke T. Constraints on fluid evolution during metamorphism from U–Th–Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite // *Chemical Geology*. 2012. Vol. 326. P. 61-71.
122. Jochum K.P., Weis U., Stoll B., Kuzmin D., Yang Q., Raczek I., Jacob D.E., Stracke A., Birbaum K., Frick D.A., Günther D., Enzweiler J. Determination of Reference Values for NIST SRM 610–617 Glasses Following ISO Guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2011. Vol. 35. P. 397–429.

123. Kim S.J., Lee H.K., Yin J. Park J.K. Chemistry and origin of monazites from carbonatite dikes in the Hongcheon–Jaeun district, Korea // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2005. Vol. 25. P. 57-67.
124. Kimura K., Hironaka Y. Chemical investigations of Japanese minerals containing rarer elements: XXIII. Yamagutilite, a phosphorus-bearing variety of zircon, found at Yamaguli Village, Nagano Prefecture. *J. Chem. Soc. Japan*. 1936. Vol. 57. P. 1195-1199 (in Japanese).
125. Kinny P.D., Dawson J.B. A mantle metasomatic injection event linked to late Cretaceous kimberlite magmatism // *Nature*. 1992. Vol. 360. P. 726-728.
126. Kooijman E., Mezger K., Berndt J. Constraints on the U–Pb systematics of metamorphic rutile from in situ. LA-ICP-MS analysis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 293 P. 321-330.
127. Kooijman E., Berndt J., Mezger K. U-Pb dating of zircon by laser ablation ICP-MS: recent improvements and new insights // *European Journal of Mineralogy*. 2012. Vol. 24. P. 5-21.
128. Kositcin N., McNaughton N.J., Griffin B.J., Fletcher I.R., Groves D.I. and Rasmussen B. Textural and geochemical discrimination between xenotime of different origin in the Archaean Witwatersrand Basin, South Africa // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. Vol. 67(4). P. 709-731.
129. Krishnamurti D., Sc F.A. The raman spectrum of rutile // *Proceedings of the Indian Academy of Sciences*. 1962. Vol. 55. P. 290-299.
130. Krogh T.E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1973. Vol. 37. P. 485-494.
131. Liu Y., Hu Z., Gao S., Günther D., Xu J., Gao C., Chen H. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard // *Chem. Geol.* 2008. Vol. 257. P. 34-43.
132. Ludwig K.R. Isoplot/Ex 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Special publication. 2003. 74 p.
133. Ludwig K.R. PbDat 1.21 for MS-dos: A computer program for IBM-PC Compatibles for processing raw PbU-Th isotope data. Version 1.07. U.S. Geological Survey, Open-File Report 88-542. 1991. 35 p.
134. Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. Vol. 2. P. 19.

135. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. Vol. 1. 46 p.
136. Lukacevic I., Gupta S.K., Jha P.K., Kiri D. Lattice dynamics and Raman spectrum of rutile TiO₂: The role of soft phonon modes in pressure induced phase transition // Materials Chemistry and Physics. 2012. Vol.137. P. 282-289.
137. Luvizotto G.L., Zack T., Meyer H.P., Ludwig T., Triebold S., Kronz, A. Jacob D. E Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis // Chemical Geology. 2009. Vol. 261. P. 346-369.
138. Manhès G., Minster J.E., Allegre C.J. Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Severin amphoterite: consequences for early Solar system chronology // Earth and Planetary Science Letters. 1978. Vol. 39. P. 14-24.
139. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223-253.
140. Meinhold G. Rutile and its applications in earth sciences // Earth-Science Reviews. 2010. Vol. 102. P. 1-28.
141. Moelo Y., Lulzac Y., Rouer O., Palvadeau P., Gloaguen É., Léone P. Scandium mineralogy: pretulite with scandian zircon and xenotime-(Y) within an apatite-rich oolitic ironstone from Saint-Aubin-Des-Châteaux, Armorican Massif, France // The Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40(6). P. 1657-1673.
142. Mohanty A.K., Das S.K., Vijayan V., Sengupta D., Saha S.K. Geochemical studies of monazite sands of Chhatrapur beach placer deposit of Orissa, India by PIXE and EDXRF method // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2003. Vol. 211. P. 145-154.
143. Narayanan P.S. Raman spectrum of rutile (TiO₂) // Proceedings Mathematical Sciences. 1950. Vol.32. P. 279-283.
144. Ohsaka T., Izumi F., Fujiki Y. Raman spectrum of anatase, TiO₂ // Journal of Raman Spectroscopy. 1978. Vol.7. P. 321-324.
145. Okrusch M., Hock R., Schussler U., Brummer A., Baier M., Theisinger H. Intergrown niobian rutile phases with Sc- and W-rich ferrocolumbite: An electron-microprobe and Rietveld study // American Mineralogist. 2003. Vol.88. P. 986-995.
146. Page F.Z., Fu B., Kita N.T., Fournelle J., Spicuzza M.J., Schulze D.J., Viljoen F., Basei M.A.S., Valley J.W. Zircons from kimberlite: New insights from oxygen isotopes,

- trace elements, and Ti in zircon thermometry // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. Vol. 71. P. 3887-3903.
147. Parker J. C., Siegel R. W. Calibration of the Raman spectrum to the oxygen stoichiometry of nanophase TiO₂ // *Appl. Phys. Lett.* 1990. Vol. 57. P. 943-945.
148. Paton C., Hellstrom J.C., Paul P., Woodhead J.D., Hergt J.M. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2011. Vol. 26. P. 2508-2518.
149. Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M., Greig A., Maas R. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2010. Vol. 11. P. 1-36.
150. Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., Hakour A.E., Etienne Deloule E., Féraud G. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit — Morocco) // *Chemical Geology*. 2007. Vol. 245. P. 135-161.
151. Perumalsamy C., Bhadra S., Balakrishnan S. Decoding evolutionary history of provenance from beach placer monazites: A case study from Kanyakumari coast, southwest India // *Chemical Geology*. 2016. Vol. 427. P. 83-97.
152. Petrus JA, Kamber BS. VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2012. Vol. 36. P. 247-270.
153. Plavsa D., Reddy S. M., Agangi A., Clark C., Kylander-Clark A., Tiddy C. J. Microstructural, trace element and geochronological characterization of TiO₂ polymorphs and implications for mineral exploration // *Chemical Geology*. 2018. Vol. 476. P. 130-149.
154. Poitrasson F., Chenery S., Shepherd T.J. Electron microprobe and LA-ICP-MS study of monazite hydrothermal alteration: Implications for U-Th-Pb geochronology and nuclear ceramics // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. Vol. 64. P. 3283-3297.
155. Pyle J. M., Spear F. S. Four generations of accessory-phase growth in low-pressure migmatites from SW New Hampshire // *American Mineralogist*. 2003. Vol. 88. P. 338-351.
156. Pyle J. M., Spear F. S. Yttrium zoning in garnet: Coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions // *American Mineralogist*. 2003. Vol. 88. P. 708-708.

157. Read D., Cooper D.C. McArthur J.M. The composition and distribution of nodular monazite in the Lower Palaeozoic rocks of Great Britain // *Mineralogical Magazine*. 1987. Vol. 51. P. 271-280.
158. Schaltegger U., Pettke T., Audétat A., Reusser E., Heinrich C.A. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W–Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia): Part I: Crystallization of zircon and REE-phosphates over three million years – a geochemical and U–Pb geochronological study // *Chemical Geology*. 2005. Vol. 220. P. 215-235.
159. Schandl E.S., Gorton M.P. A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits // *Economic Geology*. 2004. Vol. 99. P. 1027-1035.
160. Scott P.W., Pascoe R.D., Hart F.W. Columbite-tantalite, rutile and other accessory minerals from the St Austell topaz granite, Cornwall // *Geoscience in south-west England*. 1998. Vol. 9. P. 165-170.
161. Seydoux-Guillaume A.M., Montel J.M., Bingen B., Bosse V., De Parseval P., Paquette J.L., Janots E., Wirth R. Low-temperature alteration of monazite: Fluid mediated coupled dissolution–precipitation, irradiation damage, and disturbance of the U–Pb and Th–Pb chronometers // *Chemical Geology*. 2012. Vol. 330. P. 140-158.
162. Simon L., Harley, Kelly N.M. Zircon Tiny but Timely // *Elements*. 2007. Vol. 3. P. 13-18.
163. Slama J, Kosler J, Condon DJ, Crowley JL, Gerdes A, Hanchar JM, Horstwood MSA, Morris GA, Nasdala L, Norberg N, Schaltegger U, Schoene N, Tubrett MN, Whitehouse MJ. Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology*. 2008. Vol. 249(1-2). P. 1-35.
164. Stacey J.S. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / J.S.Stacey, J.D.Kramers // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. Vol. 26. P. 207-221.
165. Stucki A., Trommsdorff V., Günther D. Zirconolite in metarodingites of Penninic Mesozoic ophiolites, Central Alps // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 2001. Vol. 81. P. 257-265.
166. Suzuki K., Adachi M., Tanaka T. // *Sedim. Geol.* 1991. Vol. 75. P. 141–147.
167. Tanis E.A., Simon A., Tschauer O., Chow P., Xiao Y., Pamela Burnley P., Cline C.J. II, Hanchar J.M., Pettke T., Shen G., Zhao Y. The mobility of Nb in rutile-saturated

- NaCl- and NaF-bearing aqueous fluids from 1–6.5 GPa and 300–800 °C // *American Mineralogist*. 2015. Vol. 100. P. 1600–1609.
168. Taylor R.D., Goldfarb R.J., Monecke T., Fletcher I.R., Cosca M.A., Kelly N.M. Application of U-Th-Pb phosphate geochronology to young orogenic gold deposits: New age constraints on the formation of the Grass Valley Gold District, Sierra Nevada Foothills Province, California // *Economic Geology*. 2015. Vol. 110. P. 1313-1337.
169. Thomsen T.B., Heijboer T., Guarnieri P. jAgeDisplay: software for evaluation of data distributions in U-Th-Pb geochronology. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin // *Review of Survey activities*. 2015. Vol. 35. P. 103-106.
170. Tollo R.P., Haggerty S.E. Nb-Cr-Rutile in the Orapa kimberlite, Botswana // *Canadian Mineralogist*. 1987. Vol. 25. P. 251-264.
171. Tomkins H. S. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer / H. S. Tomkins, R. Powell, D. J. Ellis // *Journal of Metamorphic Geology*. 2007. Vol. 25. P. 703-713.
172. Vallini D. A., Cannon W. F., Schulz K. J. Age constraints for Paleoproterozoic glaciation in the Lake Superior Region: detrital zircon and hydrothermal xenotime ages for the Chocolay Group, Marquette Range Supergroup // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2006. Vol. 43(5). P. 571-591.
173. Voznyak D.K., Chernysh D.S., Melnikov V.S., Ostapenko S.S. Baddeleyite segregations in zircon of the Azov zirconium-rare-earth deposit (Ukrainian Shield) // *Mineralogia*. 2013. Vol. 44. P. 125–131.
174. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Miner. Petrol*. 2006. Vol. 151. P. 413-433.
175. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Rev. Econ. Geol.* / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. 1998. Vol. 7. P. 1-35.
176. Williams M. L., Jercinovic M. J. Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis // *Journal of Structural Geology*. 2002. Vol. 24. P. 1013-1028.
177. Williams M.L., Jercinovic M.J., Hetherington C.J. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*. 2007. Vol. 35. P. 137-175.
178. Yan J., Wu G., Guan N., Li L., Li Z., Cao X. Understanding the effect of surface/bulk defects on the photocatalytic activity of TiO₂: anatase versus rutile // *Phys. Chem. Chem. Phys*. 2013. Vol. 15. P. 10978-10988.

179. Zack, T., Moraes, R., Kronz, A. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2004. Vol. 148. P. 471-488.
180. Zack, T., von Eynatten, H., Kronz, A. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies // *Sedimentary Geology*. 2004. Vol. 171. P. 37-58.
181. Zhu X.K., O'Nions R.K. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. Vol. 137. P. 351-363.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Таблица 3.1.1 - Характеристика и U-Pb возраст циркона Пижемского месторождения и лампрофиров Четласского Камня

Точка анализа	Характеристика (оттенок, зональность при наличии)	Размер, мкм	$K_{уд}$	$^{206}Pb_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}Th / ^{238}U$	$^{206}Pb^*$, ppm	Возраст $^{206}Pb / ^{238}U$, млн лет	Возраст $^{207}Pb / ^{206}Pb$, млн лет	D, %
Пижемское месторождение											
1.1 (кайма)	Черный	86×143	1,66	1,25	137	77,9	0,59	34,9	1646 ±38	1664 ±74	1
2.1 (центр)	Темно-серый	86×143	1,66	0,09	137	102	0,77	38,3	1814 ±39	1878 ±25	4
3.1	Светло-серый, мозаичная	86×114	1,32	0,00	30,6	43,0	1,45	13,9	2740 ±64	2699 ±29	-1
4.1 (край)	Черный	114×143	1,25	1,43	1382	1838	1,37	112	571 ±13	1431 ±42	151
5.1 (центр)	Темно-серый, секториальная	86×129	1,50	0,21	128	45,2	0,36	40,2	2001 ±43	2012 ±24	1
6.1	Темно-серый, осцилляционная	114×114	1,00	1,42	200	116	0,60	41,1	1359 ±31	1580 ±55	16
7.1 (центр)	Темно-серый	114×143	1,25	0,26	193	26,5	0,14	41,7	1444 ±32	1430 ±34	-1
8.1 (центр)	Светло-серый, секториальная	77×157	2,04	1,45	39,7	30,4	0,79	3,21	572 ±17	614 ±280	7
9.1 (центр)	Черный	100×100	1,00	0,26	475	188	0,41	97,4	1377 ±31	1324 ±21	-4
10.1	Черный	86×100	1,16	0,20	269	128	0,49	49,0	1237 ±27	1196 ±33	-3
11.1	Темно-серый, осцилляционная	71×129	1,81	0,22	111	57,7	0,54	18,9	1164 ±28	1155 ±62	-1
12.1 (кайма)	Черный	86×114	1,32	0,41	483	160	0,34	81,5	1151 ±25	1247 ±31	8
13.1 (центр)	Темно-серый, секториальная	114×143	1,25	0,40	106	66,8	0,65	18,4	1187 ±32	1205 ±58	2
14.1	Светло-серый, осцилляционная	104×130	1,25	1,46	30,7	17,6	0,59	5,11	1124 ±32	1061 ±220	-6
15.1	Темно-серый	83×143	1,72	0,22	159	94,3	0,61	40,2	1660 ±36	1693 ±30	2
16.1 (центр)	Черный	99×125	1,26	0,53	404	147	0,38	96,0	1565 ±33	1490 ±32	-5
17.1 (центр)	Темно-серый, секториальная	73×119	1,63	0,84	73,1	175	2,48	13,3	1228 ±30	1084 ±120	-12
18.1 (центр)	Темно-серый, секториальная	91×104	1,14	0,21	164	218	1,38	24,2	1020 ±23	978 ±65	-4
19.1 (кайма)	Черный	130×156	1,20	0,36	365	183	0,52	81,9	1489 ±32	1424 ±38	-4
20.1 (центр)	Темно-серый, секториальная	104×130	1,25	0,40	158	43,2	0,28	46,6	1896 ±41	1812 ±30	-4
21.1 (центр)	Темно-серый, осцилляционная	60×182	3,03	0,71	335	56,8	0,17	61,4	1237 ±27	1124 ±67	-9
22.1 (ядро)	Темно-серый	104×208	2,00	0,33	88,5	109	1,28	27,9	2007 ±45	1915 ±36	-5
23.1 (ядро)	Темно-серый	78×104	1,33	0,86	167	129	0,80	33,1	1327 ±30	1253 ±65	-6
24.1 (центр)	Светло-серый, секториальная	78×104	1,33	0,50	68,7	71,0	1,07	16,2	1555 ±36	1495 ±63	-4
25.1 (кайма)	Черный	68×130	1,91	0,40	902	387	0,44	119	918 ±20	1694 ±18	85
26.1 (кайма)	Черный	117×146	1,25	0,57	252	95,2	0,39	45,6	1225 ±30	1110 ±46	-9
27.1	Черный	154×154	1,00	0,34	378	291	0,80	113	1912 ±40	1977 ±17	3

Таблица 3.1.1 - Продолжение

Точка анализа	Характеристика (оттенок, зональность при наличии)	Размер, мкм	$K_{уд}$	$^{206}Pb_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	$^{206}Pb^*$, ppm	Возраст $^{206}Pb/^{238}U$, млн лет	Возраст $^{207}Pb/^{206}Pb$, млн лет	D, %
28.1	Светло-серый, осцилляционная	146×268	1,84	0,50	145	119	0,84	12,1	591 ±15	701 ±100	19
29.1	Черный	98×195	1,99	0,05	340	140	0,43	78,3	1531 ±33	1541 ±19	1
30.1 (ядро)	Темно-серый	59×184	3,12	0,49	164	235	1,48	14,4	627 ±15	589 ±110	-6
31.1 (кайма)	Черный	85×141	1,66	1,60	437	73,1	0,17	100	1500 ±32	1856 ±37	24
32.1 (центр)	Светло-серый, осцилляционная	85×158	1,86	0,34	88,6	36,2	0,42	39,1	2662 ±56	2678 ±35	1
33.1	Черный	89×129	1,45	0,89	1950	1637	0,87	89,9	334 ±8	1400 ±34	319
34.1	Черный	87×94	1,08	0,22	275	186	0,70	125	2737 ±54	2679 ±12	-2
35.1 (ядро)	Черный	94×200	2,13	0,16	568	279	0,51	96,6	1162 ±25	1112 ±24	-4
лампрофиры Четласского Камня											
36.1	Темно-серый, осцилляционная	67×133	1,99	0,10	480	144	0,31	155	2060 ±44	1955 ±13	-5
37.1 (ядро)	Темно-серый, осцилляционная	108×117	1,08	0,37	141	54,0	0,40	24,3	1173 ±27	1161 ±56	-1
38.1 (край)	Темно-серый, осцилляционная	100×125	1,25	0,38	282	95,4	0,35	63,2	1491 ±33	1480 ±32	-1
39.1 (край)	Темно-серый, осцилляционная	67×108	1,61	0,40	263	97,2	0,38	64,4	1607 ±35	1597 ±24	-1
40.1 (ядро)	Темно-серый, осцилляционная	60×95	1,58	0,26	2275	717	0,33	291	893 ±20	918 ±18	3
41.1	Черный	40×70	1,75	0,70	3605	1229	0,35	488	937 ±20	1012 ±18	8
42.1 (центр)	Темно-серый, осцилляционная	65×80	1,23	0,29	194	80,0	0,43	31,7	1119 ±26	1126 ±45	1
43.1 (ядро)	Яркий, светло-серый, осцилляционная	45×80	1,78	0,67	245	397	1,68	12,2	361 ±9	228 ±160	-37

Примечание. $K_{уд}$ - коэффициент удлинения зерен циркона. D - величина дискордантности.

Таблица 3.1.2 - Содержание редких и редкоземельных элементов (ppm) в цирконе Пижемского месторождения и лампрофиров Четгасского Камня

Компонент	Циркон Пижемского месторождения																			
	Высокоиттриевый циркон										Умеренно иттриевый циркон									
	4.1	25.1	30.1	31.1	33.1	35.1	1.1	2.1	3.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	11.1	12.1	13.1	14.1	15.1
La	42,9	33,0	0,18	7,71	21,2	0,12	0,10	0,10	0,08	2,14	0,03	0,09	0,28	0,06	0,06	1,45	0,33	0,14	0,13	16,1
Ce	880	243	112	125	738	21,1	29,9	41,3	14,5	59,9	5,01	4,72	17,7	30,6	22,4	49,2	12,5	25,8	13,3	21,4
Pr	213	49,9	0,70	26,8	133	0,72	0,33	0,39	0,39	7,19	0,03	0,34	0,90	0,08	0,23	8,77	1,58	0,13	0,12	0,08
Nd	1830	464	10,9	210	1363	11,0	3,87	5,21	6,80	74,4	0,12	5,99	10,7	0,86	4,92	98,8	16,9	1,60	2,05	0,63
Sm	1115	461	17,1	114	1159	18,0	6,84	6,81	10,5	69,4	0,14	9,02	15,4	2,79	10,8	80,0	16,4	3,70	4,88	1,36
Eu	245	108	5,36	31,6	273	0,27	1,35	1,54	0,45	17,6	0,04	1,33	1,95	0,27	0,84	15,2	2,22	0,98	0,62	0,11
Gd	1603	681	80,4	215	1792	81,8	34,1	25,0	40,3	123	0,81	42,2	45,1	21,0	50,2	139	51,1	16,7	29,5	7,03
Dy	2183	902	323	391	2148	300	126	63,7	121	223	3,63	128	199	123	167	207	164	62,3	132	43,1
Er	1987	916	632	450	1698	579	264	106	209	319	12,8	223	430	351	356	342	291	121	269	114
Yb	2879	1465	1113	673	2675	899	475	178	329	590	43,5	357	721	757	583	621	459	219	464	259
Lu	429	231	189	106	409	136	78,2	28,7	52,6	95,6	11,8	61,4	107	127	83,0	98,6	72,6	36,9	69,9	48,8
Li	21,5	83,9	0,05	15,0	79,7	0,17	16,1	1,10	5,81	55,0	31,7	0,04	22,9	1,28	0,11	49,6	9,40	12,5	6,94	122
P	8629	3501	437	1661	8014	331	405	194	232	883	16,9	93,3	154	475	303	680	272	258	188	109,7
Ca	5168	1430	2,78	573	4473	5,91	0,82	0,68	1,35	309	1,06	0,78	28,9	0,74	0,78	325	40,9	1,67	2,23	0,87
Ti	776	181	13,7	97,8	599	16,9	22,7	18,0	18,1	49,3	3,98	22,4	10,3	5,38	10,6	44,7	21,2	40,1	8,84	13,2
Sr	58,3	24,3	0,59	6,95	61,0	0,92	0,39	0,18	0,45	2,70	0,24	0,37	0,99	0,69	0,11	3,04	0,78	0,22	0,50	0,23
Y	14044	6252	3654	3010	14741	3193	1529	657	1185	1831	69,2	1287	2403	1794	2104	1903	1669	722	1518	615
Nb	49,0	31,4	15,6	13,6	54,7	15,4	59,2	41,5	45,9	30,5	27,8	18,7	60,4	50,7	46,3	30,5	15,7	23,7	23,0	17,1
Ba	484	134	1,62	19,2	407	3,33	0,90	1,24	0,85	12,1	0,69	0,79	2,07	1,35	1,23	25,2	2,78	1,62	1,29	1,18
Hf	9064	12306	9271	11204	20918	9185	8988	7690	8191	10517	10350	6602	10847	11780	7201	10925	8763	7846	7778	11426
Th	2177	394	372	96,5	2133	309	157	45,7	51,3	188	29,6	37,8	201	132	61,5	195	84,5	24,3	92,0	171
U	2224	1335	318	730	3237	884	247	44,7	205	467	323	66,3	698	397	160	785	175	56,4	232	648
Th/U	0,98	0,30	1,17	0,13	0,66	0,35	0,64	1,02	0,25	0,40	0,09	0,57	0,29	0,33	0,39	0,25	0,48	0,43	0,40	0,26
Eu/Eu*	0,56	0,58	0,44	0,61	0,58	0,02	0,27	0,36	0,07	0,58	0,34	0,21	0,22	0,11	0,11	0,44	0,23	0,38	0,16	0,11
Ce/Ce*	2,23	1,45	77,0	2,11	3,37	17,0	39,6	51,4	20,4	3,69	39,6	6,58	8,51	112	45,0	3,34	4,19	45,5	26,8	137
ΣREE	13408	5553	2484	2352	12409	2047	1020	456	785	1581	77,9	833	1549	1413	1278	1662	1088	489	985	496
ΣLREE	2967	789	124	370	2254	33,0	34,2	47,0	21,8	144	5,19	11,1	29,6	31,5	27,6	158	31,3	27,7	15,6	22,2
ΣHREE	9081	4195	2337	1836	8723	1996	977	401	752	1351	72,6	811	1502	1378	1238	1408	1038	457	964	472
Lu _N /La _N	96,4	67,3	10248	132	186	10605	7330	2845	6723	430	4032	6597	3676	21351	12697	653	2132	2495	5347	26765
Lu _N /Gd _N	2,16	2,74	19,0	3,98	1,85	13,5	18,5	9,28	10,6	6,31	118	11,8	19,2	48,9	13,4	5,72	11,5	17,9	19,2	56,2
Sm _N /La _N	41,7	22,4	154	23,8	87,7	232	107	112	224	51,9	7,71	161	88,1	77,8	274	88,1	80,3	41,5	62,1	124
T(Ti), °C	1360	1084	771	994	1304	791	821	798	798	906	668	820	745	691	749	895	814	882	732	768

Таблица 3.1.2 - Продолжение

Компонент	Циркон Пижемского месторождения																	Циркон лампрофиров Четлаского Камня																										
	Умеренно иттриевый циркон																																											
	17.1	18.1	19.1	20.1	21.1	22.1	23.1	24.1	26.1	27.1	28.1	29.1	32.1	34.1	36.1	37.1	38.1	39.1	40.1	41.1	42.1	43.1	17.1	18.1	19.1	20.1	21.1	22.1	23.1	24.1	26.1	27.1	28.1	29.1	32.1	34.1	36.1	37.1	38.1	39.1	40.1	41.1	42.1	43.1
La	0,22	0,12	0,17	0,05	0,07	3,67	0,27	0,04	1,16	0,15	0,19	0,08	0,39	0,25	0,10	0,32	0,13	10,6	20,5	42,1	43,1	0,09	0,22	0,12	0,17	0,05	0,07	3,67	0,27	0,04	1,16	0,15	0,19	0,08	0,39	0,25	0,10	0,32	0,13	10,6	20,5	42,1	43,1	
Ce	111	140	29,9	8,92	16,2	26,6	53,7	50,2	16,8	42,2	30,2	5,63	9,34	33,4	12,3	17,4	28,4	90,4	203	12,3	12,3	45,5	111	140	29,9	8,92	16,2	26,6	53,7	50,2	16,8	42,2	30,2	5,63	9,34	33,4	12,3	17,4	28,4	90,4	203	12,3	12,3	45,5
Pr	0,71	0,67	0,42	0,08	0,12	0,36	2,62	0,96	0,11	4,15	0,10	0,07	1,16	0,20	0,09	0,94	0,29	12,2	26,1	0,24	0,24	0,12	0,71	0,67	0,42	0,08	0,12	0,36	2,62	0,96	0,11	4,15	0,10	0,07	1,16	0,20	0,09	0,94	0,29	12,2	26,1	0,24	0,24	0,12
Nd	11,8	8,26	5,26	1,12	1,85	6,37	17,5	13,0	1,46	35,0	1,13	0,86	11,8	2,79	1,55	10,0	4,17	80,9	166	2,79	2,79	1,64	11,8	8,26	5,26	1,12	1,85	6,37	17,5	13,0	1,46	35,0	1,13	0,86	11,8	2,79	1,55	10,0	4,17	80,9	166	2,79	2,79	1,64
Sm	17,2	10,2	6,81	2,23	4,25	10,5	13,7	20,4	3,31	23,2	2,29	2,17	13,0	4,91	2,73	10,6	6,85	57,4	126	4,82	4,82	5,46	17,2	10,2	6,81	2,23	4,25	10,5	13,7	20,4	3,31	23,2	2,29	2,17	13,0	4,91	2,73	10,6	6,85	57,4	126	4,82	4,82	5,46
Eu	2,37	2,05	1,26	0,05	0,70	1,70	2,90	6,25	0,11	5,68	0,37	0,50	2,21	0,32	0,17	2,24	0,84	1,40	4,18	0,53	0,53	2,11	2,37	2,05	1,26	0,05	0,70	1,70	2,90	6,25	0,11	5,68	0,37	0,50	2,21	0,32	0,17	2,24	0,84	1,40	4,18	0,53	0,53	2,11
Gd	61,0	33,8	28,2	14,5	24,1	50,1	51,7	73,6	17,9	59,8	13,3	11,5	44,0	22,1	15,0	27,5	34,3	146	238	25,1	25,1	25,9	61,0	33,8	28,2	14,5	24,1	50,1	51,7	73,6	17,9	59,8	13,3	11,5	44,0	22,1	15,0	27,5	34,3	146	238	25,1	25,1	25,9
Dy	206	90,3	103	58,1	111	163	179	221	82,3	118	65,2	46,5	131	70,2	75,2	94,2	156	486	610	95,5	95,5	95,4	206	90,3	103	58,1	111	163	179	221	82,3	118	65,2	46,5	131	70,2	75,2	94,2	156	486	610	95,5	95,5	95,4
Er	364	156	220	131	214	301	351	402	179	182	174	111	206	133	185	178	384	840	956	199	199	211	364	156	220	131	214	301	351	402	179	182	174	111	206	133	185	178	384	840	956	199	199	211
Yb	578	277	416	223	288	497	618	688	319	267	376	227	321	256	352	328	782	1466	1653	343	343	443	578	277	416	223	288	497	618	688	319	267	376	227	321	256	352	328	782	1466	1653	343	343	443
Lu	92,1	46,3	66,6	36,9	39,5	79,2	104	118	49,9	41,6	67,3	39,4	53,0	46,0	58,6	51,9	126	229	241	54,8	54,8	73,5	92,1	46,3	66,6	36,9	39,5	79,2	104	118	49,9	41,6	67,3	39,4	53,0	46,0	58,6	51,9	126	229	241	54,8	54,8	73,5
Li	1,70	19,5	17,6	56,9	56,1	6,89	33,9	5,71	0,02	32,3	0,07	11,7	97,1	48,7	0,24	42,6	87,9	3,67	3,68	0,77	0,77	4,63	1,70	19,5	17,6	56,9	56,1	6,89	33,9	5,71	0,02	32,3	0,07	11,7	97,1	48,7	0,24	42,6	87,9	3,67	3,68	0,77	0,77	4,63
P	337	180	302	99,4	55,3	251	550	415	188	482	223	113	559	96,2	212	249	605	1311	1307	228	228	167,5	337	180	302	99,4	55,3	251	550	415	188	482	223	113	559	96,2	212	249	605	1311	1307	228	228	167,5
Ca	1,60	0,70	14,0	0,87	1,69	0,68	250	37,4	1,33	89,0	15,7	0,91	25,5	6,57	3,47	42,8	3,13	184	401	4,67	4,67	5,74	1,60	0,70	14,0	0,87	1,69	0,68	250	37,4	1,33	89,0	15,7	0,91	25,5	6,57	3,47	42,8	3,13	184	401	4,67	4,67	5,74
Ti	40,5	35,9	19,7	14,7	4,77	25,6	19,1	42,4	15,3	18,2	10,9	12,2	27,0	12,7	8,84	18,5	16,6	96,4	1735	22,4	22,4	5,74	40,5	35,9	19,7	14,7	4,77	25,6	19,1	42,4	15,3	18,2	10,9	12,2	27,0	12,7	8,84	18,5	16,6	96,4	1735	22,4	22,4	5,74
Sr	0,67	0,36	0,77	0,25	0,40	0,52	1,15	0,78	0,54	1,33	0,36	0,18	1,03	0,37	0,46	1,01	0,62	10,5	28,3	0,40	0,40	1,26	0,67	0,36	0,77	0,25	0,40	0,52	1,15	0,78	0,54	1,33	0,36	0,18	1,03	0,37	0,46	1,01	0,62	10,5	28,3	0,40	0,40	1,26
Y	2088	964	1264	700	1144	1743	1975	2472	1012	1101	918	619	1452	787	954	1048	1984	5165	5623	1113	1113	1129	2088	964	1264	700	1144	1743	1975	2472	1012	1101	918	619	1452	787	954	1048	1984	5165	5623	1113	1113	1129
Nb	17,2	25,0	26,0	17,6	33,9	15,2	20,0	14,3	20,8	12,8	14,7	5,86	13,1	14,8	13,8	13,6	11,2	17,1	38,9	13,4	13,4	11,8	17,2	25,0	26,0	17,6	33,9	15,2	20,0	14,3	20,8	12,8	14,7	5,86	13,1	14,8	13,8	13,6	11,2	17,1	38,9	13,4	13,4	11,8
Ba	2,26	1,53	2,27	1,18	1,20	0,98	1,40	2,89	1,10	4,81	0,79	1,23	2,38	5,58	4,34	6,69	2,85	12,0	26,9	1,90	1,90	3,06	2,26	1,53	2,27	1,18	1,20	0,98	1,40	2,89	1,10	4,81	0,79	1,23	2,38	5,58	4,34	6,69	2,85	12,0	26,9	1,90	1,90	3,06
Hf	8753	7778	10584	8387	6838	8174	8369	7245	10995	9969	8930	8186	8802	7517	8511	9131	9191	11239	12474	9010	9010	8038	8753	7778	10584	8387	6838	8174	8369	7245	10995	9969	8930	8186	8802	7517	8511	9131	9191	11239	12474	9010	9010	8038
Th	226	256	205	38,3	43,1	115	144	103	112	335	123	44,0	219	133	60,9	98,0	112	831	1646	74,2	74,2	169	226	256	205	38,3	43,1	115	144	103	112	335	123	44,0	219	133	60,9	98,0	112	831	1646	74,2	74,2	169
U	123	275	557	208	556	135	260	118	428	601	208	145	406	696	216	394	343	3519	5959	256	256	250	123	275	557	208	556	135	260	118	428	601	208	145	406	696	216	394	343	3519	5959	256	256	250
Th/U	1,83	0,93	0,37	0,18	0,08	0,85	0,56	0,87	0,26	0,56	0,59	0,30	0,54	0,19	0,28	0,25	0,33	0,24	0,28	0,29	0,29	0,68	1,83	0,93	0,37	0,18	0,08	0,85	0,56	0,87	0,26	0,56	0,59	0,30	0,54	0,19	0,28	0,25	0,33	0,24	0,28	0,29	0,29	0,68
Eu/Eu*	0,22	0,34	0,28	0,02	0,21	0,23	0,33	0,49	0,04	0,46	0,20	0,31	0,28	0,09	0,08	0,40	0,17	0,05	0,07	0,15	0,15	0,54	0,22	0,34	0,28	0,02	0,21	0,23	0,33	0,49	0,04	0,46	0,20	0,31	0,28	0,09	0,08	0,40	0,17	0,05	0,07	0,15	0,15	0,54
Ce/Ce*	68,7	119	27,2	36,4	50,1	39,8	4,19	23,7	60,1	4,64	60,9	17,9	3,36	35,6	32,9	7,66	35,0	1,92	2,12	18,1	18,1	109	68,7	119	27,2	36,4	50,1	39,8	4,19	23,7	60,1	4,64	60,9	17,9	3,36	35,6	32,9	7,66	35,0	1,92	2,12	18,1	18,1	109
ΣREE	1446	765	877	476	699	1136	1397	1594	670	780	730	444	793	570	703	721	1523	3420	4243	739	739	904	1446	765	877	476	699	1136	1397	1594	670	780	730	444	793	570	703	721	1523	3420	4243	739	739	904
ΣLREE	124	149	35,8	10,2	18,3	33,4	77,4	64,5	18,4	82,5	31,5	6,64	22,7	36,7	14,1	28,6	33,0	194	415	15,4	15,4	47,4	124	149	35,8	10,2	18,3	33,4	77,4	64,5	18,4	82,5	31,5	6,64	22,7	36,7	14,1	28,6	33,0	194	415	15,4	15,4	47,4
ΣHREE	1302	604	833	463	675	1090	1303	1503	648	669	695	435	755	528	686	679	1482	3167	3698	718	718	849	1302	604	833	463	675	1090	1303	1503	648	669	695	435	755	528	686	679	1482	3167	3698	718	718	849
Lu _N /La _N	4078	3680	3815	7786	7657	10578	273	4176	11755	345	4447	4473	1303	1750	5862	1555	9151	208	113	4659	4659	8161	4078	3680	3815	7786	7657	10578	273	4176	11755	345	4447	4473	1303	1750	5862	1555	9151	208	113	4659	4659	8161
Lu _N /Gd _N	12,2	11,1	19,1	20,5	13,3	12,8	16,3	13,0	22,5	5,63	40,8	27,8	9,74	16,8	31,6	15,3	29,8	12,7	8,19	17,7	17,7	22																						

Таблица 3.1.3 - Результаты датирования U-Pb методом циркона из проявления Ичетью
176
(проба MU-08/4)

Точка анализа	Характеристика в CL	²⁰⁶ Pb _c , %	U, ppm	Th, ppm	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	Возраст ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb, млн лет		D, %
13.1	темная зона	0,62	732	148	0,21	144	1531	±34	16
31.2	темная кайма	0,10	1004	627	0,64	157	1817	±14	69
36.1	темная зона	0,38	674	588	0,90	113	1568	±23	36
12.2	темная кайма	0,05	598	75	0,13	166	1988	±13	10
3.1	темная краевая зона	0,11	568	242	0,44	123	1477	±15	2
1.1	светлый центр	0,58	54,4	65,7	1,25	12,0	1459	±62	-1
2.1	светлый центр	0,09	122	39,8	0,34	33,4	1744	±23	-2
4.1	темная зона	0,14	80	90,9	1,17	37,3	2681	±16	-4
5.1	темный центр, слабая зональность	0,13	284	144	0,52	62,7	1470	±23	0
6.1	темный центр	0,06	182	101	0,57	81,6	2649	±11	-2
7.1	темная зона	0,07	304	282	0,96	68,6	1476	±20	-2
8.1	светлый центр	0,00	113	77,4	0,71	29,6	1742	±26	1
9.1	темный центр	0,30	303	194	0,66	82,6	1788	±20	1
10.1	темный центр	0,05	548	181	0,34	98,5	1197	±20	-2
11.1	светлый центр	0,40	60,4	75,4	1,29	14,5	1595	±56	1
12.1	светлый центр	0,32	349	151	0,45	98,1	1955	±23	7
14.1	светлый центр, зональный	0,49	164	63,2	0,40	28,1	1079	±62	-8
15.1	темный центр	0,11	420	147	0,36	100	1512	±21	-4
16.1	темный центр, слабо зональный	0,21	487	266	0,57	111	1484	±23	-2
17.1	темный центр, слабо зональный	0,43	240	76,8	0,33	64,5	1736	±29	-1
18.1	светлый центр	0,47	53,3	38,3	0,74	23,1	2657	±31	1
19.1	светлый центр, слабо зональный	0,07	145	65,9	0,47	38,6	1775	±29	2
20.1	светлый центр	0,19	104	133,4	1,33	53,1	3283	±13	9
20.2	темная кайма	0,10	350	104	0,31	178	3098	±9	3
21.1	темный центр, слабо зональный	0,57	184	114	0,64	41,3	1459	±42	-2
22.1	темная зона	0,05	348	97,3	0,29	81,5	1579	±20	2
23.1	темный центр, зональный	0,03	357	191	0,55	81,7	1491	±20	-2
24.1	темный центр	0,64	201	108	0,55	65,8	2011	±37	-3
25.1	темная зона	0,62	123	30,1	0,25	35,5	1920	±34	4
26.1	темный центр, слабо зональный	0,00	188	91,1	0,50	42,9	1495	±27	-2
27.1	темный центр, зональный	0,12	448	224	0,52	100	1489	±21	0
28.1	темный центр, зональный	0,13	301	167	0,57	75,1	1728	±27	5
29.1	светлый центр	0,00	116	131	1,16	47,9	2595	±18	3
30.1	темный центр, слабо зональный	0,06	178	173	1,01	38,0	1478	±31	3
31.1	светлый центр, зональный	0,22	240	138	0,60	63,4	1732	±32	0
32.1	светлый центр	0,16	56,0	3,80	0,07	16,6	1902	±41	0
33.1	темная зона	0,23	214	95,4	0,46	46,7	1464	±33	0
34.1	светлый центр	0,85	61,9	26,1	0,44	9,07	1007	±21	-
35.1	темная зона	0,33	183	157	0,89	18,3	706	±13	-
37.1	темная кайма	0,33	379	103	0,28	87,6	1485	±26	-3

Проба MU-08/4

Примечание. Номер аналитической точки соответствует номеру зерна и кратера в пределах этого зерна.

Ошибки для интервала 1σ; Pb_c and Pb* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец, соответственно.

Ошибка калибровки стандарта – 0.56% (1σ). Изотопные отношения скорректированы по измеренному ²⁰⁴Pb.

D, % – Дискордантность: $D=100 \cdot \{ [\text{Возраст}(\text{}^{207}\text{Pb}/\text{}^{206}\text{Pb})] / [\text{Возраст}(\text{}^{206}\text{Pb}/\text{}^{238}\text{U})] - 1 \}$.

Курсивом отмечены значения ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраста.

Таблица 3.1.4- Содержание редких и редкоземельных (ppm) в цирконе из проявления Ичетью

Компо- нент	Проба МУ-08/4																					
	Темные в CL зоны и каймы										Центральные части зерен циркона											
	13.1	31.2	36.1	3.1	12.2	1.1	2.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	11.1	12.1	14.1	15.1	16.1	17.1	20.1	18.1
La	12,4	13,7	18,8	5,12	1,87	0,14	0,11	0,10	0,05	0,10	0,05	0,10	0,11	0,11	0,19	0,84	0,06	0,19	0,06	0,12	0,48	0,11
Ce	174	244	287	92,2	25,3	47,3	6,15	26,9	21,2	30,0	22,2	43,4	58,5	49,0	57,7	13,8	11,0	41,6	18,3	19,0	19,0	12,1
Pr	39,9	66,1	67,4	19,7	6,48	0,37	0,33	0,51	1,07	0,31	0,25	0,07	0,13	0,93	2,99	0,07	0,58	0,11	0,07	1,56	0,17	0,17
Nd	340	665	571	152	52,5	3,35	4,63	7,18	11,0	5,28	4,93	0,82	1,67	12,1	33,0	1,0	5,94	1,43	0,80	19,8	1,81	1,81
Sm	261	665	462	146	34,5	4,67	7,00	10,8	12,9	9,40	6,93	2,45	3,54	15,3	46,6	2,64	8,69	3,11	2,24	30,2	2,19	2,19
Eu	71,6	181	121	35,2	12,1	0,96	0,43	1,95	3,05	0,49	2,08	0,42	0,54	3,95	16,0	0,10	1,60	0,24	0,07	7,61	0,43	0,43
Gd	424	1071	710	255	66,0	16,5	32,7	38,3	38,8	44,4	25,1	18,8	21,0	62,8	145	16,8	33,1	16,4	15,2	104	6,50	6,50
Dy	659	1569	1127	376	141	56,7	108	103	120	171	74,8	103	79,8	197	338	79,4	119	78,4	77,4	347	19,5	19,5
Er	548	1267	949	368	120	115	198	172	211	313	145	264	192	369	402	181	229	179	194	653	30,7	30,7
Yb	738	1632	1270	553	201	219	310	280	363	465	291	525	404	623	581	328	390	382	384	1004	44,6	44,6
Lu	121	244	190	83,4	39,8	37,0	49,3	46,8	57,4	66,8	41,1	90,2	68,9	101	85,2	53,0	62,5	64,5	64,6	151	7,07	7,07
Li	107	51,2	90,6	121	127	0,49	13,2	2,76	2,35	26,1	28,2	88,2	0,07	0,06	49,1	28,7	43,1	88,3	7,37	28,7	2,03	2,03
P	2190	4627	3656	1066	400	179	165	181	296	182	80,2	273	141	238	644	178	278	174	329	395	127	127
Ca	1044	2569	1686	502	117	6,44	0,45	7,72	53,9	0,67	0,41	1,14	0,41	0,45	87,6	0,59	12,8	0,22	1,14	70,3	1,64	1,64
Ti	141	446	280	109	29,1	14,1	26,9	17,0	22,8	11,9	14,1	6,35	14,5	9,92	24,7	15,2	19,1	18,9	13,3	16,2	12,1	12,1
Sr	6,14	35,72	10,2	3,59	1,23	0,12	0,18	0,29	0,42	0,33	0,17	0,33	0,11	0,32	1,01	0,20	0,38	0,36	0,42	1,46	0,30	0,30
Y	3643	8775	6353	2337	869	645	1162	1078	1201	1857	870	1427	1104	2211	2784	996	1365	1000	1030	3568	211	211
Nb	46,6	151	69,9	57,3	9,31	12,3	8,73	10,5	17,2	20,1	18,7	19,3	9,91	9,74	14,5	6,69	11,8	13,6	10,3	53,8	59,1	59,1
Ba	26,5	167	44,7	20,2	6,54	1,85	1,35	1,77	3,17	1,12	1,37	1,23	1,17	2,02	5,44	1,73	2,44	1,01	1,57	5,43	4,17	4,17
Hf	17029	12360	10747	12175	11537	8720	6943	7506	9487	5969	7507	9439	9808	7382	8997	8862	9353	10373	10700	9016	8967	8967
Th	156	766	749	326	52,8	87,6	46,6	115	149	117	99,4	244	236	114	190	72,5	174	323	101	224	47,1	47,1
U	1229	1726	1128	1044	837	89,8	198	137	433	274	409	186	500	998	124	266	668	817	430	190	88,4	88,4
Th/U	0,13	0,44	0,66	0,31	0,06	0,98	0,24	0,84	0,34	0,43	0,71	0,54	0,24	0,92	0,40	0,27	0,26	0,40	0,23	1,18	0,53	0,53
Eu/Eu*	0,66	0,65	0,65	0,56	0,77	0,34	0,09	0,29	0,42	0,07	0,38	0,48	0,19	0,39	0,59	0,05	0,29	0,10	0,04	0,41	0,34	0,34
Ce/Ce*	1,90	1,96	1,95	2,22	1,75	49,5	7,79	29,3	7,28	64,9	158	48,2	121	28,2	8,82	51,7	8,02	123	49,8	5,27	21,8	21,8
ΣREE	3390	7617	5772	2086	702	501	716	687	841	1105	382	622	1048	1434	1708	676	860	768	757	2338	125	125
ΣLREE	566	989	944	269	86,1	51,1	11,2	34,7	33,7	35,7	51,4	27,4	44,4	62,3	94,5	14,9	17,7	43,2	19,3	40,8	14,2	14,2
ΣHREE	2491	5783	4245	1635	569	445	697	640	791	1059	329	585	1001	1353	1551	659	832	721	735	2259	108	108
Lu _N /La _N	94,4	172	97,4	157	205	2471	4277	4664	1184	15903	3894	9701	8467	6172	5104	8488	3167	10473	5230	2996	624	624
Lu _N /Gd _N	2,31	1,84	2,17	2,65	4,88	18,2	12,2	9,88	11,9	12,2	71,1	15,9	38,9	12,9	4,77	25,6	15,3	31,7	34,4	11,8	8,80	8,80
Sm _N /La _N	33,7	78,0	39,3	45,7	29,5	51,7	101	179	44,1	372	11,6	227	38,2	129	88,9	70,3	73,2	83,9	30,1	99,8	32,1	32,1
T(Ti), °C	1047	1243	1157	1010	847	774	839	792	821	759	750	774	704	742	830	781	803	803	769	788	760	760

Таблица 3.1.4 - Продолжение

Компо- нент	Проба МУ-08/4																				Проба РМ-239									
	Центральные части зерен циркона																				Измененный циркон					Неизмененный циркон				
	20,2	21,1	22,1	23,1	24,1	25,1	26,1	27,1	28,1	29,2	30,1	31,1	32,1	33,1	35,1	37,1	66,2	39,2	39,3	411,2	411,1	66,1	39,1							
La	1,06	0,08	0,05	0,13	0,07	0,12	0,12	0,17	0,64	0,15	0,08	0,16	0,22	0,04	0,09	0,10	14,3	17,6	6,48	1,32	0,42	0,07	0,31							
Ce	11,9	37,2	6,32	34,6	7,99	4,47	4,87	45,0	39,3	23,8	51,3	48,4	1,22	20,1	10,1	8,04	278	272	115	42,1	8,64	16,5	33,6							
Pr	2,06	0,18	0,07	0,37	0,11	0,15	0,46	0,42	2,11	0,30	0,23	0,30	0,05	0,06	0,25	0,21	74,3	66,9	23,0	5,07	0,82	0,26	0,80							
Nd	17,8	1,88	1,18	3,89	1,31	1,87	7,69	3,53	21,7	3,88	2,97	4,41	0,19	0,82	4,02	2,19	637	516	196	41,5	7,34	3,77	11,8							
Sm	18,2	3,59	2,95	4,88	2,55	3,53	11,3	4,94	19,7	6,40	2,71	8,05	0,49	1,72	7,31	4,38	456	349	143	40,7	7,07	8,58	32,7							
Eu	5,90	0,41	0,04	0,63	0,16	0,73	0,62	0,79	5,15	0,81	0,85	1,66	0,50	0,15	0,85	0,43	132	111	44,6	13,7	1,86	0,78	11,4							
Gd	46,3	17,5	17,3	19,0	10,7	15,5	48,2	21,0	46,0	27,7	8,34	33,9	4,31	9,27	39,1	23,7	719	675	335	82,0	24,0	35,4	175							
Dy	163	76,4	86,9	74,6	41,5	66,9	167	85,6	128	83,5	35,1	126	18,5	44,1	149	96,6	1211	1465	910	167	82,5	130	607							
Er	300	167	193	164	82,0	158	306	201	248	155	87,6	292	29,1	103	298	209	989	1440	1113	171	115	222	851							
Yb	569	335	367	333	148	336	474	409	463	259	220	475	39,0	221	499	372	1308	1560	1202	229	189	356	968							
Lu	88,7	55,7	59,2	53,6	22,9	60,7	76,5	68,6	74,9	39,8	42,5	95,6	5,97	37,1	78,1	59,4	187	208	156	33,7	32,8	54,9	121							
Li	130	67,6	8,47	4,79	84,6	54,1	0,79	102	33,2	7,20	4,52	35,5	0,12	3,28	0,11	27,5	12,5	43,4	56,9	13,8	19,9	1,47	45,5							
P	552	244	251	179	96,3	80,7	311	202	428	224	76,1	352	11,6	99,3	188	176	4517	5518	1541	551	426	297	126							
Ca	84,9	1,12	0,76	13,2	0,47	5,48	6,25	7,16	80,0	7,78	8,57	0,53	0,33	0,73	3,39	13,1	1502	782	290	93,7	21,7	15,6	15,8							
Ti	44,3	38,0	15,6	21,9	57,8	7,46	27,2	15,2	22,4	8,25	17,0	22,2	4,29	18,0	13,1	11,3	376	266	135	28,5	9,57	32,2	16,6							
Sr	2,97	0,38	0,28	0,48	0,21	0,48	0,40	0,41	1,22	0,33	0,35	0,11	0,05	0,15	0,45	0,50	7,73	4,38	2,37	2,01	1,12	1,10	1,21							
Y	1791	938	1139	887	498	954	1977	1131	1388	922	470	1614	203	586	1718	1172	6438	8892	6434	1193	788	1365	5009							
Nb	51,5	13,6	33,4	37,9	24,4	23,4	26,4	33,4	39,6	27,7	33,5	12,6	15,7	14,8	5,87	19,5	135	141	110	74,1	87,1	71,4	149							
Ba	7,36	2,15	2,13	2,15	1,83	1,44	0,90	1,34	3,48	1,29	1,87	1,81	0,99	1,04	1,43	1,05	44,7	25,3	9,99	10,6	5,43	4,18	5,61							
Hf	11660	9396	9503	9916	7863	9939	8726	10092	10421	9124	9831	7981	8663	9065	9673	10005	11737	5691	6046	9735	9771	8268	5415							
Th	79,9	196	128	251	116	34,1	109	293	205	159	197	159	2,43	101	239	128	432	327	289	173	75,6	91,1	175							
U	620	403	604	629	311	222	321	843	550	205	297	403	89,2	313	372	652	915	695	798	371	435	275	670							
Th/U	0,13	0,49	0,21	0,40	0,37	0,15	0,34	0,35	0,37	0,78	0,66	0,39	0,03	0,32	0,64	0,20	0,47	0,47	0,36	0,47	0,17	0,33	0,26							
Eu/Eu*	0,62	0,16	0,02	0,20	0,09	0,30	0,08	0,24	0,52	0,19	0,55	0,31	1,06	0,12	0,15	0,13	0,70	0,70	0,62	0,72	0,43	0,14	0,46							
Ce/Ce*	1,95	72,5	24,2	37,3	21,2	8,16	5,03	41,0	8,21	27,4	89,9	53,8	2,85	97,0	16,8	13,7	2,06	1,92	2,27	3,94	3,57	30,2	16,4							
ΣREE	1224	695	734	689	318	648	1097	840	1049	601	452	1086	99,6	437	1086	776	6006	6681	4245	828	469	828	2812							
ΣLREE	32,9	39,4	7,62	39,0	9,49	6,61	13,1	49,2	63,7	28,1	54,5	53,2	1,68	21,0	14,5	10,5	1004	873	340	90,0	17,2	20,6	46,4							
ΣHREE	1167	652	723	644	306	637	1072	785	960	565	394	1023	96,9	415	1063	761	4415	5349	3716	683	443	798	2721							
Lu _N /La _N	807	6368	10522	3827	3014	4861	6148	3967	1134	2642	4953	5914	261	8393	8817	5931	126	114	232	246	760	7896	3767							
Lu _N /Gd _N	15,5	25,8	27,8	22,8	17,3	31,7	12,8	26,4	13,2	11,6	41,2	22,8	11,2	32,4	16,2	20,3	2,10	2,50	3,76	3,32	11,0	12,5	5,59							
Sm _N /La _N	27,5	68,2	87,0	58,0	55,8	47,0	150,6	47,5	49,6	70,6	52,4	82,8	3,55	64,7	137	72,6	51,2	31,8	35,5	49,5	27,2	205	170							
T(Ti), °C	894	876	784	817	926	718	840	782	819	726	792	819	673	798	767	754	1210	1148	1040	845	739	858	790							

Таблица 3.1.5 - Содержание редкоземельных и редких элементов (ppm) в цирконе с каймой бадделеита и продукте его преобразования

Компонент	1	2	3	4	7	8
La	0,35	0,11	1,71	0,33	0,19	562
Ce	10,0	8,61	13,3	2,49	11,9	1807
Pr	0,33	0,26	0,60	0,08	0,27	181
Nd	3,68	2,81	5,29	0,38	3,84	747
Sm	4,75	3,83	6,53	0,55	5,68	217
Eu	2,66	2,16	3,15	0,21	2,97	102
Gd	17,8	16,9	22,7	1,89	24,3	361
Dy	55,5	51,7	57,3	7,45	78,8	483
Er	81,8	79,8	83,9	18,3	127	397
Yb	137	133	138	47,1	202	545
Lu	19,9	19,6	20,6	7,87	29,9	71,4
Li	11,2	8,54	10,1	0,92	12,5	8,80
Ca	69,9	31,4	53,4	39,9	34,9	1876
Ti	46,9	30,6	41,6	27,7	34,2	104481
Sr	1,54	0,84	3,99	0,86	-	-
Y	520	478	524	91,3	701	2609
Nb	182	110	119	62,0	75,1	11662
Hf	3885	4075	3953	3819	6021	5276
Th	382	368	457	15,5	542	1340
U	335	335	348	41,5	511	1690
Th/U	1,14	1,10	1,31	0,37	1,06	0,79
Eu/Eu*	0,88	0,82	0,79	0,63	0,77	1,11
Ce/Ce*	7,15	12,5	3,18	3,77	12,9	1,37
Σ REE	334	319	353	86,6	488	5473
Σ LREE	14,4	11,8	20,9	3,27	16,2	3297
Σ HREE	312	301	322	82,6	463	1857
Lu _N /La _N	550	1750	116	232	1547	1,22
Lu _N /Gd _N	9,06	9,43	7,35	33,6	9,93	1,60
Sm _N /La _N	21,8	56,7	6,10	2,69	48,9	0,62

Примечание. Прочерк – содержание элемента ниже порога чувствительности.

Таблица 3.1.6 - Распределение редких и редкоземельных элементов (ppm)
в иттриевом цирконе из проявления Ичетью

	проба РМ-202b*				проба МУ-211*			проба РМ-201*		
	12-1	12-4	12-2	12-3	10-6	10-8	10-9	28-27	28-23	28-25
La	410	537	532	549	23,9	25,3	17,3	22,2	23,2	1,79
Ce	2316	2843	2685	2641	495	526	56,1	368	350	92,4
Pr	357	476	376	489	141	167	7,64	81,4	71,3	6,75
Nd	2886	3886	2935	3865	1426	1652	49,0	686	597	81,7
Sm	3205	3748	3268	3209	1323	1537	33,9	612	536	76,9
Eu	1020	1131	1075	963	356	407	11,0	208	182	36,5
Gd	7897	8216	8051	7026	2096	2373	71,0	1148	1012	191
Dy	15388	15609	16794	12989	3260	3248	166	2154	1899	348
Er	12940	12819	13939	10403	2456	2515	256	1728	1567	315
Yb	17409	16575	18595	13649	3148	3030	492	2005	1805	335
Lu	2405	2239	2544	1944	467	451	79,1	275	251	49,3
Li	1,97	2,12	1,65	2,01	23,2	12,5	133	1,06	0,80	0,49
P	41107	35173	41830	34946	10677	10674	529	5951	5700	326
Ca	13593	14916	12205	13449	3890	3955	170	1509	1275	76,2
Ti	2221	2650	2391	2602	860	803	37,2	417	382	7,81
Sr	1599	1663	1943	1509	60,0	46,3	21,1	8,28	6,58	0,70
Y	96240	95104	104578	82720	16969	18232	1556	11872	10562	2077
Nb	350	782	342	569	263	324	33,1	366	357	205
Ba	1161	1229	1322	938	299	266	13,0	66,0	57,6	2,36
Hf	17154	16468	17601	16674	12962	11871	9761	5528	5521	4780
Th	17726	19169	16112	14365	812	787	206	2542	2453	1725
U	8439	8343	9203	6309	2812	2593	961	877	861	736
Th/U	2,10	2,30	1,75	2,28	0,29	0,30	0,21	2,90	2,85	2,34
Eu/Eu*	0,62	0,62	0,64	0,62	0,65	0,65	0,69	0,76	0,75	0,92
Ce/Ce*	1,46	1,36	1,45	1,23	2,06	1,96	1,18	2,09	2,08	6,42
ΣREE	66235	68078	70795	57727	15193	15930	1238	9288	8293	1534
ΣLREE	5970	7742	6528	7544	2086	2370	130	1158	1041	183
ΣHREE	56039	55457	59925	46012	11428	11616	1063	7311	6534	1238
Lu _N /La _N	56,6	40,2	46,1	34,1	188	172	44,1	120	104	265
Lu _N /Gd _N	2,46	2,20	2,56	2,24	1,80	1,54	9,02	1,94	2,01	2,09
Sm _N /La _N	12,5	11,2	9,84	9,36	88,5	97,3	3,14	44,1	37,0	68,6
T(Ti), °C	1641	1699	1665	1692	1384	1368	874	1230	1213	722

Примечание. Состав циркона из проб, отмеченных звездочкой, опубликован в работе (Макеев, Скублов, 2016).

Таблица 3.1.6 - Продолжение

	проба SM-215*					проба PM-201-3	
	11-4	11-6	11-5	12-8	12-10	201-3-5	201-3-6
La	24,0	7,61	35,1	14,9	0,13	2,20	5,03
Ce	407	124	584	330	55,6	63,6	49,9
Pr	112	33,2	159	75,1	0,25	5,65	8,63
Nd	1025	308	1463	706	2,62	49,3	93,7
Sm	814	268	1165	598	4,23	48,9	197
Eu	243	82,1	323	157	1,46	16,7	162
Gd	1325	446	1909	1017	17,0	104	839
Dy	1663	555	2215	1344	60,5	246	1855
Er	1113	397	1444	1095	145	328	1459
Yb	1244	489	1512	1367	347	629	1519
Lu	192	73,4	236	212	61,1	99,4	217
Li	67,9	127	46,6	1,54	0,57	115	108
P	4684	1503	6766	4034	120	892	4890
Ca	1120	505	1439	927	34,9	345	511
Ti	410	176	347	278	4,52	78,0	402
Sr	7,87	4,18	8,61	5,47	0,99	5,42	10,5
Y	9713	3323	13056	8751	824	2075	14265
Nb	198	99,5	196	82,5	12,1	106	78,60
Ba	45,5	23,3	55,6	31,5	1,41	15,8	31,3
Hf	9716	9525	10466	12120	11126	10154	10302
Th	897	441	591	1015	243	390	549
U	1397	1045	1497	723	502	732	661
Th/U	0,64	0,42	0,39	1,40	0,48	0,53	0,83
Eu/Eu*	0,71	0,72	0,66	0,61	0,53	0,71	1,21
Ce/Ce*	1,90	1,89	1,89	2,39	74,0	4,36	1,83
Σ REE	8162	2784	11045	6915	695	1593	6406
Σ LREE	1568	473	2241	1126	58,6	121	157
Σ HREE	5537	1961	7315	5035	631	1406	5889
Lu _N /La _N	77,3	93,0	64,6	137	4422	435	415
Lu _N /Gd _N	1,17	1,33	1,00	1,69	29,1	7,72	2,09
Sm _N /La _N	54,4	56,4	53,1	64,4	50,9	35,6	62,9
T(Ti), °C	1227	1080	1195	1156	678	964	1223

Таблица 3.2.1 - Представительные анализы титан-ниобиевых минералов рудопроявления Ичетью

Компонент	Высоконниобиевый рутил																			
	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215
	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
SiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	75,2	82,9	81,5	75,3	79,4	83,3	74,8	79,8	83,2	75,5	79,3	81,3	83,2	78,8	68,3	85,2	72,5	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	8,14	4,80	4,98	8,27	5,40	4,78	8,24	6,61	5,78	8,02	6,51	5,55	4,49	5,57	7,58	3,93	6,75	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	16,7	12,3	13,5	16,5	15,2	11,9	17,0	13,6	11,1	16,1	14,2	13,1	12,0	15,6	23,9	10,6	20,6	-	-	-
WO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Компонент	Ниобиевый рутил																			
	SM215	UM212	UM212	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215	SM215
	1	2	3	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
SiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	88,5	87,8	90,7	88,8	85,8	86,4	90,4	84,8	85,1	87,1	89,2	88,6	90,3	88,6	90,4	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	2,82	4,26	3,49	3,71	4,81	4,77	3,05	4,74	4,86	4,59	4,03	3,06	3,39	3,22	2,26	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	5,31	7,99	5,79	7,49	9,39	8,83	6,59	10,4	10,0	8,34	5,10	8,33	5,85	7,83	5,72	-	-	-	-	-
WO ₃	3,41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,64	-	0,36	0,35	1,67	-	-	-	-	-
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание. Прочерк – содержание ниже порога чувствительности; FeO* – суммарное железо.

Таблица 3.2.1 - Продолжение

Компонент	железистый рутил												ламели ильменита										
	SM215			MU08-7			MU08-7			MU08-7			MU08-4		MU08-7		PM202						
	3	3	9	12	13	18	20	20	20	11	11	13	4	4	4	3	4	4	11	14	23	18	33
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	-	0,14	-	-	0,55	0,72	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,72
TiO ₂	70,9	75,1	74,9	68,5	76,5	78,5	78,5	76,3	77,8	54,8	57,5	56,9	54,8	57,5	56,9	54,8	57,5	56,9	54,8	57,5	56,9	54,2	51,3
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	-	0,15	-	-	0,37	0,52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	-	0,34	-	-	-	-	-	-	0,73	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	26,4	22,8	23,4	30,7	21,6	20,5	20,5	22,1	20,7	44,2	42,4	42,4	44,2	42,4	42,4	44,2	42,4	42,4	44,2	42,4	42,4	45,3	48,0
MnO	2,71	2,07	1,67	0,76	1,33	0,94	0,94	0,73	0,31	1,03	0,09	-	1,03	0,09	-	1,03	0,09	-	1,03	0,09	-	0,54	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
WO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Компонент	псевдорутил														Анатаз			
	PM202		PM202		UM212		UM212		UM212		UM212		SM215		SM215		PM202	
	1	2	4	4	3	3	3	3	3	3	10	14	3	3	3	3	3	4
SiO ₂	-	-	0,29	0,26	0,64	0,50	0,50	0,07	0,56	0,66	-	0,38	-	-	-	-	-	0,4
TiO ₂	68,2	71,0	68,6	68,8	78,6	78,2	68,7	71,3	71,3	81,1	71,0	73,1	71,0	73,1	71,0	73,1	71,0	97,51
Al ₂ O ₃	-	-	0,39	0,21	0,67	0,48	0,41	0,22	0,22	0,32	-	-	-	-	-	-	-	0,21
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,25	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	30,2	27,1	28,9	28,9	19,4	19,9	30,5	27,3	27,3	17,0	27,1	25,2	27,1	25,2	27,1	25,2	27,1	1,66
MnO	1,59	1,97	1,88	1,81	0,66	0,93	0,37	0,62	0,62	0,64	1,87	1,31	1,87	1,31	1,87	1,31	1,87	0,25
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
WO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание. Прочерк – содержание ниже порога чувствительности; FeO* – суммарное железо.

Таблица 3.2.2 - Содержание редких элементов для выделенных ранее типов рутила, определенные методом LA-ICP-MS

	SA-III-4	SA-III-3	SA-I-29	SA-III-26	SA-I-31	SA-I-27	SA-I-28	SA-III-8	SA-III-32	SA-III-33	SA-III-7	median	mean	sd	min	max
Mg	103	113	95,4	105	81,8	97,5	103	98,2	75,3	72,4	92,1	97,5	94,3	12,9	72,4	113,4
Al	333	585	45,5	6,8	34,4	48,6	38,7	707	19,3	6,80	250	45,5	189	251	6,76	707
Si	2913	2974	1857	2543	1992	1953	1967	2876	2509	2449	2693	2509	2430	422	1857	2974
Ti	414742	414556	471512	468239	468253	480355	488678	467438	484266	486814	496855	471512	467428	27809	414556	496855
V	1002	1225	590	333	129	574	647	1241	3424	6123	343	647	1421	1800	129	6123
Cr	580	652	607	320	973	584	507	2915	730	1665	2201	652	1067	831	320	2915
Mn	534	777	14,9	40,2	3,36	14,3	13,4	591	2,99	0,45	233	14,9	202	291	0,45	777
Fe	63300	65815	42429	46726	57167	41768	37516	55792	40844	33922	37018	42429	47481	11157	33922	65815
Zn	14,2	23,1	15,3	28,1	6,19	14,2	16,4	45,4	8,91	13,9	11,9	14,2	18,0	10,9	6,19	45,4
Zr	144	177	31,6	12,6	80,8	29,8	30,3	132	3,32	3,39	52,7	31,6	63,4	61,3	3,32	177
Nb	148496	144807	106339	105595	96836	96511	90599	89811	88213	87071	77255	96511	102867	23191	77255	148496
Mo	1,30	2,56	0,10	0,08	0,09	0,12	0,18	3,79	0,13	0,09	1,03	0,13	0,86	1,25	0,08	3,79
Ag	24,6	21,7	14,2	14,5	12,4	12,6	11,5	14,1	12,2	12,2	11,6	12,6	14,7	4,34	11,5	24,6
Sn	1404	1311	10,7	4,10	63,6	9,8	7,07	907	4,74	42,9	983	42,9	432	586	4,10	1404
Sb	355	350	0,54	118	80,5	0,70	0,27	147	60,3	85,4	144	85,4	122	126	0,27	355
Hf	5,30	5,73	1,65	0,49	4,55	1,52	1,77	2,37	0,35	0,83	1,03	1,65	2,33	1,95	0,35	5,73
Ta	4,05	5,89	52,5	25,8	107	76,1	61,4	53,6	64,1	14,8	39,9	52,5	46,0	31,8	4,05	107,4
W	146	163	43,0	350	8,38	37,9	48,3	207	35,0	318	54,5	54,5	128	120	8,38	350
Th	174	264	1,98	0,15	0,12	0,33	0,11	335	7,01	3,50	90,7	3,50	79,7	123	0,11	335
U	14,9	17,4	0,09	-	0,05	0,11	0,02	16,6	0,03	0,04	6,29	0,10	5,55	7,48	-	17,4

↑ тип - высоко-ниобиевый рутил

Примечание: Прочерк – содержание ниже порога чувствительности

Таблица 3.2.2 - Продолжение

	SA-III-5	SA-I-30	SA-III-48	SA-III-6	SA-I-24	SA-I-4	SA-III-53	SA-I-26	SA-III-31	SA-III-59	SA-III-50	SA-III-16	SA-III-15	median	mean	sd	min	max
Mg	84,8	75,7	83,8	99,9	70,6	80,2	91,4	75,6	84,9	84,5	80,3	82,9	82,9	82,9	82,9	7,33	70,6	99,9
Al	183	25,7	17,4	650	43,9	78,5	8,73	22,4	13,4	7,27	7,04	4365	2839	25,7	636	1364	7,04	4365
Si	2907	1947	1754	2952	1935	1956	1908	1788	2595	1627	1669	3297	2604	1947	2226	565	1627	3297
Ti	501770	514014	519470	500896	521074	529501	532999	538417	541717	544805	529035	524792	534585	529035	525621	13924	500896	544805
V	344	251	1765	703	342	863	603	206	372	563	2012	403	396	403	679	570	206	2012
Cr	2660	631	641	5289	667	445	26,5	716	280	30,6	685	483	376	631	995	1446	26,5	5289
Mn	182	1,10	0,77	677	19,8	1,08	13,2	1,13	1,07	6,28	0,38	2,74	1,97	1,97	69,9	189	0,38	677
Fe	33912	37304	26635	47844	34272	27021	24339	26721	22859	20422	22595	24115	23004	26635	28542	7756	20422	47844
Zn	8,58	3,95	6,71	32,57	7,86	8,19	9,17	3,65	5,37	6,70	5,49	5,52	5,89	6,70	8,44	7,45	3,65	32,6
Zr	35,6	84,9	14,0	138	52,2	40,3	23,6	68,6	13,6	21,0	16,8	66,2	62,5	40,3	49,0	35,6	13,6	138
Nb	73824	61621	57153	56828	55645	50904	50028	43019	41023	39910	39710	39351	37217	50028	49710	10977	37217	73824
Mo	0,42	0,05	0,11	4,49	0,58	0,11	0,03	0,02	0,11	0,01	0,04	0,52	0,43	0,11	0,53	1,21	0,01	4,49
Ag	11,6	8,86	7,92	9,09	7,13	6,77	6,89	5,78	6,21	5,10	5,45	5,73	5,23	6,77	7,06	1,89	5,10	11,6
Sn	1022	49,2	15,0	767	426	49,5	5,21	19,1	12,4	3,84	19,3	7,55	5,41	19,1	184,7	339	3,84	1022
Sb	129	39,7	24,6	87,5	58,2	7,74	120	14,8	339	141	31,0	49,5	39,8	49,5	83,2	88,6	7,74	339
Hf	0,84	4,47	0,35	2,18	2,76	7,44	1,84	3,78	0,68	1,87	0,48	2,05	1,85	1,87	2,35	1,96	0,35	7,44
Ta	33,6	115	19,9	17,5	42,1	251	87,3	59,0	54,0	70,3	16,5	89,0	80,3	59,0	72,0	62,0	16,5	251
W	25,0	21,2	6992	21,2	15,8	1273	1458	5,12	417	1934	18067	1146	1147	1146	2502	5035	5,12	18067
Th	63,3	3,24	46,4	366,4	12,6	1,80	1,29	0,91	4,86	0,60	14,1	34,9	12,8	12,6	43,3	99,1	0,60	366
U	4,17	0,32	0,63	18,5	0,38	0,48	0,01	0,33	0,13	0,01	0,66	0,59	0,36	0,38	2,05	5,07	0,01	18,5

2 тип - нобиевые рутил

Примечание: Прочерк – содержание ниже порога чувствительности

Таблица 3.2.2 - Продолжение

	SA-I-5	SA-I-36	SA-I-22	SA-III-21	SA-I-9	SA-I-14	SA-I-16	SA-III-27	SA-I-34	SA-I-12	SA-III-22	SA-III-54	SA-III-25	SA-I-8	SA-III-56	SA-III-58
Mg	78,7	83,4	139	77,6	102	142	77,5	80,2	83,3	80,2	79,8	87,1	79,0	80,8	81,2	80,4
Al	65,8	6,42	513	10,3	12,3	847	135	4,47	12,9	45,7	5,34	11,6	3,39	5,16	31,1	6,96
Si	2162	1709	2106	2736	1585	2140	2004	2437	1762	2430	2924	1940	2848	1514	2034	1958
Ti	548653	546209	513500	555161	557995	511460	561883	557753	551652	567405	556297	570750	559628	575149	577083	580016
V	927	472	436	337	1646	745	259	166	894	226	158	750	151	1627	598	489
Cr	169	632	1590	770	481	1187	1217	167	755	361	162	31,1	184	308	167	146
Mn	0,25	0,31	4129,1	1,16	52,0	3996	391	1,78	0,85	3,40	1,74	1,27	1,45	0,31	0,31	2,11
Fe	21155	18357	64776	17213	16480	73326	17349	16645	18848	13733	16493	13686	15317	10067	10239	9211
Zn	5,27	6,13	83,1	9,09	5,36	62,0	20,9	6,71	6,00	6,97	6,06	4,48	5,01	5,77	6,31	7,02
Zr	37,7	12,6	90,8	9,30	23,3	119,1	29,9	40,1	19,5	75,0	32,4	26,2	38,7	10,9	19,5	13,5
Nb	32169	31571	30390	30269	27653	23967	22177	21504	20482	19760	19394	16646	15798	13953	12327	10217
Mo	0,07	0,05	6,36	0,17	0,12	11,4	0,95	0,07	0,17	0,06	0,04	0,09	0,00	0,05	0,09	0,02
Ag	4,35	4,48	9,87	4,33	3,48	9,31	4,09	2,72	3,07	2,57	2,67	2,46	2,20	2,14	1,88	1,40
Sn	47,3	30,4	68,1	1,98	8,42	59,7	38,7	3,46	72,1	16,9	2,58	3,78	2,88	17,6	6,04	3,19
Sb	9,49	24,2	239	7,50	39,6	250	181	459	52,9	67,4	393,4	142,3	445	38,7	122,7	108
Hf	6,74	1,00	2,44	0,08	1,32	2,89	0,89	0,91	1,78	3,46	0,67	2,14	0,75	1,52	1,52	1,13
Ta	41,8	135,8	64,4	193	8,81	62,3	114	4,92	89,3	116,0	4,53	15,3	4,66	10,2	11,6	7,87
W	3381	11071	104	4,13	458	327	62,0	8324	15011	365	12066	168	13002	344	108	80,8
Th	0,20	0,69	108	1,44	7,43	197	24,0	2,07	3,26	0,18	2,96	4,46	1,06	0,46	4,15	2,13
U	0,27	0,22	14,2	0,52	1,54	23,2	2,38	0,05	0,60	0,01	0,04	0,03	0,03	0,87	0,15	0,19

3 тип - умеренно индустриальный рудный

Примечание: Прочерк – содержание ниже порога чувствительности

Таблица 3.2.2 - Продолжение

	SA-II-38	SA-II-24	SA-III-41	SA-II-40	SA-II-37	SA-III-43	median	mean	sd	min	max
Mg	92,4	87,7	93,2	123,7	82,8	90,1	80,6	89,5	19,1	77,5	142
Al	280,6	56,7	64,8	335,4	2,97	57,5	12,0	107	209	3,39	847
Si	1590	1818	2484	1747	1894	2437	2070	2143	413	1514	2924
Ti	581223	565624	574415	583304	579446	581817	557874	555662	19610	511460	580016
V	1410	1384	727	1274	626	1405	480	618	497	151	1646
Cr	293	1774	30,4	282,7	627,8	170	334	520	504	31,1	1590
Mn	5,27	0,39	0,85	11,8	0,00	0,95	1,59	536,4	1191,4	-	4129
Fe	5206	13989	12380	4429	9351	5210	16569	22056	17103	9211	73326
Zn	5,92	5,56	10,7	8,13	5,14	15,9	6,22	15,4	19,8	4,48	83,1
Zr	39,9	38,6	57,3	36,3	10,1	25,2	28,1	37,4	27,6	9,30	119
Nb	9867	9254	8826	7992	7666	7199	20993	21767	8520	10217	32169
Mo	0,06	0,51	0,16	0,09	0,00	0,16	0,08	1,23	2,69	0,00	11,4
Ag	1,55	1,41	1,30	1,07	1,02	0,93	2,89	3,81	2,38	1,40	9,87
Sn	189	36,4	19,6	177	1,86	152	12,7	24,0	57,2	1,98	72
Sb	89,9	306	280	99,7	27,6	211	115	161	142	7,50	459
Hf	2,34	0,38	0,57	2,40	0,77	0,58	1,42	1,83	1,44	0,08	6,74
Ta	815	6,65	29,4	658	71,6	30,6	28,6	55	209	4,53	193
W	548	12011	3614	515	2992	2313	354	4055	5224	4,13	15011
Th	2,36	2,02	104	4,23	0,16	20,0	2,55	22,5	49,5	0,18	197
U	8,50	22,8	10,9	11,8	0,46	0,59	0,24	2,77	7,41	0,01	23,2

Примечание: Прочерк – содержание ниже порога чувствительности

3 тип - умеренно индустриальный рудный

Таблица 3.2.2 - Продолжение

	SA-III-44	SA-II-39	SA-II-21	SA-III-12	SA-III-40	SA-II-5	SA-II-4	SA-I-7	SA-I-37	SA-III-46	SA-I-17	SA-I-11	SA-I-10	SA-III-47	SA-I-1	SA-III-28
Mg	94,7	91,4	93,7	90,9	98,6	81,1	76,2	89,0	88,5	88,5	76,0	86,5	88,5	89,2	86,8	90,3
Al	118	321	33,4	4,18	82,1	19,3	27,4	100	67,7	56,1	70,0	8,48	18,5	81,5	153	4,16
Si	2910	1903	1839	2959	2710	2454	2378	1625	1889	2316	2152	1605	1760	2596	2077	2678
Ti	581409	584710	583888	575620	583195	568868	573321	586590	584125	581045	575790	586619	587864	576197	589136	585088
V	341	1244	989	277	91,2	1949	1905	256	1408	3033	143	1562	1404	7688	952	244
Cr	129	281	1153	123	1,75	174	177	107	1836	597	455	845	821	1608	213	367
Mn	1,27	7,54	0,31	3,68	1,18	1,45	0,76	0,20	0,73	0,71	11,63	1,72	1,44	0,50	0,12	4,96
Fe	6694	3699	5838	17695	7568	19435	13607	4986	4859	6435	9303	5349	4745	3833	2930	8408
Zn	7,44	5,99	6,40	6,75	8,20	7,72	5,96	6,17	7,70	12,9	6,10	5,68	6,29	11,0	4,80	5,46
Zr	32,0	38,7	5,89	23,0	29,0	22,3	25,8	19,4	13,4	27,1	25,2	18,6	19,9	17,6	29,3	20,9
Nb	6986	6849	6843	6538	6215	5987	5970	5847	5403	4885	4441	4234	3504	3211	3178	3034
Mo	0,15	0,10	-	-	0,07	1,70	2,11	0,01	0,15	0,03	0,14	0,01	0,03	-	0,02	0,06
Ag	1,02	0,93	1,13	1,06	1,01	0,90	1,13	0,93	0,75	0,94	0,65	0,60	0,54	0,49	0,43	0,47
Sn	13,3	160	14,1	55,7	0,61	10,2	11,0	41,7	84,9	212	7,11	14,1	5,84	848	128	1,96
Sb	117	104	118	2,09	71,3	587	582	57,9	40,2	194	268	30,0	29,3	244	36,2	505
Hf	0,22	2,50	0,16	1,46	0,05	2,41	2,37	1,62	1,28	0,53	0,52	1,38	1,20	0,84	2,11	0,37
Ta	35,7	620	120	39,9	32,3	10,4	10,5	434	20,3	28,6	194	8,77	4,33	23,5	408,1	1,06
W	1814	524	353	4,05	615	5648	5914	953	627	1818	11306	257	57,4	3585	765	487
Th	95,4	5,64	1,41	0,50	18,1	8,99	18,5	0,08	12,5	75,4	3,10	7,07	3,48	78,2	-	1,25
U	5,75	14,7	0,85	0,02	6,76	3,25	3,26	0,62	1,67	3,06	0,71	0,76	1,00	1,85	0,82	0,03

Примечание: Прочерк – содержание ниже порога чувствительности

4 тип - "Чистый" руды

Таблица 3.2.2 - Продолжение

	SA-III-29	SA-III-10	SA-I-2	SA-I-6	SA-II-3	SA-III-37	SA-II-7	SA-II-9	SA-II-2	SA-II-1	SA-II-15	SA-II-20	SA-I-32	SA-III-36	SA-II-35	SA-II-26
Mg	83,7	88,3	86,7	87,1	87,5	89,1	90,6	85,0	85,5	88,6	88,8	89,0	85,5	85,4	87,9	87,5
Al	12,0	4,47	11,9	76,3	51,1	53,9	34,6	131	48,3	110	87,7	26,8	13,2	32,5	3,73	13,7
Si	2471	2629	1951	1958	2834	2010	2665	2613	2648	2862	2620	1739	2006	2004	1747	1706
Ti	586846	583344	589093	589865	591592	593162	592189	589601	592239	591799	590200	588742	590291	593719	590267	590234
V	276	441	650	439	447	204	178	723	416	287	27,9	840	550	484	2441	1004
Cr	277	1111	624	238	83,5	90,1	38,5	305	69,8	67,6	1,70	430	931	95,3	707	3941
Mn	0,10	5,09	1,46	0,51	0,48	0,17	0,87	0,08	0,25	1,05	3,62	0,10	2,29	-	1,60	-
Fe	7316	11285	5351	3536	1194	1521	1492	3454	1272	1675	4332	5928	4462	883	2722	1212
Zn	6,72	8,30	5,35	7,74	7,17	4,68	5,71	5,33	6,51	7,23	7,06	4,66	7,77	5,54	10,57	6,75
Zr	20,9	39,8	13,8	4,61	307	29,3	295	74,3	389	279	0,29	104	23,8	262	10,0	9,41
Nb	2639	2606	2373	2205	2117	2032	1867	1669	1660	1624	1574	1456	1393	1379	1373	1358
Mo	0,08	0,33	0,08	0,01	-	-	0,03	0,54	0,01	-	-	7,00	0,78	-	0,06	-
Ag	0,51	0,41	0,38	0,29	0,40	0,34	0,28	0,29	0,36	0,36	0,22	0,24	0,32	0,24	0,25	0,20
Sn	2,40	4,97	60,2	264	20,4	5,48	115	77,2	16,6	7,33	6,12	125	9,20	15,4	51,1	44,7
Sb	426	16,2	11,9	20,0	0,12	0,02	2,09	14,0	0,45	0,18	19,3	25,4	18,0	0,19	14,5	5,96
Hf	0,39	0,21	2,16	0,17	20,7	1,68	34,0	4,07	28,0	27,6	0,01	12,9	0,71	21,0	1,22	0,67
Ta	1,03	14,6	4,19	44,9	78,1	130	105	129,6	68,8	76,6	91,2	192,7	17,0	66,7	9,89	97,5
W	471	3,02	46,4	1498	93,0	12,7	6,64	1015	96,7	61,2	971	857	262	48,1	34,5	11,4
Th	5,21	2,18	1,11	0,61	1,34	0,01	1,05	-	0,52	0,82	0,38	0,01	6,64	0,29	1,44	0,14
U	0,15	0,23	0,95	0,64	0,21	0,18	0,43	0,39	0,17	0,13	0,08	47,7	1,96	0,02	1,69	0,22

Примечание: Прочерк – содержание ниже порога чувствительности

4 тип - "Чистый" рудил

Таблица 3.2.2 - Продолжение

	SA-II-11	SA-II-10	SA-II-18	SA-II-16	SA-II-34	SA-II-30	SA-II-31	SA-II-29	SA-II-14	SA-III-39	SA-III-38	SA-II-22	SA-I-15	SA-III-35	SA-III-34	SA-I-21
Mg	93,3	86,0	88,6	90,3	99,1	89,7	92,0	87,6	83,0	89,1	89,7	90,7	93,9	92,5	92,0	83,3
Al	135	129	8,83	12,1	2,37	71,2	77,7	72,2	271	27,8	34,2	13,2	67,3	24,5	41,1	50,2
Si	2368	2526	1842	2018	1722	1839	1627	1791	2960	2001	2086	1668	2054	2011	2004	2020
Ti	591184	591122	589669	589574	589101	592223	592421	592757	592376	592750	592438	571700	588687	585006	590625	589959
V	707	690	637	679	2449	1281	1302	1001	70	633	627	731	308	827	857	305
Cr	419	487	494	523	912	432	472	362	5,27	762	813	1013	1045	393	431	929
Mn	-	0,17	0,01	-	7,11	-	-	-	0,01	0,12	0,30	-	348	271	52,5	248
Fe	3276	3193	6309	6138	4712	2213	2265	2169	2445	2592	2745	11677	7101	12588	5378	6079
Zn	6,46	5,75	5,13	6,38	8,20	5,62	5,14	5,36	6,04	4,63	4,46	5,18	25,9	8,22	6,39	12,4
Zr	66,5	55,6	51,0	48,4	6,78	28,4	29,0	29,0	1,04	9,6	9,26	51,6	37,4	106	111	25,2
Nb	995	970	883	862	817	673	656	656	556	537	533	495	417	377	367	326
Mo	0,36	0,57	1,50	1,30	0,04	0,01	-	0,04	0,09	-	-	4,55	0,83	1,06	1,23	0,78
Ag	0,12	0,15	0,18	0,15	0,17	0,12	0,09	0,09	0,07	0,09	0,08	0,09	0,33	0,05	0,08	0,26
Sn	71,7	65,8	255	233	36,5	178	188	176	8,88	33,9	34,1	287	7,17	6,34	6,65	4,55
Sb	12,0	11,4	65,2	60,6	11,7	85,7	83,7	86,8	20,2	19,6	18,5	7556	83,5	0,18	2,44	88,5
Hf	3,52	2,99	3,39	3,26	0,62	2,02	1,91	1,83	0,03	0,70	0,69	5,83	0,60	6,57	5,87	0,36
Ta	75,1	58,5	44,4	49,7	8,17	56,7	53,1	58,9	29,9	50,2	46,7	13,8	9,12	18,4	17,8	9,8
W	189	153	70,4	67,2	7,26	280	265	225	232	6,21	6,00	10566	57,9	46,5	24,5	177
Th	-	-	0,33	0,01	0,93	0,01	0,01	0,01	3,07	-	-	0,02	14,1	0,52	3,44	8,84
U	0,36	0,38	11,8	9,24	1,11	0,77	0,76	0,78	0,91	0,16	0,15	0,45	3,29	0,03	0,36	1,60

Примечание: Прочерк – содержание ниже порога чувствительности

4 тип - "Чистый" руды

Таблица 3.2.2 - Продолжение

	SA-II-23	SA-II-25	median	mean	sd	min	max
Mg	87,5	85,7	88,5	88,4	4,33	76,0	99,1
Al	11,0	13,1	37,9	58,7	63,4	2,4	321,2
Si	1744	1807	2014	2168	412	1605	2960
Ti	588206	589148	589142	587112	5999	568868	593719
V	526	510	644	941	1173	27,9	7688
Cr	413	1395	431	584	647	1,70	3941
Mn	-	-	0,96	24,6	69,9	0,01	348
Fe	5982	6351	4802	5525	4020	883	19435
Zn	5,89	6,86	6,38	7,11	3,26	4,46	25,9
Zr	47,4	13,0	27,7	59,1	88,0	0,29	389
Nb	199,3	85,5	1642,0	2457,1	2139,0	85,5	6986
Mo	1,74	0,30	0,12	0,70	1,23	0,00	7,00
Ag	-	0,03	0,32	0,41	0,33	0,03	1,13
Sn	101	11,3	34,0	82,8	137	0,61	848
Sb	3549	1135	29,7	329	1169	0,02	7556
Hf	2,67	0,59	1,54	4,36	7,86	0,01	34,0
Ta	16,5	2,07	42,1	74,8	117	1,03	620
W	129	44,3	207	1055	2385	3,02	11306
Th	0,03	0,09	1,18	8,70	19,9	0,01	95,4
U	1,08	0,35	0,76	2,68	7,14	0,02	47,7

Примечание: Прочерк – содержание ниже порога чувствительности

4 тип - "Чистый" рудил

Таблица 3.2.2 - Продолжение

	SA-III-2	SA-III-9	SA-I-20	SA-I-13	SA-I-23	SA-I-19	median	mean	sd	min	max
Mg	170	165	239	224	260	256	231	219	41,7	165,3	259,9
Al	2238	2699	1203	1703	1448	1372	1576	1777	578	1203	2699
Si	3968	3901	2157	2345	2089	2184	2265	2774	903	2089	3968
Ti	442509	453861	460754	461135	442140	454870	454365	452545	8453	442140	461135
V	1860	2023	833	877	735	808	855	1189	587	735	2023
Cr	2283	1592	1322	1169	1070	1162	1245	1433	455	1070	2283
Mn	2839	2199	12720	10234	14207	12216	11225	9069	5234	2199	14207
Fe	131953	125592	144020	145940	169458	157385	144980	145724	16107	125592	169458
Zn	151	150	235	142	268	195	173	190	52,1	142	268
Zr	519	581	186	264	205	219	242	329	174	186	581
Nb	40202	31957	9885	8003	6356	4546	8944	16825	15244	4546	40202
Mo	16,6	17,3	21,0	28,0	28,4	24,9	22,9	22,7	5,19	16,57	28,4
Ag	8,92	7,07	11,7	17,0	15,7	13,1	12,4	12,2	3,81	7,07	17,0
Sn	475	360	40,6	57,7	25,3	44,3	51,0	167	198	25,3	475
Sb	229	238	187	227	228	170	228	213	27,9	170	238
Hf	7,26	8,49	4,16	5,43	4,21	4,94	5,19	5,75	1,76	4,16	8,49
Ta	31,0	25,7	66,6	54,1	44,9	44,9	44,9	44,5	15,0	25,7	66,6
W	111	101	214	359	169	496	191	242	156	101	496
Th	1426	1728	354	442	315	340	398	767	636	315	1728
U	61,8	71,3	39,5	56,2	45,3	45,8	51,0	53,3	12,0	39,5	71,3

Примечание: Прочерк – содержание ниже порога чувствительности

5 тип - железистый рудит

Таблица 3.2.3 - Содержание главных элементов для выделенных ранее типов рутила, определенные методом WDS

	PM-201		PM-201		SM-215		PM-201		PM-201		SM-215		PM-201		PM-201	
	1-3	1-4	6-2	9-3	9-5	9-3	9-5	6-5	1-7	6-5	9-7	9-4	6-12	6-12	6-12	6-12
SiO ₂	0,08	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	-	-	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	-	-	0,01	0,01
MgO	0,01	0,02	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01	-	-	-
TiO ₂	71,2	69,3	76,6	77,6	78,0	77,4	78,7	78,7	77,4	77,4	77,1	79,7	80,5	80,9	80,9	80,9
Cr ₂ O ₃	0,05	0,01	0,05	0,11	0,14	0,07	0,51	0,51	0,05	0,05	0,13	0,08	0,30	0,19	0,19	0,19
MnO	0,01	-	-	-	0,01	-	0,01	0,01	-	-	0,02	-	-	-	-	-
FeO	7,43	7,58	6,74	6,51	6,09	6,88	5,85	5,85	6,77	7,58	5,50	4,93	4,92	4,92	4,92	4,92
Ta ₂ O ₅	-	0,16	0,04	0,12	0,01	0,05	0,08	0,08	0,03	0,10	-	-	-	0,11	0,11	0,11
Nb ₂ O ₅	19,8	19,3	15,2	14,6	14,4	14,3	14,1	14,1	14,0	13,7	12,8	12,1	11,7	11,7	11,7	11,7
CaO	-	-	-	0,01	-	-	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01
Сумма	98,6	96,4	98,7	98,9	98,6	98,7	99,2	98,2	98,2	98,7	98,2	97,9	97,9	97,8	97,8	97,8

Примечание. Прочерк – содержание ниже порога чувствительности; FeO* – суммарное железо.

Таблица 3.2.3 - Продолжение

Э тип - умеренно ниобиевый рудит	SM-215	PM-201	PM-201	MU-08/7	SM-215	PM-202	PM-202	UM-212	PM-201	PM-202	PM-201	PM-202	PM-201	PM-202	PM-201	PM-202	PM-201	PM-202
	7-8	4-1	4-5	15	11-1	10-11	10-2	6-1	3-2	10-4	11-6	6-6	11-1	6-1	6-1	10-3	6-1	6-1
SiO ₂	0,01	0,03	0,01	0,05	0,01	-	0,01	-	-	0,02	-	0,02	-	-	-	0,01	0,02	-
Al ₂ O ₃	0,02	-	0,01	0,01	-	-	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-
MgO	0,01	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,00	0,01	-	-	0,01	-
TiO ₂	86,5	89,7	91,8	92,7	91,6	85,8	91,7	93,3	88,0	89,9	93,7	93,8	95,4	93,0	87,8	92,4	92,4	92,4
Cr ₂ O ₃	0,16	0,04	0,03	0,08	0,07	0,10	0,03	0,04	-	0,25	-	0,05	-	0,03	0,08	0,03	0,03	0,03
MnO	0,10	0,01	0,02	0,03	0,03	0,08	0,02	0,02	0,02	0,05	0,04	0,01	-	-	-	0,046	-	-
FeO	4,29	2,88	2,74	2,02	2,16	3,09	2,50	2,12	8,08	3,14	2,16	2,16	1,75	2,25	3,22	2,31	2,31	2,31
Ta ₂ O ₅	-	-	-	-	0,07	-	0,05	-	0,14	0,09	-	-	0,03	0,07	0,05	0,11	0,11	0,11
Nb ₂ O ₅	4,98	4,91	4,68	4,67	4,47	4,14	4,02	3,68	3,29	3,17	3,07	2,73	2,64	2,58	2,50	2,50	2,50	2,50
CaO	0,02	-	0,02	-	0,01	0,01	0,19	-	0,01	0,02	-	-	0,02	-	-	-	-	-
Сумма	96,1	97,6	99,3	99,5	98,4	93,2	98,5	99,2	99,5	96,6	99,0	98,8	99,8	98,0	93,6	97,4	97,4	97,4

Э тип - умеренно ниобиевый рудит	PM-201	SM-215	UM-212	PM-201	PM-202	PM-201	SM-215	SM-215	SM-215	PM-201	PM-202	PM-201	PM-202	MU-08/7
	4-3	11-5	5-1	6-4	11-3	10-5	6-9	7-5	11-4	11-7	11-5	13	13	
SiO ₂	0,03	0,02	0,17	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	-	-	-	-	
Al ₂ O ₃	0,01	-	0,13	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	-	0,01	-	0,02	0,02	
MgO	-	0,01	-	0,01	0,00	0,01	-	-	-	-	-	-	-	
TiO ₂	95,5	94,1	93,4	94,8	95,6	97,9	97,2	97,5	92,8	97,1	96,4	97,6	97,6	
Cr ₂ O ₃	0,04	0,11	0,06	0,02	0,02	0,01	0,07	0,09	0,08	0,03	-	-	-	
MnO	-	-	0,02	0,02	0,01	-	-	-	-	-	0,01	0,04	0,04	
FeO	1,72	1,98	3,00	1,99	1,44	0,91	1,24	0,96	2,39	1,19	1,25	0,58	0,58	
Ta ₂ O ₅	0,06	0,05	-	-	0,15	-	-	0,02	-	0,06	-	0,17	0,17	
Nb ₂ O ₅	2,19	2,13	1,93	1,90	1,89	1,71	1,67	1,38	1,34	1,29	1,17	1,10	1,10	
CaO	-	0,01	0,02	-	0,02	0,02	-	-	0,01	0,02	-	0,01	0,01	
Сумма	99,5	98,4	98,7	98,8	99,2	100,6	100,2	100,0	96,6	99,7	98,8	99,5	99,5	

Примечание. Прочерк – содержание ниже порога чувствительности; FeO* – суммарное железо.

Таблица 3.2.3 - Продолжение

4 тип - "Чистый" рутил	PM-202 PM-201 MU-08/4 MU-08/7 MU-08/4 PM-201 UM-212 UM-212 SM-215 SM-215 PM-201 SM-215 UM-212 MU-08/4 UM-212 PM-202															
	10-1	3-1	2-1	9-1	16	4-4	4-1	2-1	7-4	11-2	2-1	11-3	2-2	6-1	5-3	10-8
SiO ₂	0,13	0,02	0,031	-	-	0,03	-	0,02	-	-	0,02	0,02	-	0,01	0,02	-
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	-	-	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01
MgO	-	0,01	0,01	-	0,00	-	-	-	0,01	-	-	0,00	-	-	-	-
TiO ₂	98,0	97,9	96,8	97,1	98,1	98,5	98,4	98,4	95,8	97,6	98,6	97,4	99,4	97,7	98,6	98,3
Cr ₂ O ₃	-	0,01	0,05	0,11	0,05	0,12	0,01	0,11	0,11	0,26	0,07	0,48	0,06	-	0,08	0,09
MnO	-	0,02	-	0,01	0,04	-	-	0,03	0,01	-	0,01	0,05	-	0,02	0,02	0,01
FeO	0,74	0,72	0,97	0,91	0,48	0,73	0,61	0,88	1,60	0,45	0,66	0,49	0,66	0,97	0,44	0,43
Ta ₂ O ₅	0,07	0,03	-	-	-	-	-	0,16	0,03	0,11	0,03	0,16	-	-	0,12	0,03
Nb ₂ O ₅	0,96	0,96	0,91	0,90	0,81	0,80	0,77	0,76	0,75	0,67	0,49	0,43	0,41	0,39	0,35	0,31
CaO	0,01	0,00	-	0,007	-	0,01	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-	0,03
Сумма	99,79	99,64	98,75	99,03	99,51	100,17	99,80	100,40	98,36	99,10	99,85	99,06	100,52	99,16	99,61	99,15
4 тип - "Чистый" рутил	MU-08/4 PM-201 UM-212 SM-215 MU-08/4 PM-201 UM-212 MU-08/7 MU-08/4 PM-201 UM-212 MU-08/4 PM-202 MU-08/7 MU-08/7															
	3-1	6-7	5-4	3-1	7-3	1-1	6-8	7-1	8-1	10-12	10-7	1-1	5-1	7-1	11	12
SiO ₂	0,03	0,01	-	0,01	-	-	-	0,08	0,01	0,05	-	-	0,44	-	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	0,01	-	-	0,02	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,30	0,01	0,02	0,02
MgO	0,01	-	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	-	-	-	0,06	-	0,01	-
TiO ₂	98,9	98,2	99,0	99,0	95,6	98,9	99,2	98,5	98,2	97,8	98,2	99,3	98,0	99,0	99,2	99,7
Cr ₂ O ₃	-	0,02	0,12	-	0,06	0,02	0,01	0,06	0,12	0,03	0,03	0,04	0,08	0,04	0,47	0,02
MnO	-	-	0,02	-	-	-	0,05	0,02	0,03	-	-	-	-	0,02	-	-
FeO	0,19	0,79	0,58	0,30	1,45	0,13	0,69	0,62	0,81	0,21	0,87	0,36	0,71	0,56	0,17	0,27
Ta ₂ O ₅	0,12	0,02	-	-	0,09	-	-	-	-	-	0,03	0,12	0,04	0,09	0,01	0,02
Nb ₂ O ₅	0,28	0,26	0,26	0,26	0,25	0,23	0,22	0,21	0,19	0,19	0,18	0,15	0,12	0,10	0,07	0,07
CaO	-	-	-	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,06	-	-	0,01
Сумма	99,47	99,31	99,96	99,64	97,50	99,28	100,17	99,41	99,35	98,25	99,33	99,99	99,33	99,81	99,92	100,10

Примечание. Прочерк – содержание ниже порога чувствительности; FeO* – суммарное железо.

Таблица 3.2.3 - Продолжение

4 тип - "чистый" рудил	SM-215	MU-08/4	MU-08/7	PM-202	PM-202	PM-202	SM-215	SM-215	MU-08/7
	10-1	4-1	10	8-1	9-1	7-2	7-6	7-6	14
SiO ₂	0,01	-	0,02	-	0,02	-	0,02	-	-
Al ₂ O ₃	0,02	0,03	-	0,01	-	0,01	-	-	-
MgO	-	-	-	0,01	0,02	0,01	-	-	-
TiO ₂	98,5	98,6	98,5	99,8	99,2	99,3	99,2	99,0	99,0
Cr ₂ O ₃	0,09	0,08	0,14	0,00	0,04	0,07	0,16	0,10	0,10
MnO	-	-	-	0,02	0,03	-	-	-	-
FeO	0,45	0,44	0,89	0,10	0,29	0,27	0,27	0,21	0,21
Ta ₂ O ₅	0,05	0,00	0,00	0,00	0,12	-	0,01	-	-
Nb ₂ O ₅	0,04	0,03	0,03	0,02	0,00	-	-	-	-
CaO	0,01	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-
Сумма	99,19	99,14	99,60	99,96	99,73	99,68	99,68	99,36	99,36

5 тип - железистый рудил	SM-215	SM-215	PM-202	SM-215	PM-201	PM-201
	7-7	7-9	1-2	7-10	1-9	1-1
SiO ₂	0,19	0,13	0,40	0,21	0,48	0,40
Al ₂ O ₃	0,26	0,29	0,39	0,26	0,63	0,53
MgO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
TiO ₂	67,2	65,0	69,3	72,4	73,7	68,9
Cr ₂ O ₃	0,22	0,13	0,29	0,18	0,34	0,36
MnO	1,79	2,06	0,31	1,02	0,16	0,39
FeO	23,6	22,8	19,2	17,2	15,7	19,9
Ta ₂ O ₅	0,16	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	0,22	0,56	0,99	2,10	1,72	1,61
CaO	0,05	0,04	0,13	0,05	0,13	0,12
Сумма	93,8	91,0	91,1	93,5	92,9	92,2

Примечание. Прочерк – содержание ниже порога чувствительности; FeO* – суммарное железо.

Таблица 3.2.4 - Состав рутила (мас. %, SEM-EDS), продатированного методом LA-ICP-MS

Проба	Зерно	Точка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	Nb ₂ O ₅	WO ₃	Сумма	
MU-08/4	2	3	0.02	99.0	-	-	0.30	0.70	-	100	
	2	4	-	99.3	-	-	0.51	0.18	-	100	
	2	5	0.16	98.9	-	-	0.23	0.74	-	100	
MU-08/7	1	1	0.31	91.0	-	3.55	0.39	4.76	-	100	
	1	2	0.47	94.6	0.72	2.52	1.37	0.27	-	100	
	1	3	0.64	94.3	0.70	1.02	1.26	2.07	-	100	
	1	4	0.29	90.2	0.22	3.51	0.44	5.33	-	100	
	3	9	-	99.6	-	-	0.38	-	-	100	
	3	10	-	99.4	-	-	0.64	-	-	100	
	9	32	-	99.3	-	-	0.39	0.26	-	100	
	UM-212	1	1	-	99.7	-	-	0.33	-	-	100
	1	2	-	99.4	-	-	-	0.30	0.33	-	100
SM-215	10	40	-	82.4	-	-	4.01	13.6	-	100	
	10	41	0.40	83.7	-	-	3.70	12.2	-	100	
	10	42	0.29	89.3	-	-	2.67	7.77	-	100	

Примечание. Прочерк – содержание ниже порога чувствительности; FeO* – суммарное железо.

Таблица 3.2.5 - Результаты U-Pb изотопных исследований рутила (LA-ICP-MS)

Проба	Зерно	Точка	Изотопные отношения			Rho	Возраст, млн. лет		
			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
MU-08/4	2	1 (1*)	0.11±0.17	4.86±14.4	0.32±0.82	0.86	1794 ±40	1795 ±25	1796 ±28
	2	20 (2*)	0.11±0.14	5.15±16.4	0.33±0.97	0.92	1837 ±47	1845 ±27	1855 ±22
MU-08/7	1	3 (3*)	0.06±0.14	0.87±3.25	0.10±0.30	0.82	612 ±18	635 ±18	717 ±46
	1	22 (4*)	0.06±0.14	0.81±3.16	0.09±0.30	0.80	591 ±17	605 ±18	659 ±50
	1	23 (5*)	0.06±0.25	0.81±4.32	0.10±0.33	0.65	589 ±19	605 ±24	668 ±86
	1	24 (6*)	0.07±0.30	0.86±4.71	0.09±0.30	0.58	580 ±18	629 ±26	810 ±94
	3	5 (7*)	0.06±0.13	0.73±2.56	0.08±0.24	0.77	543 ±14	556 ±15	609 ±48
	3	25 (8*)	0.06±0.19	0.81±3.48	0.09±0.28	0.71	574 ±17	605 ±20	722 ±64
	3	26 (9*)	0.06±0.27	0.80±4.24	0.09±0.28	0.57	570 ±16	599 ±24	714 ±93
	9	9 (10*)	0.05±1.45	0.67±18.4	0.09±0.34	0.14	561 ±20	521 ±112	348 ±434
	1	10 (11*)	0.07±0.15	1.22±4.27	0.13±0.35	0.78	781 ±20	812 ±20	900 ±45
	1	30 (12*)	0.08±0.23	1.33±7.78	0.12±0.62	0.87	736 ±36	858 ±34	1186 ±57
SM-215	10	19 (13*)	0.12±0.33	5.77±23.4	0.34±1.03	0.74	1907 ±50	1941 ±35	1978 ±49

Примечание. Rho – коэффициент корреляции погрешностей отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; в скобках со звездочкой приведены номера точек на рис. 3.2.13в.

Таблица 3.2.6 - Результаты U-Pb изотопных исследований рутила (TIMS)

Проба	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопные отношения						Возраст, млн. лет		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
1	1.55	0.68	2.50	53.6±2.60	17.7±0.58	0.80±1.70	0.10±0.63	0.44	0.54	593±4	595±10	601±33
MU-08/4	4.67	7.42	5.22	28.4±0.27	16.5±0.35	3.09±4.50	0.24±0.47	0.58	1.32	1366±6	1430±64	1527±80
3	0.87	11.1	21.1	90.8±0.46	23.1±0.23	4.07±0.35	0.29±0.23	0.72	0.25	1642±4	1648±6	1655±5
SM-215	3.08	32.1	13.9	23.7±0.06	16.2±0.09	4.16±1.10	0.26±0.27	0.56	3.33	1517±4	1667±19	1860±18
5	2.04	3.97	3.03	28.8±0.22	16.4±0.12	1.88±3.20	0.18±2.70	0.87	3.15	1097±30	1075±34	1030±32
UM-212	1.10	23.5	3.40	20.4±0.07	15.8±0.92	-	-	-	-	-	-	-
7	2.75	1.49	0.74	22.7±0.26	15.9±0.17	-	-	-	-	-	-	-
MU-08/7	3.89	3.62	1.77	22.2±0.09	15.9±0.17	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. ^a - изотопные отношения, скорректированные на бланк и фракционирование;

Rho – коэффициент корреляции погрешностей отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; в скобках приведена погрешность измерения ($\pm 2\sigma$) в процентах.

Таблица 3.2.7 - Факторные нагрузки (1 и 2 фактор) элементов для рутила из проявления Ичетью

	Factor1	Factor2
Mg	-0,73	-0,26
Al	-0,67	-0,32
Si	-0,37	0,19
Ti	0,86	-0,24
V	-0,24	-0,33
Cr	-0,44	-0,28
Mn	-0,81	0,20
Fe	-0,84	0,39
Zn	-0,86	-0,08
Zr	-0,55	-0,49
Nb	-0,56	0,59
Mo	-0,74	-0,16
Ag	-0,73	0,51
Sn	-0,39	-0,56
Sb	-0,32	0,18
Hf	-0,29	-0,59
Ta	-0,01	-0,26
W	-0,01	0,27
Th	-0,75	0,27
U	-0,59	-0,46
Собств. значение	7,13	2,65
Вес, %	35,600	13,200

Таблица 3.2.8 - Значения главных факторов для рутила из проявления Ичетью

	Factor1	Factor2		Factor1	Factor2		Factor1	Factor2
1	-2,90	-0,84	35	-0,09	0,54	69	0,63	1,08
2	-2,83	-0,92	36	-1,89	-0,32	70	0,37	0,36
3	-2,60	-0,65	37	-0,58	0,28	71	0,54	-0,35
4	-2,62	-0,71	38	0,32	1,70	72	0,73	-0,02
5	-2,71	-0,60	39	0,04	0,35	73	0,70	-1,16
6	-2,63	-0,74	40	0,23	0,50	74	1,35	-0,60
7	-1,94	0,27	41	0,34	1,94	75	0,53	-1,47
8	-2,15	0,07	42	0,44	1,03	76	0,57	-1,24
9	-0,49	0,88	43	0,55	1,88	77	0,68	-1,26
10	-0,31	2,27	44	0,53	0,35	78	0,69	-1,01
11	-0,39	0,64	45	0,37	0,68	79	1,50	2,34
12	-0,41	0,78	46	0,59	0,97	80	0,26	-1,96
13	-0,29	0,83	47	-0,05	-1,03	81	0,39	-0,20
14	-1,97	-0,24	48	-0,12	0,02	82	1,23	-1,33
15	-0,21	1,73	49	-0,17	0,42	83	0,62	-0,66
16	-0,25	1,37	50	-0,25	-1,18	84	1,21	-0,96
17	-1,27	0,20	51	1,07	0,71	85	0,76	-1,56
18	-1,08	0,35	52	-0,02	0,03	86	0,65	-1,35
19	-0,18	0,40	53	-0,02	0,56	87	0,46	-1,47
20	-0,15	1,22	54	-0,08	-1,08	88	0,55	-1,60
21	-1,79	-0,39	55	0,61	0,40	89	0,67	-0,53
22	-0,49	0,25	56	0,63	0,54	90	0,95	-1,46
23	-0,26	0,06	57	0,46	1,59	91	1,05	-1,53
24	0,16	1,48	58	-0,09	0,36	92	0,97	-1,49
25	0,15	0,34	59	-0,03	0,31	93	1,25	0,96
26	0,03	1,37	60	0,67	-0,27	94	1,29	-0,82
27	0,46	1,48	61	0,13	-0,43	95	1,25	-0,81
28	0,08	1,07	62	-0,10	-0,29	96	0,48	-1,20
29	-0,68	0,55	63	0,29	0,61	97	-0,11	-0,31
30	-0,47	0,55	64	0,53	-0,03	98	0,42	-0,95
31	0,10	0,20	65	0,50	-0,06	99	0,34	-1,16
32	0,31	0,82	66	0,01	-0,67	100	0,21	-0,01
33	-1,80	-0,20	67	0,68	-1,06	101	0,91	-1,58
34	0,25	1,28	68	0,64	1,39	102	1,06	-0,64

Таблица 3.3.1 - Состав монацита из Пижемского месторождения (по данным EDS-SEM)

Проба	Точка анализа	SiO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Сумма
1-1	001	0,81	0,53	25,1	7,37	28,3	4,53	29,3	4,07	-	-	100,00
1-1	002	-	-	25,4	7,19	29,2	4,58	30,6	3,01	-	-	100,00
2-1	003	-	-	26,3	11,8	31,0	4,09	23,8	2,13	0,90	-	100,00
2-1	004	-	-	25,3	10,1	29,8	4,04	26,2	2,99	1,61	-	99,99
3-1	005	-	-	26,0	8,69	29,7	4,11	27,9	3,61	-	-	100,00
3-1	006	-	-	26,0	9,34	29,9	4,31	26,1	3,21	0,67	0,46	100,00
4-1	007	-	-	26,6	18,1	32,3	3,35	17,4	1,86	0,37	-	99,98
4-1	008	-	-	26,7	21,0	31,7	2,96	15,2	1,50	0,96	-	100,00
4-2	009	-	-	24,2	4,94	20,2	4,22	37,4	9,00	-	-	100,01
4-2	010	-	-	26,9	10,8	31,4	4,17	23,9	1,96	0,90	-	100,01
5-1	011	-	-	25,5	8,41	29,9	4,34	27,0	2,83	2,09	-	99,98

Примечание. Прочерк – содержание ниже порога чувствительности.

Таблица 3.3.2 - Список монофракций моноцита и куларита проявления Ичетью из шлиховых проб, экспедиционные сборы 1999 г. и 2010 г.

№ п/п	Моноцит	Куларит	Привязка
1	PM-201		р. Пижма, Карьер Золотой камень (2010 г.)
2		ZK-4	р. Пижма, Карьер Золотой камень (1999 г.)
3	PM-202		Карьер Золотой камень (2010 г.) 300 м Юж
4		ZK-5	Карьер Золотой камень (1999 г.) 300 м Юж
5	PM-239	PM-239	р.Пижма, участок Сидоровский (2010 г.)
6		SU-1	р.Пижма, участок Сидоровский (1999 г.)
7	PMS-240		участок Сидоровский (2010 г.) 2,0 км Запад
8		SU-2	участок Сидоровский (1999 г.) 2,0 км Запад
9		K-100-6	р.Средняя, Карьер К-100 (1999 г.)
10		SM-214	р.Средняя, Карьер К-100 (2010 г.)
11	SM-215		р.Средняя, Карьер К-100 (2010 г.)
12		K-150-5	р.Умба карьер К-150 (1999 г.)
13	UM-212		р.Умба карьер К-150 (2010 г.)
14	UM -210		р.Умба (2010 г.) Большой карьер
15	UM -211		р.Умба (2010 г.)
16		UM -216	р.Умба (2010 г.)
17		UM -213	р.Умба (2010 г.)
18		K-43/99-2	р.Умба (1999 г.) карьер К-43
19		UM -3	р.Умба (1999 г.)
20		B-5	р.Умба (1999 г.)

Таблица 3.3.3 - Представительные анализы монацита из проявления Ичетью (по данным EDS-SEM)

Зерно	1-3	1-3	1-5	1-5	1-3	1-3	2-5	2-5	1-4	1-4	1-4	1-4	
	003	004	005	006	003	004	015	016	009	010	004	005	
Точка анализа	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	
Монацит	SiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	CaO	-	-	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	
	P ₂ O ₅	26,6	26,5	26,6	26,8	26,8	26,5	27,5	27,2	26,5	27,0	28,1	
	SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	La ₂ O ₃	30,3	29,4	22,1	20,5	28,6	19,8	21,2	25,5	26,3	26,5	24,9	
	Ce ₂ O ₃	33,7	33,5	36,3	34,6	33,1	36,1	35,3	34,5	33,9	35,2	33,7	
	Pr ₂ O ₃	2,34	2,03	2,47	2,92	2,37	3,16	2,81	1,24	1,77	1,45	2,06	
	Nd ₂ O ₃	7,03	8,03	11,91	13,78	8,95	14,5	12,4	11,6	10,6	9,59	10,9	
	Sm ₂ O ₃	-	0,08	0,58	1,48	0,19	0,21	-	0,76	-	1,06	0,07	0,42
	ThO ₂	-	0,43	-	-	-	-	-	-	-	0,20	-	-
	Сумма	100,00	100,01	100,01	100,01	99,99	99,99	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00

Проба	2-5	2-5	2-4	2-4	2-2	2-2	2-1	2-1	2-2	2-2	
	014	015	017	018	020	022	024	026	010	011	
Точка анализа	центр	край	центр	край	край	центр	край	центр	центр	край	
Куларит	SiO ₂	-	-	-	-	-	-	0,58	-	-	
	CaO	-	-	0,33	0,21	-	-	-	-	-	
	P ₂ O ₅	26,0	26,5	26,0	24,3	27,4	26,4	26,0	25,9	27,3	
	SO ₃	-	-	0,97	-	-	-	-	-	-	
	La ₂ O ₃	10,5	11,4	11,6	16,1	15,5	4,2	19,1	7,1	10,5	
	Ce ₂ O ₃	32,0	32,3	32,1	32,9	33,9	20,3	33,5	27,8	30,7	
	Pr ₂ O ₃	3,61	3,3	3,6	3,62	3,4	3,54	3,05	4,2	3,8	
	Nd ₂ O ₃	24,41	23,93	23,78	19,32	18,77	39,37	16,7	30,4	27,0	
	Sm ₂ O ₃	3,56	1,8	1,12	2,57	1,09	6,24	1,35	3,81	2,16	
	ThO ₂	-	0,83	0,43	0,93	-	0,6	-	-	-	
	Сумма	99,99	100,02	100	100	100	100,01	100	99,99	100,01	100

Примечание. Прочерк – содержание ниже порога чувствительности.

Таблица 3.3.4 - Обобщенная характеристика состава монацита из проявления Ичетью (LA-ICP-MS метод)

элемент	куларит (серый монацит) (n = 58)					желтый монацит (n = 26)				
	median	mean	sd	min	max	median	mean	sd	min	max
Al	10250	10639	5146	2600	34000	0.13	9.71	18.9	-	81.0
Si	19500	23006	12717	8990	71000	143	261	488	-	2310
Ca	14950	16548	6482	3940	34000	9695	10621	6884	1455	33400
Ti	2800	2802	1259	550	6100	0.23	0.37	0.42	-	1.40
Mn	12.3	20.3	19.0	4.03	96.0	0.55	2.14	4.04	-	19.3
Fe	6665	11904	12685	2190	60200	45.5	289	594	-	2850
Rb	21.1	22.8	11.5	4.00	69.0	0.22	0.22	0.13	0.02	0.49
Sr	2260	2407	886	672	4910	1890	1948	1296	209	6640
Y	6565	6495	686	4810	7780	1026	1176	909	79.9	3090
Zr	63.5	64.9	17.2	34.9	104	0.24	0.37	0.40	-	1.28
Nb	19.0	24.2	18.3	6.70	98.0	0.15	0.17	0.12	0.02	0.38
Ba	113	122	51.2	42.8	290	29.0	43.7	44.8	1.81	176
La	73100	82010	33660	32900	201000	203300	203615	47951	95800	324000
Ce	234500	231248	35750	134400	321000	260500	266127	22132	227000	308000
Pr	38800	38286	3176	31100	44400	23350	25269	5492	19100	38600
Nd	198950	197622	34736	108600	275000	79850	86077	28733	52100	157100
Sm	45700	48125	20550	13200	99300	5210	7352	5574	2500	23990
Eu	7295	7236	2830	2070	13970	951	1357	1191	368	5950
Gd	22600	22109	7908	7410	38200	1683	2818	2986	709	12900
Tb	1555	1526	358	820	2300	103	186	214	38.6	964
Dy	4150	4108	622	2920	5440	351	529	547	65.7	2590
Ho	333	334	39.7	249	418	44.3	52.8	43.4	4.15	177
Er	424	409	49.0	299	495	65.5	82.3	60.8	14.1	220
Tm	27.5	26.5	3.95	18.2	35.1	3.66	5.77	5.07	0.25	18.9
Yb	98.9	95.5	18.6	55.7	150	11.6	20.1	18.5	1.17	71.0
Lu	6.52	6.64	1.66	3.87	14.0	0.73	1.28	1.22	0.07	4.50
Hf	2.59	2.87	1.01	1.62	8.30	0.03	0.04	0.03	-	0.12
Pb	518	578	284	174	1680	143	192	232	12.7	1110
Th	5550	6186	2898	1630	13600	3490	4794	5783	360	27400
U	1364	1324	505	160	2700	1.47	3.59	6.39	0.01	26.5

Примечание: Прочерк – содержание ниже порога чувствительности.

Таблица 3.3.5 - Факторные нагрузки (1 и 2 фактор) элементов для куларита и монацита из проявления Ичетью

	Factor 1	Factor 2
Al	-0,94	-0,05
Si	-0,93	0,03
Ca	-0,50	-0,79
Ti	-0,96	-0,03
Mn	-0,84	-0,20
Fe	-0,87	-0,07
Rb	-0,95	-0,02
Sr	-0,35	-0,85
Y	-0,95	0,05
Zr	-0,95	-0,06
Nb	-0,97	-0,01
Ba	-0,70	-0,42
La	0,85	-0,38
Ce	0,46	-0,56
Pr	-0,89	-0,02
Nd	-0,94	0,18
Sm	-0,94	0,26
Eu	-0,93	0,25
Gd	-0,96	0,22
Tb	-0,97	0,16
Dy	-0,97	0,12
Ho	-0,96	0,08
Er	-0,96	0,03
Tm	-0,92	-0,01
Yb	-0,93	-0,03
Lu	-0,93	-0,05
Hf	-0,97	0,03
Pb	-0,81	-0,30
Th	-0,53	-0,42
U	-0,95	0,02
Собств. значение	23,0	2,57
Вес, %	0,77	0,09

Таблица 3.3.6 - Значения главных факторов для куларита и монацита из проявления Ичетью

	Factor 1	Factor 2		Factor 1	Factor 2
2_1	-0,528269	-1,00181	18_4	-0,656913	-0,38671
2_2	-0,308877	-1,04736	19_1	-0,746763	0,08906
2_3	-0,541205	0,36293	19_2	-0,835588	-0,24243
2_5	-0,556212	-0,67985	19_3	-0,799912	0,00838
4_1	-0,706911	0,49675	19_4	-0,555617	0,20754
4_2	-0,315073	1,89593	19_5	-0,973313	-0,47469
4_3	-0,142650	1,36156	19_6	-0,702711	-1,40939
4_4	-0,629040	0,25150	20_1	-0,826208	-0,53286
6_1	-0,594678	0,46688	20_2	-0,459637	0,74186
6_2	-0,681139	0,19524	20_3	-0,815958	-0,38991
6_3	-0,715427	0,16942	20_4	-0,742765	0,22391
6_4	-0,596605	0,31657	20_5	-0,852694	1,61536
6_5	-0,375954	-0,01059	21_1	-0,835506	0,13465
7_1	-0,570979	-0,17314	21_2	-0,750537	0,71112
7_2	-0,637989	1,95503	21_3	-0,523748	-0,53384
7_3	-0,586284	-0,68259	21_4	-0,751692	1,10417
7_4	-0,544754	0,58492	1_2	0,790059	-0,59920
9_1	-0,710391	0,94318	1_3	1,952638	-0,87704
9_2	-0,448754	-0,12694	1_5	2,230816	0,14864
9_3_1	-0,645460	-1,10632	3_1	0,788374	0,34523
9_3_2	-0,606272	-1,12102	3_2	2,171644	1,69312
9_3_4	-0,462782	-1,93003	3_3	0,913869	3,58626
9_4	-0,599606	-0,28277	3_4	1,219497	0,11905
11_1	-0,710574	1,26830	3_5	0,877995	-0,31259
11_2	-0,802243	1,44171	5_1	0,723414	-1,59611
11_3	-0,455792	0,19719	5_2	1,420903	-1,36152
12_1	-0,703117	1,11577	5_3	1,674304	-0,24100
12_2	-0,807676	-0,05537	5_4	0,763629	-0,31563
12_3	-0,345180	0,75185	5_5	2,193862	1,40954
14_1	-0,830514	0,19166	8_1	1,115937	-0,61530
14_2	-0,749585	-0,34876	8_3	1,283012	-1,14938
14_3	-0,818170	-0,00612	8_4	1,568425	-1,33452
14_4	-0,754804	0,00700	8_5	0,509425	0,03706
14_5	-0,625955	0,08568	10_3	1,801583	1,68517
17_1	-0,256180	-1,49120	10_4	1,382509	-1,30515
17_2	-0,427749	-1,35076	15_1	1,617385	-0,40988
17_3	-0,714547	-1,41037	15_3	2,028627	-1,52085
17_4	-0,539883	-1,03133	15_4	1,568584	-0,28476
17_5	-0,613394	-0,59141	16_2	0,915841	-0,29580
18_1	-0,631212	0,75445	16_3	1,328246	-0,60221
18_2	-0,658919	-0,96129	16_4	2,173141	1,84559
18_3	-0,799565	0,89238	16_5	1,566210	0,78817

Таблица 3.3.7 - Результат определения возраста монацита из проявления Ичетью методом LA-ICP-MS

Проба	Точка анализа	Тип	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^b$	$2\sigma^d$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^b$	$2\sigma^d$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{P}^b$	$2\sigma^d$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}^e$	$2\sigma^d$
PM-202	1_2	ЖЕЛТЫЙ МОНАЦИТ	620	25	554	22	872	36	375	6
	1_3		468	33	519	17	200	150	410	8
	1_5		6340	150	11280	600	4936	89	484	8
PM-201	3_1		2289	61	1272	57	3384	33	448	12
	3_2		1070	190	637	76	1940	430	438	11
	3_3		544	53	568	16	380	220	479	13
	3_4		593	24	538	24	862	67	433	6
	3_5*		5850	270	8800	1300	4985	64	459	15
PM-239	5_1		5840	200	8850	900	4940	26	478	14
	5_2		5513	54	7220	210	4924	21	497	14
	5_3		4430	350	4010	790	4590	140	466	14
	5_4		6610	110	12680	590	4948	13	479	15
	5_5*		6430	310	11200	2000	4980	300	440	13
PM-240	8_1		4720	220	4720	590	4763	68	509	24
	8_3		4690	300	4480	770	4854	82	407	4
	8_4	6170	360	9900	1700	5053	21	491	10	
	8_5	2640	140	1510	140	3686	83	375	9	
	10_3	432	26	485	17	150	130	419	10	
SM-215	10_4	6860	160	13890	670	5105	27	539	7	
	15_1	454	10	550	13	1	0	484	19	
	15_3	6000	130	9340	630	4997	32	526	17	
UM-210	15_4	4870	220	5110	590	4872	75	471	10	
	16_2	2750	350	1720	520	3700	140	458	11	
UM-211	16_3	1480	300	810	110	2550	450	460	10	
	16_4	5724	99	8560	190	4840	150	511	10	
	16_5	5640	120	8210	550	4832	31	468	13	

Таблица 3.3.7 - Продолжение

Проба	Точка анализа	Тип	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^b$	$2\sigma^d$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^b$	$2\sigma^d$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$2\sigma^d$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}^e$	$2\sigma^d$
ZK-5	2_1	кларит	1064	18	1056	18	1079	21	707	17
	2_2		1085	17	1063	16	1123	17	715	23
	2_3		1049	17	1031	16	1085	19	621	73
	2_5		1116	16	1073	16	1204	18	692	26
	4_1		1050	23	1010	9	1147	68	900	35
ZK-4	4_2		966	13	946	11	1008	19	826	23
	4_3		1186	72	1049	72	1446	63	702	34
	4_4		950	19	932	19	992	19	809	30
	6_1		1100	14	1075	12	1145	18	775	33
PMS-239	6_2		1036	15	997	10	1120	25	787	15
	6_3		1027	24	1006	22	1071	27	822	11
	6_4		1078	22	1044	17	1147	33	765	22
	6_5		1034	26	993	23	1132	27	716	15
	7_1		1014	22	1009	22	1025	22	813	19
SU-1	7_2		1030	17	1027	17	1038	18	823	21
	7_3	1009	35	969	36	1100	39	728	47	
	7_4	1093	27	1087	27	1105	26	751	16	
	9_1	1024	13	1016	14	1042	12	691	22	
SU-2	9_2	1066	24	1053	17	1083	27	639	62	
	9_3_1	1059	33	1050	33	1079	34	689	52	
	9_3_2	1007	18	1004	15	1026	19	653	10	
	9_3_4	1103	40	1100	42	1126	40	707	23	
	9_4	1023	37	982	36	1096	29	550	11	
K-100-6	11_1	1095	18	1071	17	1143	20	729	24	
	11_2	1258	45	1224	36	1337	52	910	33	
	11_3	1072	17	1055	16	1121	25	868	17	
SM-214	12_1	1088	18	1065	17	1134	20	866	17	
	12_2	1227	56	1126	34	1400	100	1050	59	
	12_3	950	33	909	31	1046	36	713	50	

Таблица 3.3.7 - Продолжение

Проба	Точка анализа	Туре	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^b$	$2\sigma^d$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^b$	$2\sigma^d$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$2\sigma^d$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}^e$	$2\sigma^d$
UM-212	14_1	кларит	1070	9	1061	9	1088	10	687	13
	14_2		1069	92	1050	100	1190	120	390	210
	14_3		1132	10	1100	17	1183	11	613	27
	14_4		1000	16	990	14	1007	16	701	14
	14_5		1033	21	1017	20	1062	21	578	11
UM-216	17_1		1026	20	1012	19	1056	21	712	10
	17_2		1048	14	1043	11	1061	15	472	51
	17_3		1025	21	1004	20	1068	23	649	20
	17_4		1004	8	995	8	1022	8	631	13
	17_5		1276	87	1075	49	1630	150	60	150
UM-213	18_1		981	15	973	16	1001	12	600	20
	18_2		989	18	982	16	1006	21	663	10
	18_3		1093	25	1076	25	1118	21	584	22
	18_4		1005	10	991	9	1036	12	650	21
K-43/99-2	19_1		1075	13	1039	14	1149	14	617	22
	19_2	1082	12	1032	9	1185	22	601	12	
	19_3	968	12	947	11	1019	15	535	18	
	19_4	1065	17	1027	14	1144	26	464	20	
	19_5	1216	43	1163	34	1309	65	515	70	
	19_6	1132	9	1108	12	1179	16	659	25	
UM-3	20_1	1052	16	1043	15	1070	19	691	16	
	20_2	1271	45	1121	30	1531	65	455	21	
	20_3	1044	15	1026	17	1080	11	563	30	
	20_4	937	9	915	9	990	11	565	16	
	20_5	1026	14	1019	13	1041	14	662	14	
V-5	21_1	1068	16	1059	13	1091	25	673	61	
	21_2	937	19	920	17	984	26	624	16	
	21_3	952	26	941	25	980	28	569	21	
	21_4	882	21	851	16	947	22	541	11	

Таблица 3.3.8 - Результаты U-Pb изотопных исследований монацита из рудопроявления Ичегью методом TIMS

№ п/л	Номер пробы, минерал	На-веса (мг)	Содержание, ppm		Изотопные отношения					Th/U	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	ZK-4, куларит	1.26	146	1533	278.7 (0.12)	34.461 (0.11)	0.43972	0.04403	0.88	3.37	277.8	370.0	998.2 ± 1.5
2	K-150-5, куларит	5.38	83.0	1002	444.7 (0.14)	46.475 (0.13)	0.38785	0.03885	0.96	3.55	245.7	332.8	997.4 ± 1
3	PM-239, куларит	2.73	98.0	1144	176.9 (0.1)	27.144 (0.10)	0.35230	0.03510	0.84	3.78	222.4	306.5	1008.1 ± 2
4	PM-239, монацит	2.88	30.5	17.4	41.06 (0.31)	17.058 (0.19)	-	-					
5	PZ-201, монацит	3.70	82.0	2.77	37.981 (1.7)	16.652 (1.3)	-	-					
6	UM-212, монацит	0.30	5.20	0.20	22.799 (1.5)	15.976 (0.38)	-	-					

Примечания: ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и фракционирование; Rho – коэффициент корреляции погрешностей отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Th/U отношения рассчитаны на момент кристаллизации. Точность определения содержания U и Pb, а также U/Pb отношений – 0.3%. Низкие отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для монацита (4-6 пробы) не позволяют рассчитать для них U-Pb возраст.

Таблица 4.2 - Результаты изотопно-геохимического исследования циркона из глинистого сланца (образец SM-219)

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн. лет		Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн. лет		Discordant, %
1	0,32	76	20	0,27	13,6	1216	±17	1219	±50	0
2	0,11	189	54	0,29	44,2	1550	±18	1540	±21	-1
3	0,16	87	39	0,47	19,3	1481	±19	1483	±33	0
4	0,20	104	106	1,05	18,9	1235	±16	1243	±40	1
5	0,00	212	104	0,51	34,6	1121	±14	1122	±26	0
6	0,02	554	89	0,17	162	1885	±21	1868	±10	-1
7	0,08	224	91	0,42	78,3	2197	±24	2174	±12	-1
8	0,76	431	173	0,41	71,9	1137	±13	1175	±33	3
9	0,05	240	13	0,05	52,3	1455	±18	1445	±20	-1
10	0,06	910	39	0,04	205	1501	±17	1479	±15	-1
11	0,00	195	62	0,33	34,5	1206	±15	1199	±26	-1
12	0,02	256	98	0,40	59,3	1541	±18	1528	±17	-1
13	0,03	168	68	0,42	38,6	1526	±18	1520	±22	0
14	0,00	100	142	1,46	22,9	1524	±19	1498	±24	-2
15	0,03	480	199	0,43	80,8	1153	±14	1140	±15	-1
16	0,05	383	152	0,41	89,3	1545	±18	1569	±23	1
17	0,13	143	59	0,42	32,7	1515	±18	1500	±22	-1
18	0,07	239	70	0,30	52,6	1467	±17	1455	±17	-1
19	0,07	175	73	0,43	31,4	1223	±15	1206	±25	-1
20	0,03	197	101	0,53	52,7	1750	±20	1779	±14	2
21	0,07	188	137	0,75	29,6	1082	±13	1096	±28	1
22	0,21	510	115	0,23	95,8	1272	±14	1364	±14	7
23	0,05	256	279	1,13	77,9	1956	±22	1950	±12	0
24	0,40	17	22	1,39	2,78	1138	±26	1175	±95	3

Таблица 4.3 - Содержание редких и редкоземельных элементов (ppm) в цирконе из глинистого сланца (образец SM-219)

	SM-219 1	SM-219 2	SM-219 3	SM-219 4	SM-219 5	SM-219 6	SM-219 7	SM-219 8	SM-219 9	SM-219 10	SM-219 11	SM-219 12	SM-219 13
La	0,06	0,07	0,09	0,73	0,08	0,48	0,10	0,79	0,07	0,17	0,12	0,08	0,09
Ce	9,53	14,7	5,14	19,7	12,0	6,63	5,99	25,4	5,03	6,33	7,64	11,4	8,37
Pr	0,05	0,04	0,21	0,74	0,17	0,32	0,06	1,00	0,08	0,13	0,12	0,08	0,09
Nd	0,75	0,48	4,70	11,3	2,74	2,51	1,02	7,58	0,48	1,03	1,26	1,14	1,78
Sm	1,56	0,99	9,21	16,5	5,04	4,80	2,77	7,49	0,50	1,39	3,02	2,71	4,00
Eu	0,10	0,12	0,46	1,34	0,30	0,59	0,02	1,11	0,16	0,30	0,27	0,14	0,25
Gd	10,8	5,75	46,2	73,6	23,9	32,5	15,4	29,7	1,80	8,20	15,3	18,2	21,2
Dy	54,0	26,8	179	253	97,8	282	69,8	125	6,87	43,7	69,9	83,1	92,6
Er	129	65,3	351	455	198	884	149	264	17	84,7	150	179	191
Yb	256	133	575	706	326	2061	256	523	50	138	299	323	337
Lu	43,3	22,6	90,5	109	53,3	341	39,3	85,1	10,8	22,6	49,9	54,2	53,5
Li	23,8	27,3	3,98	6,37	21,1	105	106	47,0	36,0	73,9	24,0	28,5	34,3
P	185	76,8	335	337	164	1612	165	253	36,9	161	151	317	260
Ca	0,67	0,76	0,39	0,86	0,96	3,86	0,70	12,5	5,02	23,8	5,40	12,01	26,6
Ti	16,0	8,98	21,0	20,0	3,54	10,1	10,4	9,87	2,66	4,35	14,62	18,82	20,4
Sr	0,37	0,48	0,61	0,63	0,47	1,41	0,38	0,57	0,18	0,42	0,42	0,51	0,71
Y	689	359	1997	2588	1211	4176	829	1533	94	539	851	1123	1085
Nb	29,4	18,8	21,0	23,6	17,6	15,8	17,1	18,4	9,19	9,17	10,34	9,16	9,53
Ba	1,26	1,12	1,00	1,05	1,45	1,57	1,53	1,98	1,13	1,29	2,21	1,13	2,50
Hf	8767	10693	8328	7580	9294	11676	8552	8898	10616	10059	8617	9153	8925
Th	20,5	54,5	46,0	105	54,8	83,5	78,7	176	13,4	39,7	49,9	84,0	62,7
U	102	256	134	147	182	720	273	592	315	1096	219	297	216
Th/U	0,20	0,21	0,34	0,71	0,30	0,12	0,29	0,30	0,04	0,04	0,23	0,28	0,29
Eu/Eu*	0,08	0,16	0,07	0,12	0,08	0,14	0,01	0,23	0,50	0,27	0,12	0,06	0,08
Ce/Ce*	42,7	67,4	9,23	6,50	25,8	4,06	18,4	6,94	16,2	10,4	15,2	34,5	21,6
ΣREE	505	270	1262	1647	720	3615	540	1070	93	306	597	672	709
ΣLREE	10,4	15,2	10,1	32,6	14,9	9,95	7,17	34,8	5,66	7,66	9,15	12,7	10,3
ΣHREE	493	254	1242	1596	700	3600	530	1027	87	297	585	657	695
Lu _N /La _N	7471	3094	10232	1442	6844	6773	3722	1045	1446	1308	3868	6727	5506
Lu _N /Gd _N	32,4	31,7	15,8	12,0	18,0	84,7	20,7	23,2	48,5	22,3	26,4	24,1	20,4
Sm _N /La _N	44,8	22,5	173	36,4	107	15,9	43,5	15,3	11,2	13,4	38,9	55,8	68,4
T(Ti), °C	786	734	813	808	659	744	747	742	638	675	778	802	810

Таблица 4.3 - Продолжение

	SM-219 14	SM-219 15	SM-219 16	SM-219 17	SM-219 18	SM-219 19	SM-219 20	SM-219 21	SM-219 22	SM-219 23	SM-219 24
La	0,08	0,08	2,59	0,05	0,15	0,12	0,16	0,07	0,30	0,15	0,07
Ce	42,5	23,8	43,4	11,6	14,8	14,5	12,9	46,7	16,3	55,8	6,44
Pr	0,28	0,13	4,20	0,08	0,11	0,70	0,17	0,11	0,48	0,28	0,07
Nd	4,32	2,37	27,3	1,63	1,69	11,59	2,71	1,04	3,58	5,65	1,17
Sm	7,11	5,70	22,0	3,97	3,72	17,04	4,62	2,47	4,19	8,75	2,55
Eu	1,54	0,12	6,13	0,41	0,12	0,88	0,94	0,36	0,61	1,76	0,43
Gd	30,3	30,6	48,1	22,4	24,2	72,8	25,3	15,8	15,1	37,8	15,1
Dy	116	126	157	102	105	250	123	76,9	76,6	139	64,1
Er	243	249	246	221	237	424	297	187	195	328	136
Yb	456	420	438	410	415	619	573	403	429	657	240
Lu	74,2	64,0	71,2	66,6	65,7	93,9	92,4	66,6	69,9	110	39,0
Li	26,8	73,3	40,9	36,0	32,7	6,14	58,1	44,4	101	36,2	0,64
P	263	217	453	231	162	161	237	180	143	393	93,8
Ca	0,52	0,74	61,5	0,70	2,90	1,61	1,03	2,62	5,72	7,49	0,57
Ti	30,6	11,0	9,27	12,3	7,31	14,8	14,0	13,2	8,99	18,6	7,51
Sr	0,57	0,45	0,95	0,45	0,52	0,53	0,47	0,79	0,57	0,57	0,41
Y	1325	1400	1416	1209	1274	2528	1552	957	1013	1834	731
Nb	11,0	15,1	19,1	16,7	16,3	9,98	7,37	13,7	10,1	7,16	12,7
Ba	1,66	1,73	3,01	1,49	0,99	1,35	1,80	1,48	3,41	1,81	2,19
Hf	8442	9415	10073	8542	9601	6799	7238	9383	9716	7462	8182
Th	92,6	178	179	58,6	71,1	64,4	94,0	138	113	268	23,7
U	104	607	542	198	338	219	257	245	709	369	23,6
Th/U	0,89	0,29	0,33	0,30	0,21	0,29	0,37	0,56	0,16	0,73	1,00
Eu/Eu*	0,32	0,03	0,58	0,13	0,04	0,08	0,27	0,17	0,24	0,30	0,21
Ce/Ce*	67,6	56,0	3,18	43,7	27,9	12,0	18,9	135,9	10,5	66,4	22,2
ΣREE	975	921	1066	841	868	1505	1132	800	811	1344	505
ΣLREE	47,2	26,4	77,5	13,3	16,8	26,9	16,0	48,0	20,7	61,9	7,74
ΣHREE	920	889	960	822,98	848	1461	1110	749	786	1272	494
Lu _N /La _N	8752	7389	265	12393	4240	7332	5605	9848	2259	7253	5597
Lu _N /Gd _N	19,8	16,9	12,0	24,0	22,0	10,4	29,5	34,2	37,5	23,5	20,8
Sm _N /La _N	139	109	13,6	123	39,9	221	46,6	60,7	22,5	96,2	61,0
T(Ti), °C	852	751	736	761	716	779	773	768	734	801	718