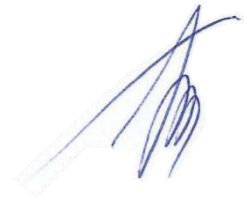


На правах рукописи



Пилицына Анфиса Владимировна

Состав, строение, возрасты и обстановки формирования метаморфических комплексов Жельтавского террейна (юго-восточная часть Чу-Илийских гор, Южный Казахстан)

Специальность: 25.00.01 – общая и региональная геология

Автореферат
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Москва – 2019

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Геологическом институте Российской академии наук (ГИН РАН) в Лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя

Научный руководитель:

Дегтярёв Кирилл Евгеньевич
доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, директор ГИН РАН

Официальные оппоненты:

Перчук Алексей Леонидович
доктор геолого-минералогических наук, заведующий кафедрой петрологии геологического факультета Московского Государственного Университета им. М.В. Ломоносова

Донская Татьяна Владимировна
кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ФГБУН Института земной коры СО РАН

Ведущая организация:

ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

Защита состоится 19 декабря 2019 года в 14.30 на заседании диссертационного совета Д.002.215.01 при ФГБУН Геологическом институте РАН по адресу: 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, конференц-зал ГИН РАН (4 этаж).

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

Автореферат разослан «__» _____ 2019 г.

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

Требования к оформлению отзывов приведены на предпоследней странице автореферата.

Ученый секретарь диссертационного совета,
доктор геолого-минералогических наук

Лучицкая М.В.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность исследования. В последние десятилетия метаморфические комплексы, содержащие высокобарические и ультравысокобарические образования, являются одними из ключевых объектов исследований по всему миру (например, комплексы Дабэ-Сулу, Китай; Богемский массив, Чехия; высокобарические комплексы Западной Норвегии; зерендинская серия Кокчетавского террейна, Северный Казахстан; и т.д.). Формирование подобных комплексов принято связывать с субдукцией фрагментов океанической или утоненной континентальной литосферы на значительные глубины (более 50 км), и их последующей эксгумацией, обусловленной различными тектоническими сценариями. В зависимости от состава протолита в результате высокобарического метаморфизма образуются гранатовые и шпинелевые перидотиты, эклогиты, гранат-кианитовые гнейсы, и т.д. Метаморфические комплексы, находящиеся в ассоциации с (ультра)высокобарическими породами, могут также быть представлены образованиями различного состава и ступеней метаморфизма, что связано с вовлечением в процессы субдукции и эксгумации пород с разных глубинных уровней. Таким образом, выявление метаморфических комплексов, содержащих породы (ультра)высокобарического происхождения, восстановление их P-T-t эволюции, анализ химического и минерального составов пород и выводы о составах и обстановках формирования их протолитов, а кроме того выделение ключевых разностей метаморфических пород, ассоциирующих с (ультра)высокобарическими образованиями, и установление их соотношений позволяют проводить надежные палеогеодинамические реконструкции в изучаемом регионе.

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающей Казахстан, Тянь-Шань и северо-западную часть Китая, метаморфические комплексы, содержащие высокобарические и ультравысокобарические образования, приурочены к структурам докембрийских террейнов, отделенных друг от друга палеозойскими комплексами, сложенными островодужными и аккреционными образованиями и фрагментами офиолитов. На фоне относительно хорошо изученных метаморфических комплексов Кокчетавского (зерендинская серия), Иссык-Кульского (макбальский комплекс), Чуйско-Кендыктасского (актюзский комплекс) террейнов, метаморфические комплексы Жельтавского террейна в Южном Казахстане оставались слабо охарактеризованными. Полученные в результате исследований новые, а во многих случаях первые, данные о структурном положении, составах, P-T параметрах формирования метаморфических пород Жельтавского террейна и предполагаемых составах и обстановках образования их протолитов позволили реконструировать основные этапы тектонической эволюции докембрийских комплексов в Чу-Илийском регионе Южного Казахстана, а также провести корреляцию полученных результатов с данными по аналогичным метаморфическим комплексам западной части Центрально-Азиатского пояса.

Цели и задачи исследований. Основной целью научной работы являлось комплексное изучение метаморфических пород различного генезиса и ступеней метаморфизма в Жельтавском террейне, интерпретация полученных данных и сопоставление с уже имеющимися результатами для сходных образований в других областях Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Исходя из этого, в рамках исследований были поставлены и решены следующие задачи:

1) выделить репрезентативные разности среди метаморфических пород Жельтавского террейна для детального изучения, охарактеризовать их геолого-структурное положение и распространенность;

2) получить возможные оценки возраста формирования и/или метаморфических преобразований для выделенных преобладающих метаморфических пород;

3) провести исследования химического и минерального составов основных разностей метаморфических пород для восстановления их P-T эволюции, а также охарактеризовать составы и обстановки формирования их протолитов;

4) реконструировать палеотектоническое положение метаосадочных и метамагматических комплексов Жельтавского террейна в докембрии и раннем палеозое.

Научная новизна. В пределах западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса ранее наиболее детально были описаны высокобарические комплексы Кокчетавского террейна (эклогиты, гранатовые и шпинелевые перидотиты, алмаз- и коэсит-содержащие гнейсы зерендинской серии (Кушев и Виноградов, 1978; Claoué-Long et al., 1991; Шацкий и др., 1993; Okamoto et al., 2000; Katayama et al., 2001; Reverdatto et al., 2008, и мн. др.)), Иссык-Кульского террейна (эклогиты и сланцы макбальского комплекса (Togonbaeva et al., 2009; Meyer et al., 2013)), Чуйско-Кендыктасского террейна (эклогиты актюзского комплекса (Orozbaev et al., 2010; Kröner et al., 2012; Klemm et al., 2014), комплексы Южного и Юго-Западного Тянь-Шаня (эклогиты и гнейсы (Бирюков, 1988; Hegner et al., 2010; Tan et al., 2017; Liu et al., 2013; Zhang et al., 2013; Soldner et al., 2016), где основное внимание уделялось оценке возраста высокобарического метаморфизма, P-T параметрам формирования пород и в меньшей степени составу их протолитов. В то же время для метаморфических пород Жельтавского террейна были получены лишь фрагментарные данные о возрастах гнейсовых комплексов (Kröner et al., 2007). Была получена U-Pb оценка возраста высокобарического метаморфизма эклогитоподобных пород (гранатовых пироксенитов) по цирконам (490 млн. лет), а для 16 зерен детритовых цирконов из кристаллических сланцев, вмещающих гранатовые пироксениты, были получены U-Pb оценки возраста в интервале от 690 до 2560 млн. лет (Alexeiev et al., 2011). Однако какие-либо данные об условиях образования и особенностях метаморфической эволюции пород Жельтавского террейна, составах и обстановках формирования их протолитов отсутствовали. Недостаток геохронологических данных при отсутствии систематического петрографического описания метаморфических образований Жельтавского террейна ограничивали проведение палеотектонических реконструкций в Чу-Илийском регионе.

Автором были детально охарактеризованы метаморфические комплексы, слагающие Жельтавский террейн, описаны их соотношения и распространенность. Впервые были детально обоснованы высокобарическое происхождение и особенности метаморфической эволюции эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса в Жельтавском террейне, а также сделаны выводы о составах их протолитов. В строении кояндинского комплекса впервые были выделены и охарактеризованы высокобарические шпинелевые перидотиты с геохимическими характеристиками, свидетельствующими о деплетированном мантийном источнике их протолитов. Была восстановлена их P-T эволюция и рассмотрены особенности метаморфических преобразований на различных этапах. Также впервые было обосновано высокобарическое происхождение преобладающих гранат-сланцев кояндинского комплекса, установлены интервалы накопления их протолита и

оценен возраст высокобарического метаморфизма, выделены этапы проградного, пикового и ретроградного метаморфизма, а кроме того проведены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования пород. Для преобладающих ортогнейсов анрахайского комплекса были выделены ключевые разности и получены новые геохронологические и изотопно-геохимические данные. Исходя из комплексного анализа полученных результатов, для метаморфических пород Жельтавского террейна были сделаны выводы о палеотектоническом положении их протолитов в докембрии и геодинамической эволюции метаморфических комплексов в раннем палеозое.

Защищаемые положения:

1) Установлено, что в строении Жельтавского докембрийского террейна преобладают метаморфические породы анрахайского комплекса, представленные различными ортогнейсами и амфиболитами, в то время как породы кояндинского комплекса развиты ограниченно и представлены диафторированными гранат-кианитовыми гнейсами с телами эклогитов, гранатовых клинопироксенитов, шпинелевых перидотитов и гранатовых амфиболитов, а также мраморами и кварцитами. Породы обоих комплексов интенсивно дислоцированы и слагают серию тектонических пластин.

2) Протолитами ортогнейсов анрахайского комплекса являлись неопротерозойские (~ 790 млн. лет) и палеопротерозойские (~ 1840 млн. лет) анорогенные гранитоиды, формирование которых происходило за счет переработки раннедокембрийской континентальной коры.

3) Протолиты пород кояндинского комплекса формировались в различных геодинамических обстановках. Протолитом гранат-кианитовых парагнейсов являлись терригенные породы, накопление которых происходило в течение эдиакария-кембрия. При этом в области сноса преобладали магматические породы кислого состава с возрастом ~ 1 млрд. лет, сформированные в результате плавления палеопротерозойского корового источника. Протолитами эклогитов и гранатовых клинопироксенитов являлись дифференциаты внутриплитных толеитовых расплавов, внедренных в континентальную кору до высокобарического метаморфизма. Протолитами шпинелевых перидотитов являлись кумулаты полосчатого комплекса, сформированные за счет плавления деплетированного мантийного источника предположительно в надсубдукционной обстановке.

4) Высокобарический метаморфизм пород кояндинского комплекса связан с позднекембрийскими субдукционными и коллизионными процессами, которые привели к погружению их протолитов на глубины, соответствующие условиям эклогитовой фации (~ 60 – 65 км), с образованием гранат-кианитовых гнейсов (высокобарических гранулитов), эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и шпинелевых перидотитов. Ретроградные изменения высокобарических пород связаны с их выведением на более высокие гипсометрические уровни в раннем ордовике.

Фактический материал и методика исследований. В основу работы был положен собственный материал, собранный автором в течение 2010 – 2018 гг., а также использованы материалы, полученные в ходе полевых исследований сотрудниками лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя ГИН РАН в изучаемом регионе.

Минералого-петрографические и общие микроструктурные исследования пород проводились на поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axioskop 40 в лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя ГИН РАН. Определение содержаний главных петрогенных элементов в породах проводилось рентгенофлуоресцентным методом (XRF) с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer «Bruker» (Германия) и программного обеспечения «Spectra-Plus» в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН под руководством С.М. Ляпунова. Содержания рассеянных элементов в породах были определены методом индукционно-связанной плазмы (ICP) на масс-спектрометре Perkin Elmer ELAN 6100 DRC в стандартном режиме измерений и атомно-эмиссионном спектрометре ICAP-61 (Thermo Jarrell Ash) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН) в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа под руководством В.К. Карандашева.

U-Pb датирование цирконов из ортогнейсов проводилось на ионном микрозонде SHRIMP II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург) и в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) методом ID TIMS. Геохронологические U-Th-Pb исследования детритовых цирконов из метаосадочных пород были проведены в Национальном Университете Тайваня (Тайбэй) методом LA-ICP-MS. Sm-Nd изотопные данные были получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург).

Химические составы репрезентативных минералов пород были получены на электронно-зондовых микроанализаторах, оснащенных пятью волновыми и одним энергодисперсионным спектрометром при ускоряющем напряжении 20 kV, токе зонда в среднем 20 nA, JEOL-8200 (лаборатория анализа минерального вещества, ИГЕМ РАН, Москва), JEOL JXA-8230 (Отделение по наукам о Земле, Университет Гренобля, Франция), JEOL JXA-8100 (Аналитический центр многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск). В отдельных случаях использовался сканирующий электронный микроскоп JSM-6510 с ЭДС приставкой INCA Energy-350 (Oxford Instruments) MIRA 3 (TESCAN, Czech Republic) (Аналитический центр многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск). Для определения некоторых минералов применялась спектроскопия комбинационного рассеяния на спектрометрах XPloRA (Horiba Scientific) (МГУ им. М.В. Ломоносова) и inVia Reflex (Renishaw центр, Москва). Для восстановления метаморфической эволюции пород применялись различные методы геотермобарометрии, в том числе с использованием программ XMapTools (Lanari et al., 2018), pin.ifz.ru (Иванов, 2016) и Perple_X (версия 6.7.3; Connolly (1990), Connolly (2005)) в сочетании с приставкой PyWerami (Lexa, 2011).

Теоретическая и практическая значимость работы. Полученные новые данные о возрастах образования преобладающих метаморфических пород Жельтавского террейна совместно с интерпретацией данных о составах и обстановках формирования их протолитов позволяют проводить палеореконструкции в пределах изучаемого региона. Результаты геохронологических исследований могут быть использованы при составлении геологических карт и межрегиональных корреляций. Комплекс методов, примененный при изучении высокобарических метаморфических образований и восстановлении их эволюции, является актуальным и отвечает современным научным требованиям. Исходя из этого, полученные данные могут быть

сопоставлены с результатами сходных исследований для других подобных комплексов и использованы при изучении закономерностей формирования пород высоких ступеней метаморфизма и механизмов их выведения.

Личный вклад соискателя. При участии автора проводились полевые исследования метаморфических комплексов в Чу-Илийском регионе Южного Казахстана, включавшие отбор проб, описание и зарисовку опорных обнажений. Автором было просмотрено и изучено более 200 шлифов, из которых было отобрано около 30 для детального анализа на микронзонде. Было получено более 50 анализов химического состава метаморфических пород и более 1000 анализов химического состава минералов, интерпретация, пересчет и классифицирование которых проводились соискателем. Многие из программ, примененных в работе с метаморфическими породами, были освоены автором самостоятельно.

Апробация работы и публикации. Результаты исследований систематически докладывались автором в рамках крупных российских (Тектонические совещания; конференции «Современные проблемы магматизма и метаморфизма»; совещание «Корреляция алтаид и уралид») и международных (Международные эколитоные конференции; Международный Геологический Конгресс; Goldschmidt; Российско-Китайское совещание по проблемам геологии Центрально-Азиатского складчатого пояса) конференций. По теме диссертации было опубликовано более 15 тезисов и 5 статей в рецензируемых журналах.

Благодарности. Диссертационная работа подготовлена в лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя Геологического института РАН. Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю чл.-корр. РАН Дегтяреву Кириллу Евгеньевичу за всестороннюю поддержку и помощь на всех этапах работы как с диссертацией, так и сопутствующими публикациями. Искреннюю признательность, которую сложно переоценить, автор выражает своему коллеге и другу Андрею Алексеевичу Третьякову.

Проведение большей части исследований было бы невозможно без данных, полученных с помощью высокопрецизионных методик. Автор благодарит В.Г. Батанову, Б.В. Ермолаева, В.К. Карандашева, Н.С. Карманова, Е.В. Ковальчук, С.М. Ляпунова за аккуратные и своевременные результаты измерений. Особую благодарность автор выражает Е.Б. Сальниковой, В.П. Ковачу и другим сотрудникам лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН под руководством А.Б. Котова, а также А.Н. Ларионову и К.-Л. Вану за проведение изотопно-геохронологических исследований и помощь в интерпретации данных.

Автор благодарит Д.В. Алексеева, Т.А. Алифирову, Н.А. Каныгину, М.В. Луцицкую, А.В. Рязанцева, Г.Н. Савельеву, К.Н. Шатагина, А.А. Щипанского за помощь и советы на различных этапах подготовки диссертации и публикаций по теме диссертации.

Автор благодарит Алексея Гавриловича Пилицына за помощь в обработке большого количества графического и аналитического материала.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из 11 глав (включая общую характеристику работы, введение и заключение) и списка литературы. Работа объемом 171 страница содержит 140 иллюстраций, 1 таблицу и 21 приложение. Список литературы включает 196 наименований.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЖЕЛЬТАВСКОГО ТЕРРЕЙНА В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Центрально-Азиатский складчатый пояс представляет собой одну из крупнейших структур Азии, сформированную в процессе эволюции Палеоазиатского океана в течение позднего неопротерозоя – раннего мезозоя (Ярмолюк, Дегтярев, 2019). Характерной особенностью пояса является присутствие террейнов с докембрийской корой, расположенных среди палеозойских покровно-складчатых сооружений. В западной части пояса докембрийские террейны, сложенные преимущественно мезо- и неопротерозойскими метаосадочными и метамагматическими комплексами, формируют узкие (150 – 200 км) протяженные (до 2600 км) тектонические зоны, разделенные раннепалеозойскими аккреционными и островодужными комплексами. Исходя из особенностей состава и строения, отражающих различия позднедокембрийской тектоно-магматической эволюции, докембрийские террейны западной части Центрально-Азиатского пояса подразделяются на две группы: северо-восточную (Исседонскую) и юго-западную (Улутау-Моюнкумскую) (Degtyarev et al., 2017).

Исседонская группа объединяет Кокчетавский, Актау-Илийский, Иссык-Кульский террейны и террейн Китайского Центрального Тянь-Шаня, для которых характерны мезопротерозойские окраинно-континентальные и внутриплитные гранитоиды, риолитовые и риолит-базальтовые серии, а также широко распространённые раннепротерозойские кварцито-сланцевые толщи. Улутау-Моюнкумская группа включает в себя Улутау-Сарыджазский, Каратау-Таласский, Чуйско-Кендыктасский, и, по-видимому, Жельтавский докембрийские террейны. В их строении участвуют небольшие раннедокембрийские блоки, однако ведущую роль играют вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи кислого или базальт-риолитового состава и гранитоиды конца раннего и начала позднего неопротерозоя. Мезопротерозойские комплексы в террейнах этой группы представлены в основном осадочными толщами. В обеих группах террейнов формирование позднедокембрийских магматических комплексов происходило в результате переработки раннедокембрийской коры (Ярмолюк, Дегтярев, 2019).

В строении многих докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса участвуют метаморфические комплексы, содержащие палеозойские высоко- и ультравысокобарические образования (например, Кокчетавский, Иссык-Кульский, Чуйско-Кендыктасский террейны, террейн Китайского Центрального Тянь-Шаня), формирование которых связано с субдукцией фрагментов океанической или континентальной литосферы на мантийные глубины и последующей эксгумацией с различных горизонтов на верхнекоровые уровни (Zhang et al., 1997; Shatsky et al., 1999; Rojas-Agramonte et al., 2013; Kröner et al., 2012; и мн. др.). Небольшой Жельтавский террейн, расположенный в 50 км к северо-востоку от Чуйско-Кендыктасского террейна, представляет собой узкий (~ 30 км) тектонический блок, вытянутый в северо-западном направлении на 150-200 км (Рис. 1). С юго-запада комплексы Жельтавского террейна отделены от метаморфических образований Чуйско-Кендыктасского террейна породами Джалаир-Найманской офиолитовой зоны, в строении которой участвуют тектонически сближенные фрагменты раннекембрийских офиолитов и базальт-риолитовые ассоциации, верхнекембрийские кремнисто-базальтовые и туфогенные толщи, которые перекрываются флишевыми и кремнисто-терригенными

отложениями нижнего ордовика (Рязанцев и др., 2009; Дегтярев, 2012). В строении Жельтавского террейна выделяются Анрахайский, Жингельдинский и Бурлинский блоки, сложенные разнообразными метаморфическими образованиями и отделенные друг от друга ордовикскими и девонскими вулканогенно-осадочными комплексами. В диссертации представлены результаты детального изучения пород Анрахайского блока (Рис. 2), в строении которого преобладают амфиболит-гнейсовые образования одноименного комплекса, менее распространены сланцы, кварциты и карбонаты кояндинского комплекса, фрагменты расчлененных офиолитов и неметаморфизованные гранитоиды.

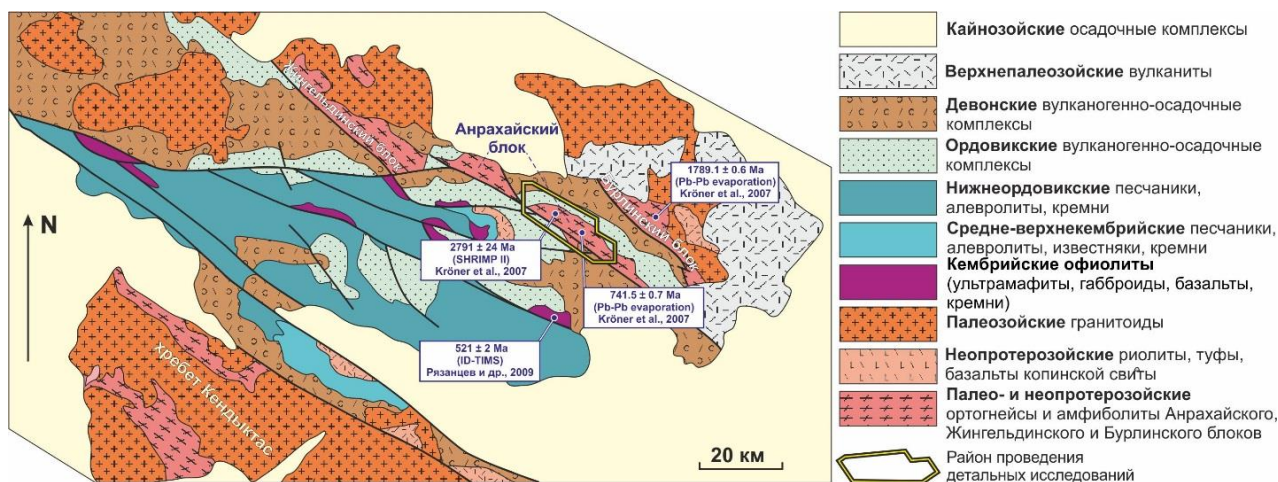


Рис. 1. Схема геологического строения юго-восточной части Чу-Илийских гор.

Все образования Анрахайского блока вместе с различными комплексами Джалаир-Найманской зоны перекрываются нижнеордовикскими и средне-верхнеордовикскими терригенными и карбонатными толщами (Недовизин, 1961; Толмачева, 2014).

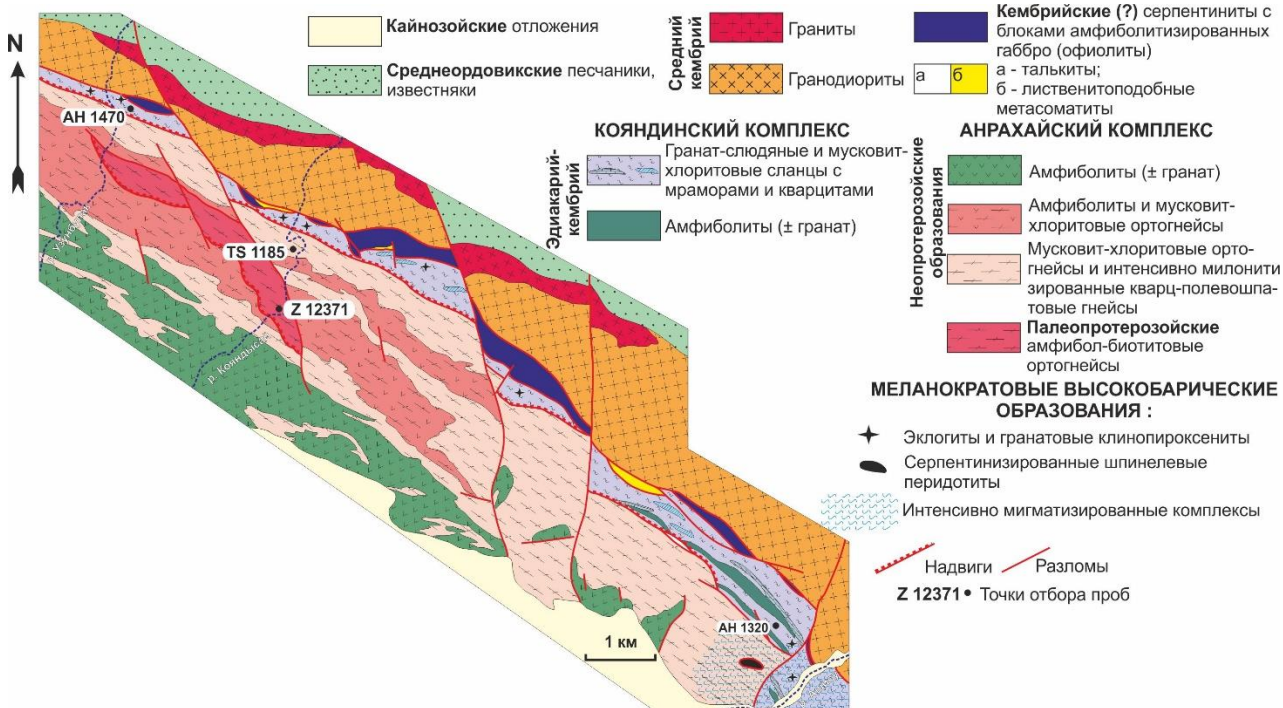


Рис. 2. Схема геологического строения Анрахайского блока.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АНРАХАЙСКОГО БЛОКА

Породы анрахайского комплекса слагают большую часть Жельтавского террейна и представлены главным образом мусковит-хлоритовыми ортогнейсами, среди которых присутствуют тела амфиболитов (Рис. 2). В центральной части Анрахайского блока среди мусковит-хлоритовых ортогнейсов и амфиболитов присутствует узкая (около 500 м) протяженная (до 4 км) тектоническая пластина, сложенная интенсивно дислоцированными полосчатыми амфибол-биотитовыми ортогнейсами с редкими телами амфиболитов.

Породы кояндинского комплекса развиты в северо-восточной части Анрахайского блока и слагают узкую тектоническую пластину шириной от 50 м до 1.5 км северо-западного простирания, надвинутую на породы анрахайского комплекса (Рис. 2). Преобладающими породами кояндинского комплекса являются гранат-слюдяные сланцы (интенсивно диафторированные гнейсы) с реликтами кианита, фенгита и калиевого полевого шпата. В подчиненном количестве в составе комплекса присутствуют мусковит-хлоритовые сланцы без граната, пространственно приуроченные к мраморам, кварцитам (метаморфизованным кремням) и безгранатовым амфиболитам.

Характерной особенностью кояндинского комплекса является присутствие меланократовых пород, представленных гранатовыми и эпидотовыми амфиболитами, эцлогитами, гранатовыми клинопироксенитами, реже шпинелевыми перидотитами, а также талькитами и серпентинитами (Рис. 2), которые слагают различного размера (от первых метров до нескольких десятков метров) тектонические линзы и блоки среди гранат-слюдяных сланцев. Эцлогиты и гранатовые клинопироксениты формируют как отдельные тела размером до нескольких метров, так и встречаются в виде чередования в пределах одного тела. Эти породы сохраняют первичные парагенезисы гранат + пироксен преимущественно в центральных частях, в то время как внешние зоны характеризуются широким развитием амфибола и эпидота вплоть до перехода к гранатовым и эпидотовым амфиболитам. Для цирконов из гранатовых клинопироксенитов ранее была получена оценка возраста 490 ± 3 млн.лет, которая интерпретируется как возраст проявления высокобарического метаморфизма (Alexeiev et al., 2011). В юго-восточной части Анрахайского блока среди гранат-слюдяных сланцев присутствуют тела серпентинитов, в которых в редких случаях сохранены ассоциации шпинель + оливин (Рис. 2). В пределах хорошо обнаженного и наиболее крупного (около 100 – 120 м) тела серпентинитов ультрамафические разности включают в себя серпентинизированные хлорит-шпинелевые дуниты, амфиболитизированные и серпентинизированные шпинелевые перидотиты и горнблендиты, а также интенсивно родингитизированные и хлоритизированные разности.

Фрагменты расчлененных офиолитов в виде прерывистой полосы северо-западного простирания протягиваются к северо-востоку от кояндинского комплекса, от которого они отделены листовитоподобными метасоматитами (Рис. 2). Офиолиты представлены серпентинитами, содержащими блоки полосчатых деформированных амфиболитизированных габброидов. По аналогии с офиолитами Джалаир-Найманской зоны возраст рассматриваемых фрагментов считается раннекембрийским.

Крайняя северо-восточная часть Анрахайского блока сложена узким протяженным гранит-гранодиоритовым массивом. На юго-западе массив отделен от офиолитов и пород кояндинского комплекса крутопадающим разломом, а на северо-

востоке – с несогласием перекрыт терригенно-карбонатными толщами среднего ордовика (Рис. 2). Для гранодиоритов получена оценка возраста кристаллизации 509 ± 3 млн.лет, а особенности состава гранитоидов свидетельствуют об их надсубдукционном происхождении в пределах энсиалической островной дуги (Alexeiev et al., 2011).

АНРАХАЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

В строении анрахайского комплекса участвуют преобладающие мусковит-хлоритовые ортогнейсы и в подчиненном количестве амфибол-биотитовые ортогнейсы, а также амфиболиты. Среднезернистые *мусковит-хлоритовые ортогнейсы* сложены ориентированными кристаллами кислого плагиоклаза (Pl), кварца (Qz) и в меньшей степени калиевого полевого шпата (Kfs). Общее количество слюды в породах незначительно и в редких случаях превышает 5 об.% при преобладании хлоритизированного биотита (Bt) и хлорита (Chl) над мусковитом (Ms). Более крупнозернистые *амфибол-биотитовые ортогнейсы* сложены полевыми шпатами (Kfs (Or₈₇₋₉₆) преобладает над Pl (Ab₉₂₋₉₃)), кварцем и цветными минералами, представленными биотитом (Bt), амфиболом (Amp; калиевый гастингсит) и в редких случаях эпидотом (Ep) и гранатом (Grt) с высокими содержаниями MnO и CaO (X_{mn} 0.14–0.16; X_{ca} 0.36–0.37). *Амфиболиты* сложены кристаллами темно-зеленого амфибола, кварца и полевого шпата (Pl и реже Kfs), а также рудного минерала. Среди амфиболитов анрахайского комплекса встречаются как гранат-содержащие разновидности, где Grt образует ксеноморфные порфиробласты в основной ткани пород, так и безгранатовые разновидности с преобладающим Ep в ассоциации с Pl.

На диаграмме Ab-An-Or *ортогнейсы* анрахайского комплекса соответствуют гранитам или реже трондьемитам (Рис. 3). Для *амфибол-биотитовых ортогнейсов* характерны широкие вариации в содержании SiO₂ от 60.38 до 75.85 вес.%. Они относятся преимущественно к металюминиевой (ASI = 0.83–0.98), реже к пералюминиевой (ASI = 1.02; 1.11) сериям при содержании Al₂O₃ от 11.85 до 16.94 вес.%. Большая часть пород характеризуется высокой железистостью ($FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO) = 0.69-0.93$). *Мусковит-хлоритовые ортогнейсы* также демонстрируют широкие вариации содержаний SiO₂ (68.3–76.17 вес.%) и соответствуют преимущественно пералюминиевой (ASI = 1.1–1.25), реже металюминиевой (ASI = 0.85) сериям при содержании Al₂O₃ от 9.4 до 16.5 вес.%. По сравнению с амфибол-биотитовыми ортогнейсами породы имеют меньшую железистость ($FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO) = 0.57-0.88$).

Ортогнейсы анрахайского комплекса обогащены LREE относительно HREE ($(La/Yb)_n = 5-15$ (амфибол-биотитовые ортогнейсы) и 10–16 (мусковит-хлоритовые ортогнейсы)) с характерной слабой отрицательной европиевой аномалией (Рис. 3). На мультиэлементной диаграмме ортогнейсы в целом обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE), такими как Rb, Ba, Th, за исключением Sr, и обеднены высокозарядными элементами (HFSE) (Nb, P, Ti) за исключением Zr. На диаграмме ‘Rb–Y+Nb’ (Pearce et al., 1984) амфибол-биотитовые ортогнейсы располагаются в поле внутриплитных гранитов, а мусковит-хлоритовые ортогнейсы попадают в области раздела внутриплитных и островодужных гранитов. На диаграммах Whalen et al. (1987) ортогнейсы анрахайского комплекса в целом тяготеют к полю гранитов А-типа (Рис. 3).

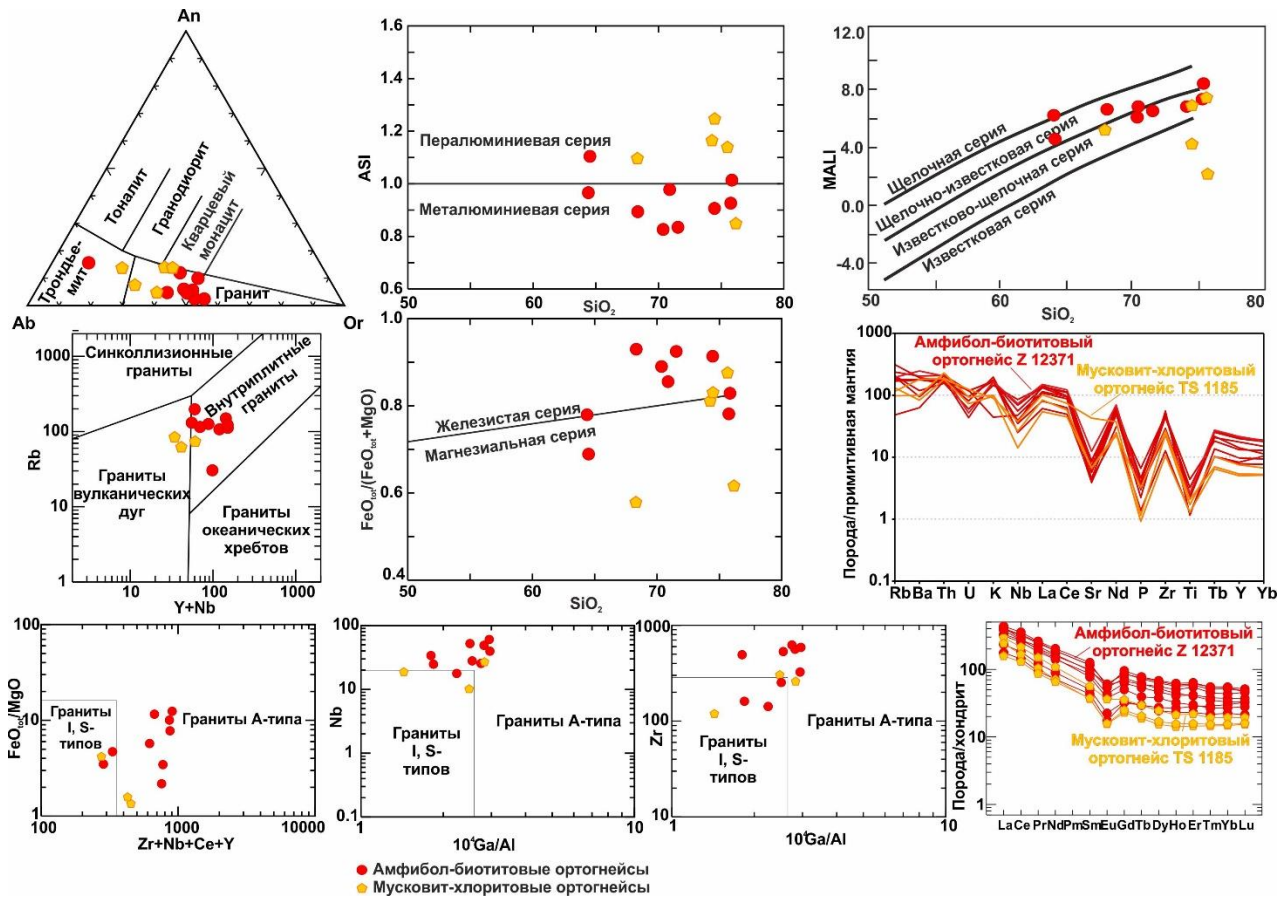


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы и спектры распределения РЗЭ (нормирование на состав хондрита C1) и мультиэлементные спектры (нормирование на состав примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)) для ортогнейсов анрахайского комплекса

Амфиболиты анрахайского комплекса характеризуются содержаниями SiO_2 в диапазоне 46.1–56.1 вес.% и высокими концентрациями Al_2O_3 (10.7–13.7 вес.%), TiO_2 (1.2–2.5 вес.%), FeO_{tot} (11.1–14.5 вес.%), соответствуя по составу производным толеитовой серии. Амфиболиты демонстрируют высокие содержания редких и рассеянных элементов ($\Sigma\text{PЗЭ} = 98\text{--}108$). При этом они обогащены LREE относительно HREE, что сближает их с базальтами OIB или внутривулканическими базальтами (Рис. 4).

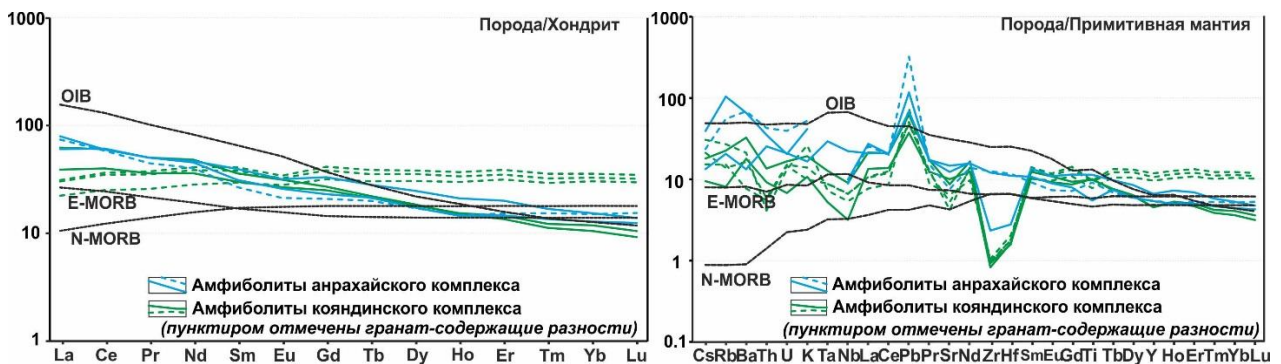


Рис. 4. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные спектры для амфиболитов ($\pm \text{Grt}$) анрахайского и кояндинского комплексов (нормирование на составы хондрита C1 и примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)).

Ортогнейсы анрахайского комплекса не содержат минералов-индикаторов высоких давлений. Минеральные ассоциации мусковит-хлоритовых ортогнейсов указывают на преобразования, не превышающие условия эпидот-амфиболитовой фации. Амфибол-биотитовые ортогнейсы характеризуются более репрезентативным

минеральным составом, включающим Amp, Bt, Ep и Grt. Использование различных методов геотермобарометрии позволило оценить P-T интервал формирования пород (P 6–9 кбар; T 500–550°C), соответствующий условиям амфиболитовой фации. Минеральные ассоциации гранатовых и эпидотовых амфиболитов, слагающих многочисленные тела среди ортогнейсов, свидетельствуют о формировании в условиях, также не превышающих параметры амфиболитовой фации.

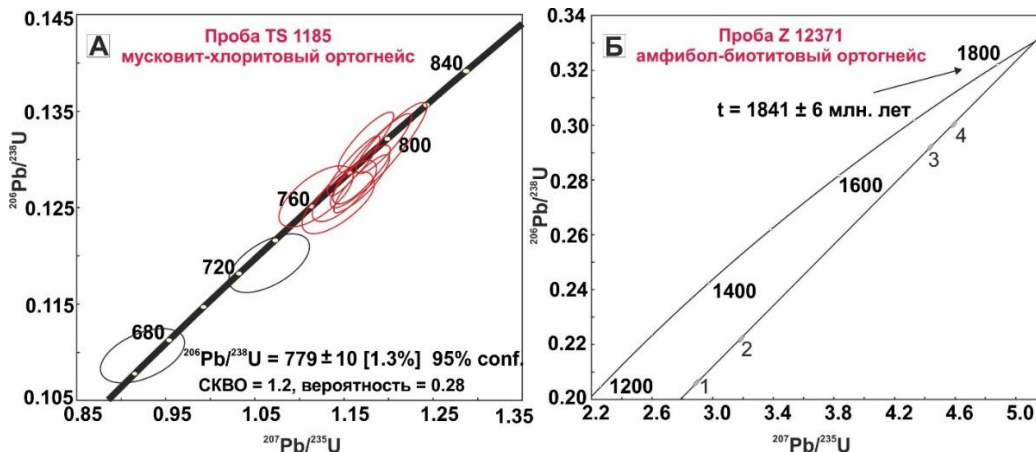


Рис. 5. Диаграммы конкордии для U–Pb изотопных данных, полученных для цирконов из: А) мусковит-хлоритовых (SHRIMP II); Б) амфибол-биотитовых (ID TIMS) ортогнейсов.

Проведенные геохронологические U–Pb исследования цирконов из ортогнейсов анрахайского комплекса позволили получить $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценки возраста 779 ± 10 и 1841 ± 6 млн.лет для мусковит-хлоритовых и амфибол-биотитовых ортогнейсов, соответственно, и интерпретируются как возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для протолитов пород (Рис. 5, А–Б).

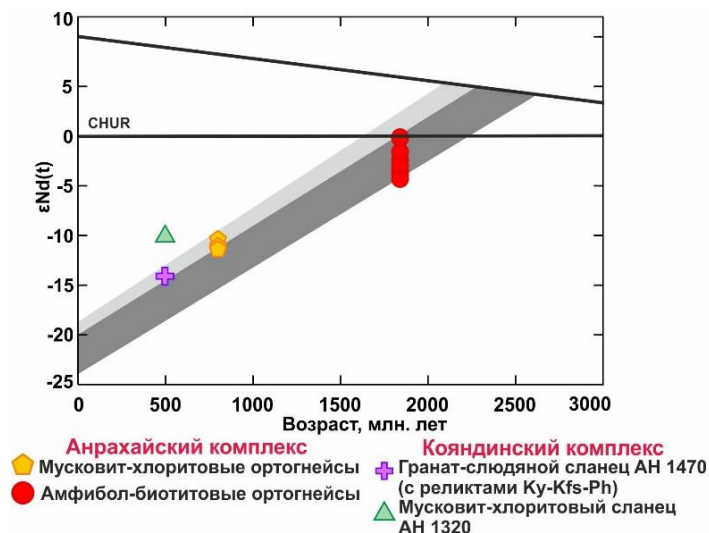


Рис. 6. Эволюция изотопного состава Nd в ортогнейсах анрахайского комплекса (светло-серая линия: мусковит-хлоритовые; темно-серая линия: амфибол-биотитовые) и сланцах кояндинского комплекса.

Мусковит-хлоритовые ортогнейсы характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (от -10.4 до -11.1) и значениями $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ в интервале 2.3–2.1 млрд.лет, что указывает на формирование их протолитов за счет переработки палеопротерозойского корового материала. Амфибол-биотитовые ортогнейсы также демонстрируют отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в интервале от -0.1 до -4.3 и модельные возрасты $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ в диапазоне 2.6–2.3 млрд.лет (Рис. 6). Это предполагает формирование их протолитов главным образом за счет переработки вещества неархейской континентальной коры.

КОЯНДИНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Кояндинский комплекс характеризуется разнообразием метаморфических пород, сформированных за счет как осадочных, так и магматических протолитов в условиях метаморфизма различных ступеней. Наиболее распространенными породами комплекса являются гранат-сланцевые сланцы с телами гранатовых и эпидотовых амфиболитов, эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, серпентинизированных шпинелевых перидотитов. Менее распространенными породами являются мусковит-хлоритовые сланцы, а также метаморфизованные кремни (кварциты), мраморы и безгранатовые амфиболиты.

Гранат-сланцевые и мусковит-хлоритовые сланцы

Гранат-сланцевые сланцы кояндинского комплекса представляют собой диафторированные гранат-кианит-фенгитовые гнейсы (или высокобарические гранулиты (O'Brien & Rötzler, 2003)). Породы состоят из Grt, полевых шпатов, среди которых преобладает Pl, но в редких случаях сохраняется и Kfs ($X_{\text{Gr}} = 0.87-0.98$), а кроме того слюд (Bt, Ms) и Qz; в основной ткани пород также отмечаются турмалин, кианит (Ky), фенгит (Ph) ($\text{Si}_{\text{ф.к.}} = 3.28-3.32$), рутил (Rt) ($\text{ZrO}_2 = 0.1-0.16$ вес.%), зачастую замещенный титанитом (Ttn), и акцессорные циркон, апатит, монацит. Порфиробласты граната содержат многочисленные минеральные включения, среди которых присутствуют Ky, Ph, Rt. Гранат в породах зонален: так, в редких случаях сохраняются признаки проградной (ростовой) зональности с максимальным содержанием MnO в ядерной части (2.42 вес.%) и постепенным уменьшением к краевым зонам (до 0.18 вес.%) при одновременном росте MgO и CaO в этом же направлении (от 1.08 до 3.3 вес.% и от 6.61 до 10.18 вес.%, соответственно) (Рис. 7, А). Однако в большинстве случаев порфиробласты граната характеризуются наличием диффузионной зональности; при этом отмечается достаточно резкое уменьшение содержаний FeO и CaO в периферийных зонах граната (от 29.64 до 23.18 вес.% и от 5.30 до 3.84 вес.%, соответственно) при одновременном росте MgO от ядра к краевым частям зерен (от 5.22 до 10.23 вес.%), по-видимому, на фоне регрессивных изменений (Рис. 7, Б). Преобразования пород в условиях ретроградного метаморфизма также выражаются в развитии большого количества водосодержащих минералов (прежде всего слюд и хлорита) и увеличении анортитовой составляющей в Pl (от An_{6-20} в наименее измененных разностях до An_{20-32} в сильно измененных разностях).

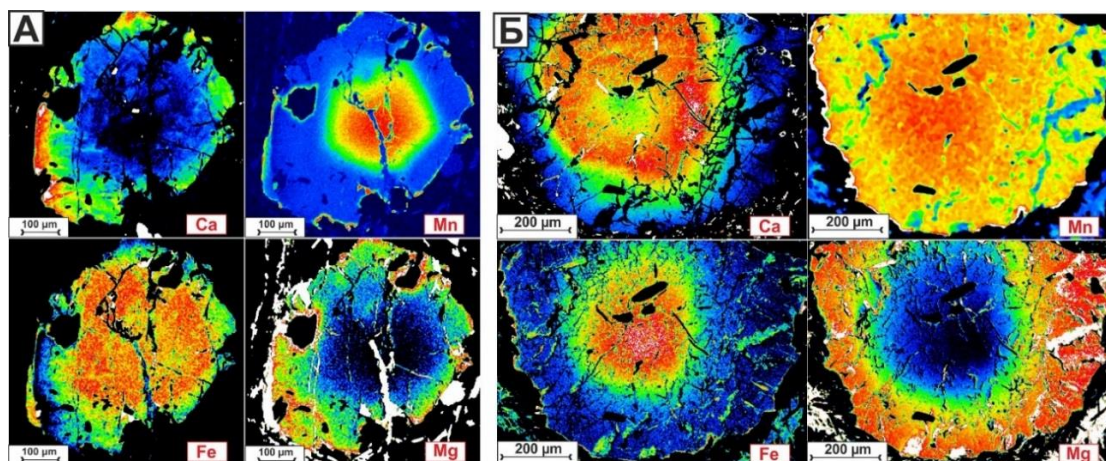


Рис. 7. Элементные карты, иллюстрирующие (А) ростовую и (Б) диффузионную зональность зерен граната в гранат-сланцевых сланцах кояндинского комплекса. Синий цвет – минимальные значения; красный цвет – максимальные значения.

Таким образом, метаморфическая эволюция диафторированных высокобарических гранулитов включала в себя этапы прогрессивного метаморфизма, связанные с формированием Mn-Fe граната (при оцененных P 5–8 кбар; T 520–650°C) и его дальнейшим ростом на фоне повышения температуры и давления (Indares & Dunning, 2001). В процессе субдукции метапелитов при достижении $T > 700^\circ\text{C}$ предполагается значительная роль дегидратационного плавления водосодержащих минералов (слюд), в результате которого сформировались перитектические фазы (Grt, Kfs, Ky) и гаплогранитный расплав (Indares & Dunning, 2001). Исходя из этого, ассоциация Fe-Mg Grt с Kfs и Ky, по-видимому, соответствует пиковому или околопиковому этапу метаморфизма гранат-слюдяных сланцев кояндинского комплекса. Оцененные параметры метаморфизма пород соответствуют интервалам P 15–17 кбар и T 750–850°C, что эквивалентно глубине ~ 60 км. Дальнейшие регрессивные преобразования пород связаны с широким развитием слюд и реакцией граната с биотитом в процессе эксгумации при $T \sim 600^\circ\text{C}$ (Perchuk & Lavrent'eva, 1983).

С другой стороны, мусковит-хлоритовые сланцы сложены в основном Ms, Chl (заместившим Vt), Pl и Qz. Породы пространственно приурочены к кварцитам, безгранатовым амфиболитам и мраморам и не содержат реликтов индекс-минералов высоких давлений или по крайней мере граната. Исходя из этого, сланцы были, по-видимому, сформированы в условиях, не превышающих параметры эпидот-амфиболитовой фации на пике метаморфизма.

Как гранат-слюдяные, так и мусковит-хлоритовые сланцы характеризуются близкими составами с высокими содержаниями SiO_2 (71.8–77.2 вес.%) при умеренных содержаниях Al_2O_3 (8.97–13.16 вес.%). В соответствии с диаграммой $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988) сланцы попадают в поля лититовых аренигов и вакк. Спектры распределения редких и рассеянных элементов в гранат-слюдяных и мусковит-хлоритовых сланцах также показывают близкое сходство, а выраженные фракционированные спектры распределения РЗЭ в породах ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 7-15$) и наличие отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.54-0.62$) свидетельствуют о значительной роли пород кислого состава в источнике.

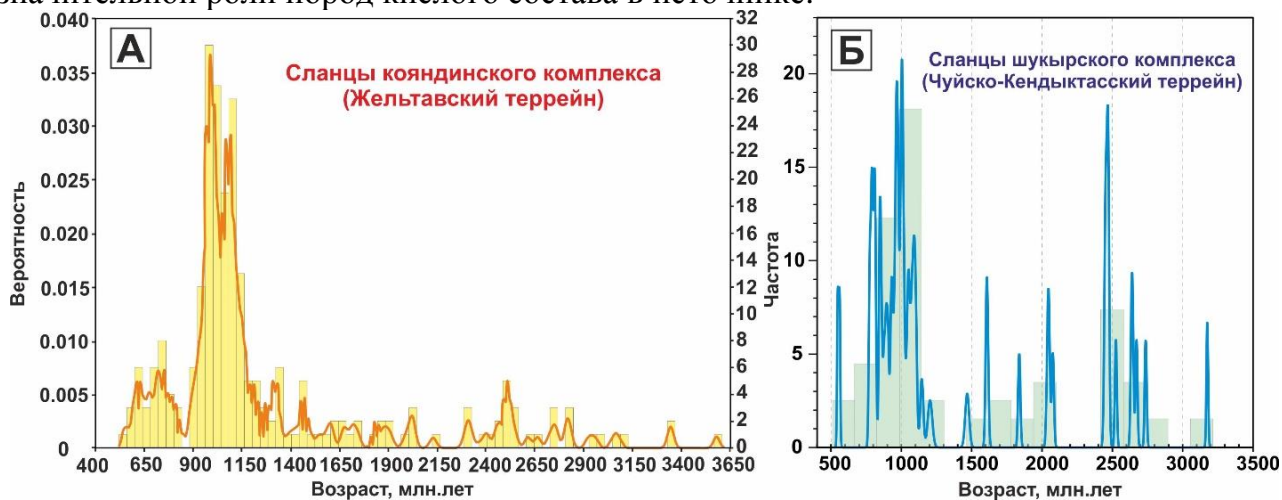


Рис. 8. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов обломочных цирконов из сланцев: А) кояндинского комплекса Жельтавского террейна; Б) шукырского комплекса Чуйско-Кендыктасского террейна (Tret'yakov et al., 2019).

Отобранные детритовые цирконы из проб гранат-слюдяных и мусковит-хлоритовых сланцев в ядрах сохраняют реликты магматической зональности, а также имеют светло-серые обедненные ураном метаморфические каймы. Сравнение полученных геохронологических данных для двух типов сланцев показало сходство

оценок возраста цирконов из двух проб ~ 0.675 при перекрытии 0.673 , что указывает на близкие источники детритовых цирконов для метаосадочных пород. Совокупные U-Th-Pb данные по цирконам из сланцев кояндинского комплекса демонстрируют максимумы конкордантных оценок возраста ~ 991 млн.лет ($n = 43$) и 1082 млн.лет ($n = 34$) (Рис. 8, А). Наиболее молодая полученная оценка возраста 604 млн. лет соответствует эдиакарию и определяет максимальный возраст осадконакопления для протолитов сланцев кояндинского комплекса, источниками которых являлись породы архейского, палео-, мезо- и неопротерозойского возраста. Для двух зерен с неопротерозойскими возрастами ядер (975 ± 14 и 792 ± 21 млн.лет) были получены ордовикские оценки возраста метаморфических кайм (460 ± 11 и 486 ± 11 млн.лет).

Гранат-слюдяные и мусковит-хлоритовые сланцы характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd(t)}$ от -14.1 до -10.1 и значениями $tNd_{(DM)}$ в интервале $2.36-2.08$ млрд. лет, что свидетельствует о формировании их протолитов главным образом за счет переработки палеопротерозойского корового материала (Рис. 6).

Эклогиты, гранатовые клинопироксениты, гранатовые и эпидотовые амфиболиты

Эклогиты и гранатовые клинопироксениты формируют как самостоятельные тела среди гранат-слюдяных сланцев, так и участвуют в строении одного тела. *Эклогиты* состоят из Grt, моноклинного пироксена (Cpx), представленного омфацитом (Omp) с содержаниями жадеитового минала Jd_{26-30} , который в большинстве случаев замещается симплектитовым агрегатом диопсида (Di_{83-91}) и альбита. Среди минералов основной ткани также присутствуют Rt ($ZrO_2 = 0.05-0.08$ вес.%), Ttn, Plm и Qz. Более поздние минеральные парагенезисы представлены Amp, который часто формирует как опацитовые каймы вокруг Grt (паргасит + An_{26-36}) или симплектитовые срастания с андезином (эденит + An_{20}), так и отдельные кристаллы (магнезиогастингсит). К поздним минералам также относятся Pl (An_{53}), клиноцоизит (Czo) и Ep. Порфиробласты граната в эклогитах характеризуются наличием реликтов проградной зональности, выраженной в уменьшении содержания FeO от ядра к периферии (от 28.9 до 24.8 вес.%) и увеличении MgO (от 3 до 5.4 вес.%) в этом же направлении, однако содержания CaO и MnO меняются незначительно. Grt содержит многочисленные включения Amp, Czo, а в периферийных зонах – редкие включения Omp, Qz, Rt. Распределение минеральных микровключений сопоставимо с проявленной проградной зональностью граната, что позволяет отнести их к минеральным ассоциациям ранних прогрессивных стадий метаморфизма. Так, находящиеся в промежуточной Fe-Mg зоне включения Czo и Amp представляют собой амфиболитовую ассоциацию, сформированную при P $9-9.5$ кбар; T $600-640^\circ C$, а расположенные в периферийной магнезиальной зоне граната включения Omp, Rt и Qz соответствуют условиям эклогитовой фации при оцененных P $15-16.5$ кбар; T $750-840^\circ C$. Более поздние минеральные ассоциации отвечают условиям гранулитовой ($Di-Pl$ симплектиты) и амфиболитовой (Amp-Pl симплектиты и опацитовые каймы) фаций метаморфизма, формирование которых связано с декомпрессией на фоне эксгумации высокобарических пород.

Гранатовые клинопироксениты состоят из Grt, Cpx, Amp, Rt и Ttn. В большом количестве отмечается присутствие карбоната, циркона, апатита. В отличие от эклогитов, Cpx в гранатовых клинопироксенитах представлен исключительно диопсидом (Di_{82-85}), а Grt образует ксенобласты размером до 2.5 мм и более, содержащие многочисленные включения Cpx и Amp (магнезиальная роговая обманка)

как в центральной, так и в краевой зонах. Эти включения практически не отличаются по составу друг от друга и от Cr_x с Amr в основной ткани породы, где Amr нередко замещает Cr_x . При этом Grt в гранатовых клинопироксенитах демонстрирует и иной характер зональности, выраженный в достаточно равномерном распределении главных компонентов в ядерной-промежуточной зонах и увеличении содержаний FeO и MgO (от 18.7 до 21.9 вес.% и от 6.5 до 10 вес.%, соответственно) при одновременном уменьшении CaO в периферийных частях зерен (от 11.5 до 6.7 вес.%). В гранатовых клинопироксенитах отсутствует кварц; в подчиненном количестве отмечается присутствие Pl , Er и Chl . Формирование около-пиковой ассоциации гранатовых клинопироксенитов, включающей центральные зоны Grt , Di , Rt и Amr (?), соответствует условиям эклогитовой фации при P 16.5–17.5 кбар; T 800–860°C, в то время как повсеместное замещение Cr_x магнезиальной роговой обманкой и рост магнезиального граната характеризуют условия амфиболитовой фации метаморфизма.

Эклогиты и гранатовые клинопироксениты показывают низкие содержания SiO_2 (37.37–42.91 вес.%), однако высокие содержания FeO ($\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO}) = 0.57\text{--}0.76$), Al_2O_3 (9.8–14.2 вес.%), CaO (7.6–16.6 вес.%) и TiO_2 (1.88–4.28 вес.%), и, как следствие, обогащенность главных породообразующих минералов этими компонентами, сближают эклогиты и гранатовые клинопироксениты по составу с производными толеитовой серии. В породах отмечаются обратные корреляции в содержаниях Al_2O_3 , TiO_2 , Nb , Th и MgO , а также положительные корреляции между содержаниями Al_2O_3 , P_2O_5 (в меньшей степени) и TiO_2 . Подобные закономерности могут отражать процессы дифференциации при формировании протолитов пород (Janney & Castillo, 1997). Эклогиты и гранатовые клинопироксениты характеризуются высокими содержаниями РЗЭ (86–234 ppm), сопоставимыми с базальтами типа OIB и E-MORB (Рис. 9).

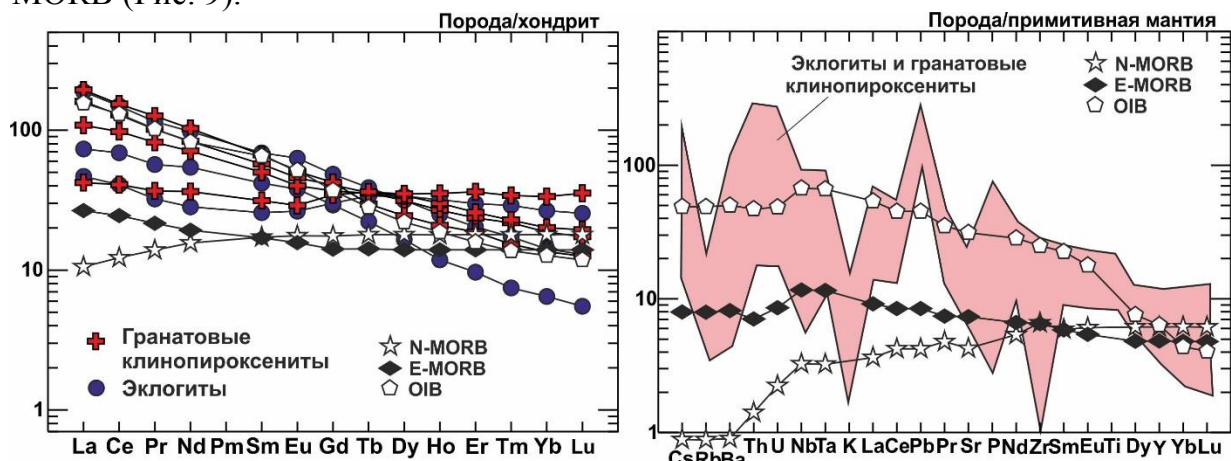


Рис. 9. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные спектры для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса (нормирование на составы хондрита $C1$ и примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)).

Для большей части пород отмечается обогащенность LREE относительно HREE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 1.6\text{--}12.0$), указывающая на обогащенный источник расплавов для протолитов эклогитов и гранатовых клинопироксенитов. Об этом свидетельствуют и положительные значения ΔNb в породах, варьирующие в интервале 0.23–1.83, что предполагает значительный вклад обогащенной мантийно-плюмовой компоненты (Fitton et al., 1997). При этом наблюдаемый разброс значений ΔNb , вероятно, является результатом контаминации веществом континентальной коры.

Гранатовые и эпидотовые амфиболиты наиболее широко распространены среди меланократовых метаморфических пород кояндинского комплекса и слагают как

отдельные тела среди гранат-слюдяных сланцев, так и встречаются в ассоциации с эклогитами и гранатовыми клинопироксенитами. Гранатовые амфиболиты состоят из Grt, Amp, Pl и Qz, в меньшей степени Ep и Ttn. В структуре основной ткани гранатовых амфиболитов нередко сохраняются реликты Amp-Pl опацитовых кайм вокруг Grt, а порфиробласты граната характеризуются наличием большого количества минеральных включений Amp, Czo и Qz. По сравнению с гранатовыми амфиболитами эпидотовые амфиболиты характеризуются более мелкозернистой структурой, где главными минералами являются Amp, Qz, Pl и Ep. Последние нередко образуют агрегаты ксеноморфного облика. Метаморфические преобразования пород соответствуют условиям амфиболитовой фации, а структурная близость гранатовых и эпидотовых амфиболитов с высокобарическими разностями и наличие в них реликтов характерных для эклогитов микроструктур указывают на то, что рассматриваемые амфиболиты кояндинского комплекса скорее всего представляют собой интенсивно измененные высокобарические меланократовые породы. Это также подтверждается и близостью химических составов пород. Амфиболиты кояндинского комплекса демонстрируют низкие содержания SiO_2 (44–47 вес.%) при высоких концентрациях FeO_{tot} (16–18.5 вес.%), CaO (9–10.5 вес.%), TiO_2 (1.7–2.2 вес.%), Al_2O_3 (11–13.6 вес.%) и по составу соответствуют производным толеитовой серии. Спектры распределения РЗЭ в эпидотовых и гранатовых амфиболитах демонстрируют как заметное обеднение HREE относительно LREE, так и характеризуются слабо дифференцированными, почти пологими спектрами. Однако все разности обогащены РЗЭ, значения которых сопоставимы с составами базальтов OIB и E-MORB (Рис. 4).

Серпентиниты, серпентинизированные шпинелевые перидотиты и хлоритизированные мафические разности

Среди шпинель-содержащих ультрамафитов наибольшее распространение имеют серпентиниты, состоящие главным образом из лизардита (Lz) и магнетита (Mag) с реликтами хромистой шпинели (Cr-Spl), в ассоциации с серпентинизированными хлорит-шпинелевыми дунитами и шпинелевыми симплектит-содержащими перидотитами, амфиболитизированными перидотитами и интенсивно хлоритизированными мафическими разностями. *Хлорит-шпинелевые дуниты* состоят из Cr-Spl ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ около 0.45), оливина (Ol) с содержанием ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ в интервале 0.85–0.875 и хромсодержащего хлорита (Chl), в то время как *шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты* характеризуются более репрезентативными минеральными парагенезисами. Среди главных минералов присутствует Ol ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ 0.85–0.87), во всех случаях окруженный коронами ромбического пироксена ($\text{Orx}_{\text{кор}}$) с повышенным содержанием ферросилита ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{tot}})$ 0.85–0.88) и выраженной зональностью в распределении Al_2O_3 (от 0.5 до 3 вес.%). Зачастую $\text{Orx}_{\text{кор}}$ замещает Ol вплоть до полного исчезновения последнего (Рис. 10, а). Ромбический пироксен также является главным минералом пироксен-шпинелевых симплектитов ($\text{Orx}_{\text{симпл}}$ с содержаниями $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{tot}})$ 0.85 и Al_2O_3 до 4 вес.%), которые составляют около 30 об.% породы и помимо $\text{Orx}_{\text{симпл}}$ состоят из Crx ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ 0.92–0.94) и глиноземистой шпинели (Al-Spl) (~ 68 вес.% Al_2O_3) (Рис. 10, б). Orx-Crx-Spl симплектиты замещаются более крупнозернистыми Amp (паргасит)-Al-Spl симплектитами, которые, в свою очередь, замещаются поздним хромсодержащим Crx (0.3–1.5 вес.% Cr_2O_3). Образование Cr-Crx может быть связано

с наложенными метасоматическими процессами. Cr-Spl в симплектит-содержащих перидотитах присутствует в нескольких разновидностях, наиболее распространенными из которых являются округлые или ксеноморфные зональные зерна ($Cr/(Cr+Al)$ меняется от 0.44 в ядре до 0.05–0.02 в краевых зонах), приуроченные к границе между симплектитами и $Orx_{кор}$ (Рис. 10, а), а также разнообразные округлые включения Cr-Spl (Cr_2O_3 варьирует в интервале 12–33 вес.%) в Ol, $Orx_{кор}$ и Cr-Cpx. Ориентированные экссолюционные ламели Cr-Spl размером до 3 мкм с заметным содержанием Cr_2O_3 ($Cr/(Cr+Al) \sim 0.2$) были зафиксированы во многих зернах Ol (Рис. 10, в). Зачастую шпинелевые симплектит-содержащие перидотиты интенсивно родингитизированы и содержат большое количество пренита, гидрогроссуляра, цоизита и вюаньтита, а также красновато-коричневых ксеноморфных выделений Cr-Spl. Амфиболитизированные шпинелевые перидотиты являются сильно измененными разновидностями симплектит-содержащих перидотитов, в которых Ol и Cr-Spl сохраняются только в реликтах, а основная ткань сложена исключительно магнезиальной роговой обманкой.

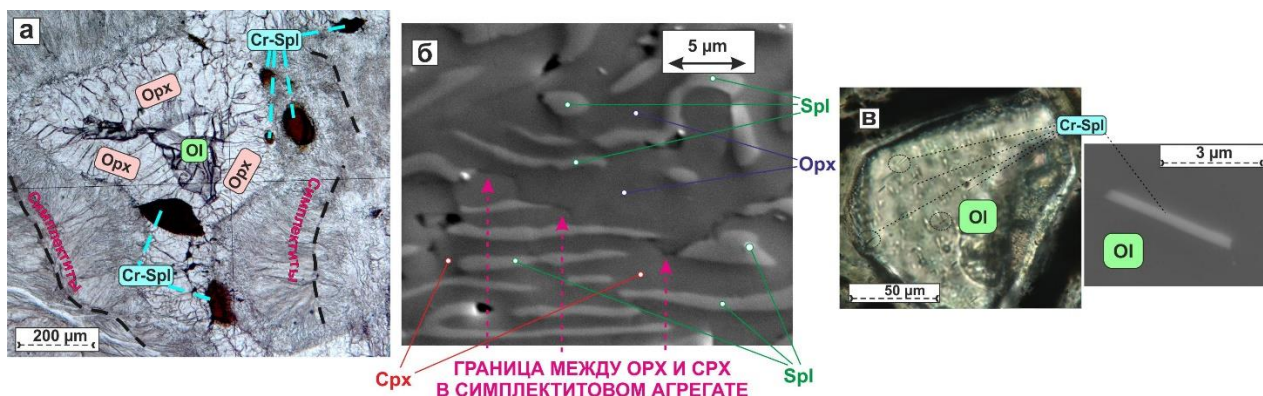


Рис. 10. а) зерна Cr-Spl, приуроченные к границе между симплектитами и $Orx_{кор}$; б) BSE изображение $Crx-Orx-Spl$ симплектита; в) ориентированные ламели Cr-Spl в Ol.

Для восстановления метаморфической эволюции шпинелевых ультрамафитов коядинского комплекса симплектит-содержащие перидотиты являются наиболее информативными разновидностями, в то время как особенности минерального состава хлорит-шпинелевых дунитов и наиболее распространенных магнетитовых серпентинитов не позволяют делать каких-либо надежных выводов о параметрах их формирования и ключевых реакциях минералообразования. Однако на основании структурной близости пород можно предполагать, что изучаемые шпинелевые ультрамафиты совместно вовлекались в процессы метаморфизма, по крайней мере, на некоторых этапах.

Исходя из особенностей химического состава минералов, миграции элементов и микроструктурных особенностей шпинелевых симплектит-содержащих перидотитов, предполагается, что породы были преобразованы в высокобарических условиях в поле стабильности граната, а затем подверглись регрессивным изменениям в условиях более низких ступеней, сопровождавшихся 1) реакцией граната и оливина с образованием ортопироксеновых кайм и хромистой шпинели, и 2) распадом граната с формированием пироксен-шпинелевых симплектитовых агрегатов. В этом случае присутствие ламелей Cr-Spl в оливине может рассматриваться как результат снижения температуры и давления после высокобарического метаморфизма, а многочисленные включения Cr-Spl в оливине и ортопироксене представляют собой реликтовые минералы прогрессивных этапов метаморфизма. Параметры формирования $Orx-Crx-$

Spl симплектитов и $Or_{X_{кор}}$ в ассоциации с Cr-Spl соответствуют интервалу давлений 11.5–14.5 кбар при широком диапазоне температур 580–800°C и в целом отвечают значениям перехода от гранатовых к шпинелевым перидотитам (Klemme, 2004).

Шпинелевые ультрамафиты кояндинского комплекса характеризуются умеренными и высокими содержаниями MgO (27.93–37.88 вес.%) при различных содержаниях Cr (402–3114 ppm) и Ni (1085–2240 ppm). Породы обеднены TiO₂ (0.02–0.04 вес.%) и всеми РЗЭ ($\sum PЗЭ = 0.24–0.98$ ppm), что характерно для перидотитов, образованных за счет деплетированного мантийного источника (Bodinier & Godard, 2003). В то же время, шпинелевые ультрамафиты демонстрируют высокие содержания фертильных компонентов (Al₂O₃ = 1.06–9.15 вес.%; CaO = 0.12–7.07 вес.%), а также относительно высокие концентрации FeO_{tot} (7.12–9.79 вес.%). При этом содержания Cr и Ni, CaO и Al₂O₃ в породах характеризуются прямой зависимостью, в то время как MgO и Al₂O₃, Ca/(Ca+Al) и Cr показывают обратные корреляции. По нормативному составу шпинелевые ультрамафиты соответствуют плагиоклазовым ультрамафитам, троктолитам и меланогаббро. Спектры распределения РЗЭ в породах, нормированные к составу хондрита, характеризуются слабой деплетированностью MREE на фоне обогащенности LREE и HREE ($(Dy/Lu)_n$ 0.31–0.68) и наличием выраженной положительной Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 1.2–11.34$) (Рис. 11).

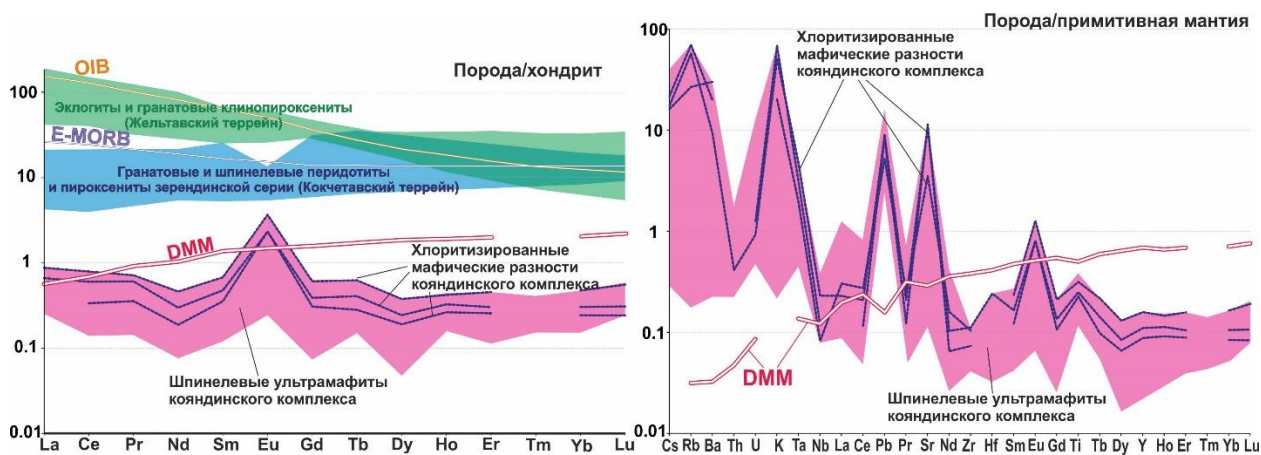


Рис. 11. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные спектры для ультрамафит-мафитовых пород кояндинского комплекса в Жельтавском терреине и высокобарических меланократовых пород зерендинской серии Кокчетавского террейна (нормирование на составы хондрита C1 и примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)). DMM – деплетированная мантия MORB (Workman & Hart, 2005).

На мультиэлементной диаграмме породы демонстрируют положительные аномалии Sr, комплементарные Eu. В сравнении с составом деплетированной мантии MORB (DMM) шпинелевые ультрамафиты обогащены LILE, в то время как содержания РЗЭ (в особенности MREE и HREE) в породах очень низкие (Рис. 11). Между нормативными содержаниями Pl и содержаниями Sr и Eu в породах прослеживается прямая корреляция, что может косвенно свидетельствовать о присутствии плагиоклаза в составе протолитов шпинелевых ультрамафитов.

В ассоциации с шпинелевыми ультрамафитами присутствуют и интенсивно хлоритизированные *мафические разности* с высокими содержаниями Al₂O₃ (19–32 вес.%), CaO (12–14 вес.%), не сохранившие реликтовых минералов более ранних ступеней метаморфизма. В то же время, породы демонстрируют близкие с шпинелевыми ультрамафитами спектры распределения РЗЭ и других рассеянных элементов (Рис. 11), что с учетом структурной близости пород позволяет предполагать генетическую связь их протолитов в составе единого комплекса.

ФРАГМЕНТЫ ОФИОЛИТОВ

Серпентиниты в ассоциации с амфиболитизированными габброидами в северо-восточной части Анрахайского характеризуются высокими содержаниями MgO (около 38 вес.%) при умеренных концентрациях FeO (6.9–7.4 вес.%), низких содержаниях CaO (1–2 вес.%), Al₂O₃ (0.9–1 вес.%) и TiO₂ (0.04–0.05 вес.%) и достаточно высоких концентрациях Cr (900–2000 ppm) и Ni (2000–2300 ppm). Спектры распределения РЗЭ в серпентинитах, нормированные к составу хондрита, характеризуются слабой деплетированностью HREE относительно LREE ((La/Yb)_n 3.08–5.25) и наличием как отрицательной, так и слабо положительной Eu аномалии (Рис. 12). На мультиэлементной диаграмме в сравнении с составом DMM серпентиниты обогащены LILE. Отмеченные характеристики химического состава серпентинитов из комплекса офиолитов сходны с особенностями распределения главных и рассеянных элементов в серпентинитах и шпинелевых ультрамафитах кояндинского комплекса (Рис. 11).

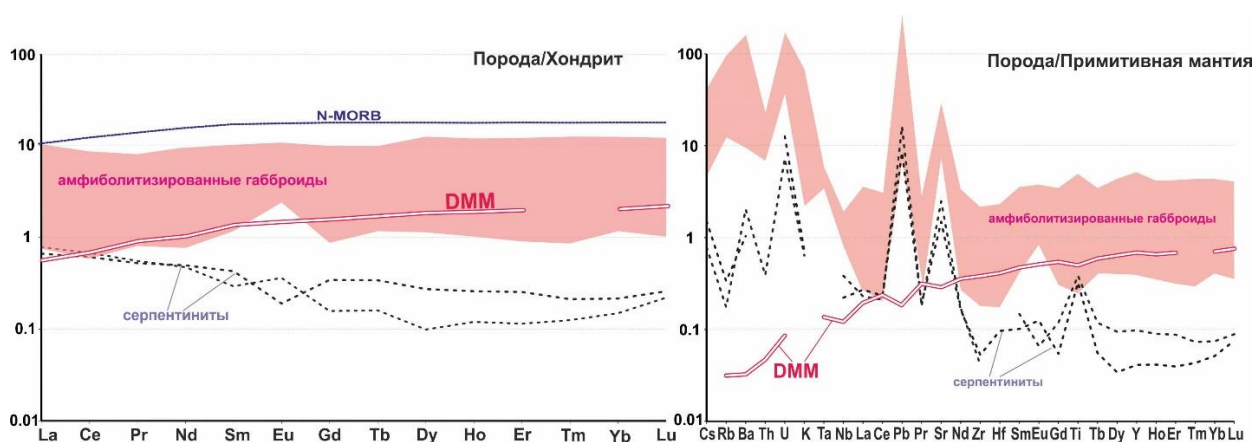


Рис. 12. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные спектры для серпентинитов и амфиболитизированных габброидов в северо-восточной части Анрахайского блока (нормирование на составы хондрита и примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989)).

DMM – деплетированная мантия MORB (Workman & Hart, 2005).

Амфиболитизированные габброиды демонстрируют низкие содержания РЗЭ, в некоторых случаях сопоставимые со значениями DMM (Рис. 12). Для амфиболитизированных меланогаббро характерно наличие положительной европиевой аномалии, в то время как для мезократовых разностей отмечаются практически недифференцированные спектры распределения РЗЭ. Все габброиды также обогащены LILE при низких концентрациях Nb, Th и Zr.

ЭВОЛЮЦИЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ЖЕЛЬТАВСКОГО ТЕРРЕЙНА В ДОКЕМБРИИ

Изучение метаморфических комплексов Жельтавского террейна показало, что их протолиты имеют как магматическое, так и осадочное происхождение. U-Pb изотопно-геохронологические исследования пород Анрахайского комплекса позволили установить, что протолитами амфибол-биотитовых ортогнейсов являлись палеопротерозойские гранитоиды (~1840 млн.лет), а мусковит-хлоритовых ортогнейсов – гранитоиды неопротерозойского возраста (~790 млн.лет).

В строении кояндинского комплекса преобладают гранат-слюдяные и мусковит-хлоритовые сланцы, которые являются метаморфизованными осадочными породами, различающимися степенью преобразований и геохимическими особенностями. Изучение детритовых цирконов из сланцев кояндинского комплекса показало, что

преобладающими являются цирконы с возрастными интервалами 868–1385 млн.лет и двумя максимумами ~ 991 млн.лет и ~ 1082 млн.лет. Преобладающими источниками этих цирконов, по-видимому, были гранитоиды или кислые вулканиты, формировавшиеся на границе конца мезо – начала неопротерозоя. Нижний возрастной предел осадконакопления протолита сланцев кояндинского комплекса соответствует наиболее молодому статистически значимому максимуму возрастов ядер обломочных цирконов (~ 600 млн.лет). Верхний возрастной предел оценивается по возрастам метаморфических кайм цирконов в гранат-слюдяных сланцах (486 ± 11 и 460 ± 11 млн.лет), близким к возрасту высокобарического метаморфизма эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса (490 ± 3 млн. лет) (Alexeiev et al., 2011). Таким образом, накопление терригенного протолита сланцев происходило в интервале от ~ 600 до ~ 490 млн.лет, то есть в течение эдиакария-кембрия.

Полученные данные показывают, что до раннеордовикского высокобарического метаморфизма в строении Жельтавского террейна участвовали комплексы фундамента, сложенного палео- и неопротерозойскими гранитоидами, которые были перекрыты эдиакарско-кембрийскими терригенными породами чехла. Подобное строение характерно для докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Degtyarev et al., 2017).

Особенности состава и строения протерозойских комплексов позволили выделить в западной части Центрально-Азиатского пояса две группы докембрийских террейнов (Исседонская и Улутау-Моюнкумская). Вероятно, формирование и эволюция континентальной коры Жельтавского террейна определялась его принадлежностью к одной из этих групп. Так, помимо Жельтавского террейна раннедокембрийские образования выделяются только в пределах Нарынско-Сарыджазского (Срединно-Тяньшаньского) террейна, где они входят в состав комплекса куйлю, сложенного палеопротерозойскими ортогнейсами с возрастными интервалами 2320–2333 млн.лет и ~ 1850 млн.лет (Kröner et al., 2017). Возрасты, источники и обстановки формирования палеопротерозойских амфибол-биотитовых ортогнейсов анрахайского комплекса и ортогнейсов комплекса куйлю очень близки, что позволяет предполагать общую эволюцию Жельтавского и Нарынско-Сарыджазского террейнов в раннем докембрии. Другой характерной чертой, указывающей на близость Жельтавского и Нарынско-Сарыджазского террейнов в докембрии, является присутствие в составе анрахайского комплекса неопротерозойских (~790 млн.лет) ортогнейсов.

Изучение детритовых цирконов из сланцев кояндинского комплекса показало, что в докембрийской эволюции Жельтавского террейна выделяется еще один этап магматизма в диапазоне 900–1100 млн.лет. Магматизм этого временного интервала играл значительную роль в эволюции Исседонской группы террейнов, однако среди образований Улутау-Моюнкумской группы магматические комплексы данного возрастного диапазона не установлены. В то же время детритовые цирконы близкого возрастного интервала (970–1090 млн.лет) выявлены в сланцах шукурского комплекса северо-западной части Чуйско-Кендыктасского террейна в Южном Казахстане (Tret'yakov et al., 2019) (Рис. 8, Б). Магматические комплексы позднего мезопротерозоя – раннего неопротерозоя в ограниченном объеме выделены в пределах Таримского кратона. Таким образом, формирование источников детритовых цирконов, преобладающих в сланцах Жельтавского и Чуйско-Кендыктасского террейнов, могло быть связано с магматизмом конца мезопротерозоя – начала неопротерозоя, зафиксированным в пределах Таримского кратона.

СОСТАВЫ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ МЕЛАНОКРАТОВЫХ ПОРОД КОЯНДИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Отмеченные геохимические характеристики эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, включающие высокие содержания FeO_{tot} , Al_2O_3 , CaO и TiO_2 и повышенные суммарные концентрации РЗЭ (Рис. 9) сближают породы с Fe-Ti («коровым») типом гранатовых ультрабазитов (Carswell et al., 1983). В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса породы с подобными геохимическими характеристиками ранее были выделены в пределах Кокчетавского террейна Северного Казахстана, где они представлены гранатовыми и шпинелевыми перидотитами, а также гранатовыми пироксенитами (Ревердатто и др., 2005).

Эклогиты и гранатовые клинопироксениты коянди́нского комплекса Жельтавского террейна демонстрируют близкий характер распределения редких и рассеянных элементов, но отличаются более высокими суммарными концентрациями РЗЭ (Рис. 9, 11). Исходя из этого, протолиты эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, вероятно, представляли собой дифференциаты толеитовых расплавов, внедрение которых в континентальную кору произошло до начала субдукции и было связано с этапом внутриплитного магматизма. При этом вопрос о возрасте протолита эклогитов и гранатовых клинопироксенитов и, соответственно, времени проявления внутриплитного магматизма является дискуссионным. Полученная ранее оценка возраста 489 ± 3 млн. лет для гранатовых пироксенитов (Alexeiev et al., 2011) характеризует этап высокобарического метаморфизма, что предполагает до-раннеордовикский возраст протолита для рассматриваемых пород. Следует также отметить, что среди ортогнейсов анрахайского комплекса Жельтавского террейна присутствуют тела амфиболитов обогащенной геохимической специфики с характером распределения РЗЭ, сходным рассмотренному в эклогитах и гранатовых клинопироксенитах коянди́нского комплекса (Рис. 4 и 9).

С другой стороны, шпинелевые ультрамафиты, также формирующие тела и тектонические линзы среди гранат-слюдяных сланцев коянди́нского комплекса, деплетированы всеми РЗЭ (Рис. 11). Структурная близость серпентинитов, в различной степени серпентинизированных, родингитизированных и амфиболитизированных хлорит-шпинелевых дунитов и шпинелевых симплектит-содержащих перидотитов, а кроме того сходный характер распределения редких и рассеянных элементов в породах предполагают единый источник формирования. С другой стороны, высокие степени метаморфических и наложенных метасоматических преобразований затрудняют реконструкцию составов и обстановок формирования протолитов пород.

Шпинелевые ультрамафиты коянди́нского комплекса характеризуются достаточно высокой железистостью ($\text{Fe}\# 0.21 - 0.29$) и в разной степени обогащены фертильными компонентами (Al, Ca), в то время как содержания совместимых элементов (Cr, Ni) являются весьма умеренными. Такие особенности характерны для «корового» типа ультрамафитов (Carswell et al., 1983; Reverdatto et al., 2008). Однако крайне низкие содержания Nb, Zr, Hf, Y и РЗЭ в шпинелевых ультрамафитах коянди́нского комплекса сопоставимы со значениями, типичными для пород «мантийного» типа, протолиты которых представляли собой фрагменты океанической или континентальной мантии, выведенные на более высокие гипсометрические уровни в процессе эксгумации (Beyer et al., 2006). По сравнению с гранатовыми и шпинелевыми ультрамафитами Fe-Ti «корового» типа зерендинской серии Кокчетавского террейна ультрамафиты коянди́нского комплекса Жельтавского

террейна также значительно сильнее деплетированы P3Э и Nb, Zr, Hf, Y (Рис. 11). В сравнении с составом деплетированной мантии MORB (DMM) породы демонстрируют обеднение P3Э и многими высокозарядными элементами. В то же время шпинелевые ультрамафиты кояндинского комплекса характеризуются слегка U-образной (или «ложкообразной») формой спектров распределения P3Э с выраженной положительной Eu-аномалией, комплементарной Sr (Рис. 11), что может отражать фракционирование минералов из расплава (Godard et al., 2009). В этом случае наблюдаемая аномалия Eu может указывать на присутствие плагиоклаза в протолитах пород; это также косвенно подтверждается и положительными корреляциями между содержаниями Eu, Sr и нормативными содержаниями плагиоклаза.

Таким образом, относительно невысокие содержания совместимых элементов (Cr, Ni, Mg) в шпинелевых ультрамафитах при выраженной деплетированности пород P3Э, а кроме того прогрессивный характер проявленных аномалий Eu, позволяют предполагать в качестве протолитов для метаморфизованных ультрамафитов плагиоклаз-содержащие кумулаты полосчатого комплекса, сформированные в результате плавления деплетированного мантийного источника. При этом интенсивно хлоритизированные мафические разности с высокими содержаниями CaO, Al₂O₃, присутствующие среди ультрамафических пород кояндинского комплекса и демонстрирующие близкие спектры распределения редких и рассеянных элементов (Рис. 11), могут представлять собой метаморфизованные фрагменты верхних частей полосчатого комплекса с более высокими модалными содержаниями плагиоклаза.

Как для шпинелевых ультрамафитов, так и для хлоритизированных мафических разностей характерны обогащение LILE и деплетированность Nb. Подобные особенности являются типичными для пород, сформированных в надсубдукционных обстановках (например, Pearce et al., 1984; Jahn, 1998). Более того, серпентиниты и амфиболитизированные габброиды, обрамляющие метаморфические образования кояндинского комплекса в северо-восточной части Анрахайского блока, показывают близкие спектры распределения рассеянных элементов (Рис. 12), а на диаграмме 'La/10–Y/15–Nb/8' (Cabanis & Lecolle, 1989) амфиболитизированные габброиды попадают в области известково-щелочных базальтов и базальтов типа N-MORB. Принимая во внимание слабо измененный облик габброидов и их структурную близость и сходство геохимических характеристик с метаморфизованными ультрамафит-мафитовыми образованиями кояндинского комплекса (Рис. 11, 12), можно предполагать, что габброиды представляют собой структурно более высокие части офиолитового разреза, которые были аккретированы к окраине микроконтинента после закрытия океанического бассейна, в то время как нижние части разреза были тектонически отделены и вовлечены в субдукционные процессы с последующим формированием шпинелевых (гранатовых) перидотитов.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ КОМПЛЕКСОВ ЖЕЛЬТАВСКОГО ТЕРРЕЙНА

Таким образом, по крайней мере часть метаморфических пород Жельтавского террейна была преобразована в условиях эклогитовой фации. При этом многие разности высокобарических пород сохраняют реликтовые минеральные ассоциации и характерные особенности химического состава минералов (ростовая зональность граната в гранат-слюдяных сланцах и эклогитах, реликтовые включения хромистой шпинели в оливине и наличие выраженной Eu аномалии в шпинелевых ультрамафитах), свидетельствующие о существовании ранних этапов прогрессивного

метаморфизма в условиях более низких ступеней. Вовлечение протолитов пород в субдукционные процессы сопровождалось их погружением на значительные глубины (до 60-70 км). Оценка возраста пика высокобарического метаморфизма пород, полученная для цирконов из гранатовых пироксенитов (Alexeiev et al., 2011) и метаморфических кайм цирконов из гранат-слюдяных сланцев (Pilitsyna et al., 2019), соответствует раннему ордовику. Впоследствии высокобарические разности были выведены на более высокие гипсометрические уровни в процессе эксгумации, сопровождавшейся декомпрессией и формированием минеральных парагенезисов, соответствующих условиям гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Сохранность проградной зональности в гранате в сланцах, испытавших метаморфические преобразования в условиях высоких ступеней, может указывать на кратковременное пребывание пород в пиковых условиях метаморфизма и их относительно быстрое выведение на верхнекоровые уровни (O'Brien & Vraná, 1995).

В то же время, мусковит-хлоритовые сланцы, ограниченно развитые в пределах кояндинского комплекса, также содержат детритовые цирконы, оценки возраста ядер которых свидетельствуют о близких источниках с преобладающими гранат-слюдяными сланцами. Однако детритовые цирконы в мусковит-хлоритовых сланцах характеризуются гораздо менее выраженными метаморфическими каймами. Следует также отметить, что породы не содержат индекс-минералов высоких давлений или их реликтов, а также граната. Исходя из этого, терригенные протолиты мусковит-хлоритовых сланцев, вероятно, также вовлекались в субдукционные процессы и были погружены, но на гораздо меньшие глубины, не превышающие параметров эпидот-амфиболитовой фации. В процессе эксгумации метаморфических комплексов метапелиты, по-видимому, были выведены с различных глубинных уровней и тектонически совмещены. Эксгумация пород кояндинского комплекса происходила в период между ~490 млн.лет (пик метаморфизма) и ~470 млн.лет (возраст перекрывающих метаморфические образования нижнеордовикских отложений).

С другой стороны, метаморфические преобразования ортогнейсов анрахайского комплекса в целом соответствуют условиям амфиболитовой фации. Породы не содержат индекс-минералов высоких давлений, в редких случаях отмечается присутствие граната в палеопротерозойских амфибол-биотитовых ортогнейсах. Эпидотовые и гранатовые амфиболиты, формирующие многочисленные тела среди ортогнейсов, по-видимому, также были образованы в условиях умеренных ступеней метаморфизма. Тем не менее, предполагая, что палеопротерозойские и неопротерозойские ортогнейсы с амфиболитами анрахайского комплекса слагали фундамент, а метаосадочные эдиакарско-кембрийские образования кояндинского комплекса – чехол Жельтавского террейна в докембрии, представляется маловероятным участие в раннепалеозойских субдукционных процессах только комплексов чехла. Скорее всего часть ортогнейсов с амфиболитами анрахайского комплекса также подверглась метаморфизму в условиях эклогитовой фации, но надежные свидетельства этому на данный момент отсутствуют. Следует отметить, что эпидотовые и гранатовые амфиболиты анрахайского комплекса характеризуются сходными особенностями химического состава с гранатовыми клинопироксенитами и эклогитами, а также образованными по ним гранатовыми и эпидотовыми амфиболитами, приуроченными к кояндинскому комплексу (Рис. 4, 9). Исходя из этого, можно сделать предположение о связи амфиболитов анрахайского комплекса и эклогитов кояндинского комплекса как возможных протолитов и их высокобарических аналогов, соответственно.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОМПЛЕКСОВ ЖЕЛЬТАВСКОГО ТЕРРЕЙНА В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Формирование высокобарических пород кояндинского комплекса принято связывать с закрытием Джалаир-Найманского океанического бассейна и последующей коллизией Северо-Тяньшаньского и Жельтавского микроконтинентов (Alexeiev et al., 2011; Kröner et al., 2012; Klemm et al., 2015). Однако проведенное обобщение материалов по строению докембрийских и нижнепалеозойских комплексов Южного Казахстана и Северного Тянь-Шаня позволяют предложить другую модель эволюции этого региона в кембрии-начале ордовика.

В основу этой модели положены данные о структурном положении офиолитовых комплексов региона. Было установлено, что кембрийские офиолиты Джалаир-Найманской зоны и фрагменты офиолитов, участвующие в строении северо-восточной части Жельтавского террейна, пространственно разобщены. Их разделяют докембрийские метаморфические образования, слагающие бóльшую часть Жельтавского террейна (Рис. 1, 2). Поэтому выделенные офиолитовые комплексы, вероятно, являются фрагментами коры и верхней мантии разных океанических бассейнов, отличающихся особенностями тектонической эволюции.

В начале кембрия за счет активного спрединга происходит быстрое раскрытие Джалаир-Найманского и других океанических бассейнов Южного Казахстана и Северного Тянь-Шаня. В пределах Чуйско-Кендыктасского и Актау-Илийского микроконтинентов в это время начинается накопление терригенно-карбонатных и сланцевых чехлов. В середине раннего кембрия (~520 млн.лет) в Джалаир-Найманском бассейне происходит формирование надсубдукционных офиолитов, в то время как в бассейне, разделяющем Жельтавский и Актау-Илийский микроконтиненты, возможно, продолжается спрединг, хотя возраст офиолитов здесь точно не известен. В пределах Чуйско-Кендыктасского и Актау-Илийского микроконтинентов продолжается накопление терригенно-карбонатных и сланцевых чехлов.

В среднем-самом начале позднего кембрия (~510–500 млн.лет) в Джалаир-Найманском бассейне происходит заложение энсиматической Сулусайской островной дуги. В течение этого временного интервала начинается субдукция коры океанического бассейна, разделяющего Жельтавский и Актау-Илийский микроконтиненты, с формированием энсиалической дуги в краевой части Актау-Илийского микроконтинента (среднекембрийские гранитоиды на северо-востоке Жельтавского террейна (Alexeiev et al., 2011)). В краевой части Чуйско-Кендыктасского микроконтинента накапливается кремнисто-терригенно-карбонатный чехол, а задуговая область в пределах Актау-Илийского микроконтинента испытывает интенсивное погружение и растяжение; здесь начинается накопление сланцевых, кремнисто-терригенных и кремнистых толщ.

В самом конце позднего кембрия-начале тремадокского века раннего ордовика (~490–485 млн.лет) происходит обдукция меланократовых комплексов Джалаир-Найманской зоны на Чуйско-Кендыктасский террейн с формированием ряда крупных аллохтонов (куперлисайский комплекс Актюзского блока и другие). В течение этого времени полностью закрывается океанический бассейн, разделявший Жельтавский и Актау-Илийский микроконтиненты. Различные фрагменты коры Жельтавского микроконтинента и океанической литосферы погружаются под Актау-Илийский микроконтинент, в некоторых случаях на мантийные глубины (по крайней мере 60–70

км), где формируются гранатовые клинопироксениты, эклогиты, (гранатовые)-шпинелевые перидотиты и гранат-кианитовые гнейсы (высокобарические гранулиты).

В раннем ордовике (480–475 млн.лет) полностью закрывается Джалаир-Найманский океанический бассейн, на его месте формируется сутурная зона. В это время фрагменты коры Чуйско-Кендыктасского микроконтинента погружаются под Жельтавский микроконтинент на глубины около 70 км, где происходит формирование эклогитов (актюзский комплекс) и их последующая эксгумация. В сутурном шве, разделяющем Жельтавский и Актау-Илийский микроконтиненты, также эксгумируются высокобарические комплексы с различных уровней с последующим образованием пакета тектонических пластин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ввиду слабой изученности состава и распространенности ключевых разновидностей метаморфических пород и фрагментарности геохронологических данных, Жельтавский террейн в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса представлял особый интерес для изучения. В результате проведенных исследований были получены новые, а во многих случаях первые, данные о геологоструктурном положении, составе, условиях и обстановках формирования метаморфических, в том числе высокобарических, пород Жельтавского террейна. Для ортогнейсов анрахайского комплекса были получены $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценки возраста кристаллизации протолита ~790 млн.лет и ~1840 млн.лет. Протолиты пород были представлены анорогенными гранитоидами, при этом палеопротерозойские ортогнейсы формировались за счет переработки вещества неоархейской континентальной коры, а неопротерозойские ортогнейсы – за счет переработки палеопротерозойского корового материала. Метаморфические преобразования, проявленные в породах, не превышали условий амфиболитовой фации.

Для сильно измененных метаосадочных гранат-слюдяных сланцев кояндинского комплекса было впервые доказано их высокобарическое происхождение, а также были впервые получены ордовикские оценки возраста метаморфизма (460 ± 11 и 486 ± 11 млн.лет), согласующиеся с оценкой, полученной ранее Д.В. Алексеевым и др. (Alexeiev et al., 2011) для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, формирующих тектонические линзы среди гранат-слюдяных сланцев. Изучение детритовых цирконов из метапелитов кояндинского комплекса показало, что в докембрийской эволюции Жельтавского террейна выделяется еще один этап магматизма на границе мезо-неопротерозоя в диапазоне 900–1100 млн. лет. Нижний возрастной предел осадконакопления протолита для сланцев кояндинского комплекса отвечает наиболее молодому статистически значимому максимуму возрастов ядер обломочных цирконов (около 600 млн. лет), следовательно, накопление терригенного протолита сланцев происходило в течение эдиакария-кембрия. Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики пород позволяют предполагать, что источники их протолитов, представленные кислыми вулканитами и гранитоидами преимущественно позднемезопротерозойского-раннепротерозойского возраста, формировались за счет переработки палеопротерозойского корового материала.

В составе кояндинского комплекса впервые были описаны и детально охарактеризованы высокобарические шпинелевые ультрамафиты с геохимическими характеристиками, свидетельствующими о деплетированном мантийном источнике их протолитов. В результате проведенных исследований было доказано, что шпинелевые ультрамафиты, по-видимому, были преобразованы в высокобарических условиях в

поле стабильности граната, а затем подверглись регрессивным изменениям в условиях более низких ступеней, сопровождавшихся реакцией граната и оливина с образованием ортопироксеновых кайм и хромистой шпинели и распадом граната с формированием пироксен-шпинелевых симплектитовых агрегатов. Протолитами пород, вероятно, являлись плагиоклаз-содержащие кумулаты (плагиоклазовые ультрамафиты, троктолиты, оливинные габбро), сформированные за счет плавления деплетированного мантийного источника в предположительно надсубдукционной обстановке. В результате субдукционных процессов в раннем палеозое, в которые вовлекались породы анрахайского (?) и кояндинского комплексов, протолиты шпинелевых ультрамафитов были погружены на значительные глубины, соответствующие эклогитовой фации, а затем выведены на более высокие гипсометрические уровни в процессе эксгумации. При этом шпинелевые ультрамафиты резко отличаются по своим геохимическим характеристикам от эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, также формирующих тектонические линзы среди гранат-слюдяных сланцев кояндинского комплекса. Для последних было впервые детально обосновано высокобарическое происхождение и принадлежность к «коровому» (обогащенному) типу высокобарических ультрабазитов, протолиты которых представляли собой дифференциаты внутриплитных толеитовых расплавов, внедренных в континентальную кору до начала субдукции.

Полученные данные показывают, что до раннепалеозойского высокобарического метаморфизма в строении Жельтавского террейна участвовали комплексы фундамента, сложенного палео- и неопротерозойскими анорогенными гранитоидами, которые перекрывались эдиакарско-кембрийским терригенным чехлом. В позднем кембрии в результате закрытия океанических бассейнов, фрагменты коры Жельтавского микроконтинента были погружены на различные глубины, в том числе вплоть до условий эклогитовой фации, где образовались гранат-кианитовые гнейсы, эклогиты, гранатовые клинопироксениты и (гранат-) шпинелевые перидотиты. В раннем ордовике метаморфические комплексы были эксгумированы с разных уровней с последующим формированием пакета тектонических пластин, сложенного породами разнообразного генезиса и ступеней метаморфизма.

Список основных публикаций автора по теме диссертации:

- 1) А.В. Пилицына, А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, Е.В. Ковальчук, 2015. Высокобарические меланократовые породы Анрахайского сиалического массива (Южный Казахстан): особенности минерального, химического состава и параметры метаморфизма. Известия вузов. Геология и разведка №6, с. 28-44.
- 2) А.В. Пилицына, А.А. Третьяков, Т.А. Алифирова, К.Е. Дегтярев, Е.В. Ковальчук, 2017. Первая находка шпинелевых перидотитов в Южном Казахстане: структурное положение, состав, параметры высокобарического метаморфизма. Доклады Академии наук Т. 476. №1. С. 982-985.
- 3) Pilitsyna, A.V., Tretyakov, A.A., Degtyarev, K.E., Cuthbert, S.J., Batanova, V.G., Kovalchuk, E.V., 2018. Eclogites and garnet clinopyroxenites in the Anrakhai complex, Central Asian Orogenic Belt, Southern Kazakhstan: P-T evolution, protoliths and some geodynamic implications. J. Asian Earth Sci. 153, 325–345.
- 4) Pilitsyna, A.V., Tretyakov, A.A., Degtyarev, K.E., Alifirova, T.A., Batanova, V.G., Cuthbert, S.J., Kovalchuk, E.V., Ermolaev, B.V., 2018b. Multi-stage metamorphic evolution and protolith reconstruction of spinel-bearing and symplectite-bearing ultramafic rocks in the Zheltau massif, Southern Kazakhstan (Central Asian Orogenic Belt). Gondwana Res. 64, 11–34.

5) Pilitsyna, A.V., Tretyakov, A.A., Degtyarev, K.E., Salnikova, E.B., Kotov, A.B., Kovach, V.P., Wang, K.-L., Batanova, V.G., Plotkina, Yu.V., Tolmacheva, E.V., Ermolaev, B.V., Lee, H.-Y., 2019. Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan; Central Asian Orogenic belt): P-T paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications. *Lithos* 324–325, 115–140.

Публикации автора, близкие теме диссертации:

Tretyakov, A.A., Pilitsyna, A.V., Degtyarev, K.E., Salnikova, E.B., Kovach, V.P., Lee, H.-Y., Batanova, V.G., Wang, K.-L., Kanygina, N.A., Kovalchuk, E.V., 2019. Neoproterozoic granitoid magmatism and granulite metamorphism in the Chu-Kendyktas terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian Orogenic Belt): Zircon dating, Nd isotopy and tectono-magmatic evolution. *Precambrian Research* 332, in press.

Значимые тезисы и материалы конференций:

- 1) Pilitsyna, A., Tretyakov, A. «HP melanocratic rocks of the Anrakhai complex (Southern Kazakhstan): the general features of chemical and mineral composition» // XI International Eclogite Conference, Dominican Republic, January 31 – February 7, 2015.
- 2) Пилицына А.В., Третьяков А.А., Ковальчук Е.В. «Меланократовые высокобарические породы Дзельтауского сиалического массива (Южный Казахстан)» // 48 (XLVIII) Тектоническое совещание (тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ), Москва, 2 – 6 февраля 2016 г.
- 3) Pilitsyna, A., Tretyakov, A. «Metamorphic complexes of Zheltavsky Precambrian massif (Southern Kazakhstan)» // 35th International Geological Congress, Cape Town, 27 August – 4 September, 2016.
- 4) Pilitsyna, A.V., Tretyakov, A. A., Alifirova, T. A. «Symplectite-bearing spinel peridotites of the Anrakhai complex, S. Kazakhstan: the first finding in the Western part of the CAOБ // 12th International Eclogite Conference in Åre, Sweden, August 20-29, 2017.
- 5) Пилицына А.В., Третьяков А.А., и др. «Метаморфические комплексы Жельтавского докембрийского сиалического массива (Южный Казахстан): состав, Р-Т эволюция и геохимическая принадлежность» // V Российская конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия, 24–26 октября 2017 г., Санкт-Петербург.
- 6) Pilitsyna, A.V., Tretyakov, A.A., Degtyarev, K.E., Kovalchuk, E.V., Alifirova, T.A. «High-pressure complexes in the structure of the Zheltau massif (western part of the Central Asian Orogenic Belt): petrology, geochemistry and geodynamic implications» // International Conference in memory of Prof. Bor-Ming Jahn, 6 – 7th of November, Taipei, Taiwan 2017.
- 7) Пилицына А.В., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., и др. «Раннепалеозойский высокобарический метаморфизм докембрийской коры Жельтавского массива (Южный Казахстан): возрастные рубежи, эволюция метаморфизма, протолиты» // Четвертая международная научная конференция Корреляция алтаид и уралид, 2 – 6 апреля, 2018, г. Новосибирск.
- 8) Pilitsyna A., Tretyakov A., Alifirova T., Degtyarev K. «Multistage metamorphic evolution of the lower parts of oceanic lithosphere in the high-pressure Zheltau terrane (west part of the Central Asian Orogenic Belt): insights from petrological and geochemical studies» // 3rd European Mantle workshop, June 26 – 28, 2018, Pavia, Italy.

ОБРАЗЕЦ ОТЗЫВА

на автореферат диссертации Пилицыной Анфисы Владимировны

«Состав, строение, возрасты и обстановки формирования метаморфических комплексов Жельтавского террейна (юго-восточная часть Чу-Илийских гор, Южный Казахстан)»,

представленной на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук по

специальности 25.00.01 – общая и региональная геология

Текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст,
текст...

Фамилия Имя Отчество

Ученая степень

Ученое звание

Должность, структурное подразделение

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

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

Интернет сайт организации

E-mail: _____

раб. тел.: (000) 000-0000

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

«___» _____ 2019 г.

Место печати

Подпись

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