

На правах рукописи



Гурова Александра Владимировна

**Вещественные характеристики и геодинамические обстановки
формирования магматических пород Итмурундинской и Тектурмасской
складчатых зон, Центральный Казахстан**

Научная специальность 1.6.3. Петрология, вулканология

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических
наук

Новосибирск – 2025

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук и Федеральном государственном автономном образовательном учреждении высшего образования «Новосибирский национальный исследовательский государственный университет»

Научный руководитель:

Сафонова Инна Юрьевна, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ИГМ СО РАН, заведующий ЛабЭПОМ ГГФ НГУ

Официальные оппоненты:

Доктор геолого-минералогических наук,

Перепелов Александр Борисович, директор ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Кандидат геолого-минералогических наук,

Козловский Александр Михайлович, ведущий научный сотрудник лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН (г. Москва).

Ведущая организация:

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук (ДВГИ ДВО РАН), г. Владивосток

Защита состоится 19 декабря 2025 года в 14:00 часов в конференц-зале на заседании диссертационного совета 24.1.050.01 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук по адресу: 630090, г. Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГМ СО РАН и на сайте <https://www.igm.nsc.ru/index.php/obrazov/dissovery/d-003-067-03/zashchity>.

Отзыв на автореферат в одном экземпляре, оформленный в соответствии с требованиями Минобрнауки России, просим направлять по адресу: 630090, г. Новосибирск, пр-т ак. Коптюга, 3, Котлярову А.В.

Тел./факс: +7 (383) 373-05-18; +7 (383) 373-05-61, e-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru.

Автореферат разослан «17» ноября 2025 года.

Ученый секретарь диссертационного совета

24.1.050.01, к.г.-м.н.

А.В. Котляров

Введение

Океанические и надсубдукционные магматические комплексы, входящие в состав внутриконтинентальных складчатых поясов, являются важными источниками информации об эволюции палеоокеанов и их активных окраин. Идентификация магматических пород в таких поясах является непростой задачей вследствие их сложно построенной структуры и высокой степени постмагматических изменений. Для разработки достоверных петрологических и тектонических моделей необходимо установить возрастные рубежи магматизма, определить изотопно-геохимический состав пород, условия петрогенезиса, мантийные источники и геодинамические обстановки их формирования.

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) — крупнейший в мире фанерозойский внутриконтинентальный ороген, образовавшийся в ходе эволюции и закрытия Палеоазиатского океана (ПАО) (Zonenshain et al., 1990; Didenko et al., 1994; Buslov et al., 2001; Windley et al., 2007; Safonova et al., 2011a; Kröner et al., 2014 и др.). Во многих сегментах ЦАСП ранее были диагностированы океанические и надсубдукционные магматические комплексы, возраст которых охватывает широкий интервал от неопротерозоя до позднего палеозоя (Jahn et al., 2000; Куренков и др., 2002; Владимиров и др., 2008; Крук и др., 2010; Монгуш и др., 2011; Safonova, Santosh, 2014; Yang et al., 2015; Safonova et al., 2017; Dagva-Ochir et al., 2020; Симонов и др., 2024 и др.), однако раннепалеозойские надсубдукционные магматические комплексы западного сегмента ЦАСП остаются недостаточно изученными.

Раннепалеозойская эволюция западной части ЦАСП связана с развитием Джунгаро-Балхашской ветви ПАО, магматические комплексы которой широко представлены в Центральном Казахстане (Дегтярев, 2012; Степанец, 2015; Pan et al., 2015; Shen et al., 2015 и др.). При этом геохронологические исследования проведены главным образом для гранитоидов, а геохимические, петрогенетические и особенно изотопные исследования магматических пород этого региона по-прежнему весьма ограничены (Дегтярев и др., 2017, 2023; Degtyarev et al., 2020, 2021, 2022 и др.). Данная диссертационная работа посвящена мультидисциплинарному изучению магматических пород Итмурундинской (ИСЗ) и Тектурмасской (ТСЗ) складчатых зон Центрального Казахстана.

Объекты, цели и задачи исследования. Объектами исследования являются интрузивные и эффузивные магматические комплексы, входящие в состав Итмурундинской и Тектурмасской складчатых зон Центрального Казахстана.

Целью исследования является реконструкция происхождения и геодинамических обстановок формирования магматических пород Итмурундинской и Тектурмасской складчатых зон на основе комплексного анализа геологических, петрографических, геохронологических и изотопно-геохимических данных.

Для достижения поставленной цели решались следующие *задачи*:

1. Анализ опубликованных литературных данных и картографических материалов, геологическое изучение, составление геологических схем и разрезов

для ключевых участков ИСЗ и ТСЗ.

2. U-Pb датирование цирконов из магматических пород.

3. Петрографическая и геохимическая характеристика пород.

4. Изотопная характеристика пород для определения типа мантийных источников.

5. Синтез полученных данных и определение геодинамических обстановок формирования магматических пород.

Фактический материал. В основу диссертационной работы положены коллекции образцов, отобранных в ходе экспедиционных работ 2017-2021 гг. с участием автора и сотрудников Лаборатории эволюции палеоокеанов и мантийного магматизма (ЛабЭПОМ) ГГФ НГУ и Лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН. Были составлены геологические разрезы/схемы и отобраны образцы магматических пород для петрографических, геохронологических, геохимических и изотопных исследований.

Методы исследования. Петрографические исследования проводились в Центре пробоподготовки (ЦПП) ЛабЭПОМ ГГФ НГУ методом поляризационной оптической микроскопии. U-Pb датирование проводилось методом масс-спектрометрии на индуктивно-связанной плазме с установкой лазерной абляции (ЛА-ИСП-МС) в Университете Нанкина (Китай) и в Центре коллективного пользования Института геологии и минералогии (ИГМ) им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). Анализ петрогенных компонентов проведен методом рентгено-флуоресцентного анализа (РФА) в ИГМ СО РАН и в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН (г. Екатеринбург). Концентрации редкоземельных и редких элементов определены методом ИСП-МС в ИГМ СО РАН и в ИГГ УрО РАН. Определения изотопных отношений в системах Sm-Nd и Pb-Pb по породе, а также Lu-Hf в цирконах выполнены в ИГГ УрО РАН методами термо-ионной мультиколлекторной масс-спектрометрии и ЛА-ИСП-МС.

Защищаемые положения

1. Итмурундинская складчатая зона (ИСЗ) и Тектурмасская складчатая зона (ТСЗ) сходны по геологическому строению и набору структурно-вещественных комплексов. В обеих зонах представлены две основные группы магматических пород: 1) базальты и андезибазальты в ассоциации с глубоководными океаническими осадками и 2) габбро и вулканические породы в виде отдельных тел и потоков. Основные пики магматизма обеих зон приходятся на средний кембрий и средне-поздний ордовик.

2. В обеих зонах доминируют породы основного состава – базальты, долериты и габбро, также встречаются андезибазальты и андезиты. Для первой группы они представлены высоко- и среднетитанистыми разностями, для второй – низкотитанистыми. Высоко-Ti базальты схожи по составу с базальтами типа OIB. Средне-Ti базальты и габбро близки по составу к базальтам типа N-MORB. Низкотитанистые породы обладают геохимическими характеристиками надсубдукционных серий. Изотопные характеристики показывают, что для всех

пород преобладали изотопно деплетированные мантийные источники; высоко-Тi вулканыты образовались при участии плюмового компонента типа HIMU.

3. Высоко-Тi базальты и андезиты формировались в геодинамической обстановке океанического острова/симаунта, средне-Тi породы – в спрединговой обстановке, а низко-Тi вулканические серии – в обстановке океанической островной дуги. Сходство ассоциаций магматических и осадочных пород, возрастных рубежей магматизма и изотопно-геохимических характеристик магматических пород ИСЗ и ТСЗ свидетельствуют об их формировании в ходе эволюции единой конвергентной окраины тихоокеанского типа.

Научная новизна. Для Итмурундинской складчатой зоны: впервые выделены устойчивые ассоциации магматических и глубоководных осадочных пород океанического происхождения, определен нижнекембрийский возраст диоритов надсубдукционного происхождения в серпентинитовом меланже, определены условия петрогенезиса магматических пород. Для Тектурмасской складчатой зоны: впервые в районе гор Сарытау выделены магматические ассоциации различной геодинамической природы, для Базарбайской подзоны впервые определен верхнеордовикский возраст риолитов. Для магматических пород обеих зон на основании первых Sm-Nd, Pb-Pb и Lu-Hf изотопных данных установлены типы мантийных источников, обосновано сходство низкотитанистой группы вулканических пород с магматическими ассоциациями современной Идзу-Бонинской внутриокеанической островодужной системы. Впервые на основе обширного геологического материала и изотопно-геохимических данных по магматическим породам для ИСЗ и ТСЗ установлено совмещение в пространстве пород, образованных в *разных геодинамических обстановках*: океанического острова/симаунта, срединно-океанического хребта и внутриокеанической дуги; обоснована связь магматических пород обеих складчатых зон с эволюцией единой раннепалеозойской конвергентной окраины тихоокеанского типа.

Теоретическая и практическая значимость результатов. Полученные данные по геологическому положению, составу и возрасту магматических пород Итмурундинской и Тектурмасской складчатых зон Центрального Казахстана в составе как аккреционных, так и надсубдукционных комплексов могут быть использованы при составлении детальных геологических карт, для уточнения методологии поиска и разведки месторождений полезных ископаемых, связанных с конвергентными окраинами тихоокеанского типа, а также для тектонических, палеогеографических и металлогенических реконструкций западной части Палеоазиатского океана в палеозое.

Личный вклад. Автор диссертационной работы принимала участие в полевых исследованиях в ИСЗ в 2017 году. Производила первичную пробоподготовку пород, описывала петрографические шлифы всей коллекции, составляла геохимические диаграммы, выполнила моделирование условий плавления. Принимала участие в U-Pb датировании цирконов, обработала и интерпретировала все полученные геологические, геохронологические и изотопно-геохимические данные.

Апробация работы и публикации. Результаты диссертации были опубликованы в 23 работах, в том числе в 11 статьях в рецензируемых российских и международных журналах, индексируемых в базах данных WoS, Scopus и РИНЦ, а также в 12 материалах конференций, индексируемых в РИНЦ. Результаты исследований были представлены в виде устных докладов на 8 российских и международных конференциях: VII Всероссийская научная конференция с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, 2025); XIX и XXII Всероссийские научные конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2021, 2024); LIII Тектоническое совещание (ГИН РАН, Москва, 2023); VIII Всероссийская конференция с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал» (ИГМ СО РАН, Новосибирск, 2023); II молодежная научная конференция-школа «Геология на окраине континента» (ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, 2022); X International Siberian Early Career GeoScientists Conference (ИГМ СО РАН, Новосибирск, 2022); Всероссийская конференция с международным участием «Динамика и взаимодействие геосфер Земли» (ТГУ, Томск, 2021).

Структура и объём работы. Диссертационная работа состоит из введения, 6 глав и заключения и содержит 185 страниц текста, 60 рисунков, 11 таблиц, список литературы из 423 наименований и приложения, включающего рисунки и таблицы с результатами геохимических исследований.

В *первой главе* представлен обзор основных геохимических и изотопных характеристик пород разных геодинамических обстановок. Во *второй главе* приводится литературный обзор по истории изучения и тектоническому районированию Центрального Казахстана, геологическое строение, литология и стратиграфия ИСЗ и ТСЗ. В *третьей главе* представлены основные теоретические и практические принципы исследования и интерпретации геологических, геохронологических и изотопно-геохимических данных, описаны аналитические методы. В *четвёртой главе* приведены результаты U-Pb датирования цирконов из магматических пород обеих зон. В *пятой главе* даны петрографическая, геохимическая и изотопная характеристики магматических пород. В *шестой главе* обсуждаются условия петрогенезиса, мантийные источники и геодинамические обстановки формирования изученных пород. В заключении представлено краткое обобщение полученных геологических, геохронологических и изотопно-геохимических данных, сформулированы основные выводы.

Благодарности. Работа выполнена на базе ЛабЭПОМ ГГФ НГУ и Лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН. Автор диссертационной работы выражает глубокую признательность за всестороннюю поддержку и неоценимую помощь на всех этапах написания работы своему научному руководителю д.г.-м.н. Сафоновой Инне Юрьевне. Автор искренне благодарна за ценные советы д. г.-м. н. О.М. Туркиной, а также за помощь, советы и поддержку на разных этапах написания работы академику РАН А.И. Ханчуку, члену-корреспонденту РАН А.Э. Изоху, докторам геол.-мин.

наук С.К. Кривоногову, С.В. Хромых, Н.Д. Толстых, кандидатам геол.-мин. наук А.А. Перфиловой, П.Д. Котлеру, И.А. Савинскому, О.Т. Обут, Р.А. Шелепаеву, А. В. Вишневскому, а также сотрудникам ЛабЭПОМ ГГФ НГУ А.К. Крутиковой, И.А. Батаеву, Л.М. Басалаевой. За проведение аналитических работ автор также благодарна к.т.н. Н.Г. Кармановой (ИГМ СО РАН, Новосибирск), к.х.н. И.В. Николаевой (ИГМ СО РАН, Новосибирск), к.х.н. С.В. Палесскому (ИГМ СО РАН, Новосибирск), н.с. Н.Г. Солошенко (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург), м.н.с. А.Б. Карпову (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Автор очень благодарна моральную поддержку всей своей семье.

1. Геологическое строение Итмурундинской и Тектурмасской складчатых зон Центрального Казахстана

Итмурундинская и Тектурмасская складчатые зоны находятся в центральной и северо-западной частях Джунгаро-Балхашской складчатой системы (ДБСС) соответственно (рис. 1). Обе зоны включают аккреционные и надсубдукционные комплексы, сформированные в ходе раннепалеозойской эволюции ПАО.

Итмурундинская складчатая зона (ИСЗ) локализована в ядре Северо-Балхашского антиклинория центральной части ДБСС (Дегтярев, 1999). ИСЗ состоит из тектонических пластин, разделенных разломами и сложенных раннепалеозойскими магматическими, осадочными и метаморфическими породами и породами серпентинитового меланжа (Геологическая..., 1960; Паталаха, Белый, 1981). Магматические породы преимущественно основного состава образуют отдельные тела в составе офиолитовой ассоциации и/или ассоциируют с глубоководными осадочными породами итмурундинской, казыкской и тюретайской свит (прил. 1) средне- позднеордовикского возраста.

Итмурундинская свита (O_2) сложена базальтами, кремнями, кремнистыми алевролитами и аргиллитами, песчаниками (прил. 1). Казыкская свита (O_{2-3}) сложена кремнями, кремнистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями базальтов, песчаниками и гравелитами. Тюретайская свита (O_{2-3}) включает гипербазиты, брекчии, гравелиты, песчаники, алевропесчаники и кремнистые алевролиты. Песчаники всех свит относятся к грауваккам (Перфилова и др., 2022a; Safonova et al., 2022). Возрасты свит определены по конодонтам из кремней и кремнистых туффов (Новикова и др., 1983; Сафонова и др., 2019; Degtyarev et al., 2020) и по возрасту самых молодых цирконов из песчаников (Safonova et al., 2022). В исследованиях группы академика РАН К.Е. Дегтярева (Degtyarev et al., 2020, 2021) также рассматривались следующие свиты: вулканогенная ушбулакская (O_2), кремнисто-туфогенная узунтобекская (O_{2-3}), вулканогенно-осадочные обалинская и джаманшурукская (O_3) и олистостромовая ащиозекская (S_1). В диссертационной работе рассматриваются вулканические породы ИСЗ, отнесенные к итмурундинской и тюретайской свитам. Вулканиды ассоциируют с глубоководными осадочными породами (ленточные кремни, кремнистые аргиллиты и алевролиты) и обломочными породами (песчаники) (Геологическая..., 1960). Также представлены новые

данные по породам габброидных массивов Архарсу и Восточный Архарсу и интрузивным породам среднего-кислого состава, присутствующим в блоках в серпентинитовом меланже Кентерлау (прил. 1).

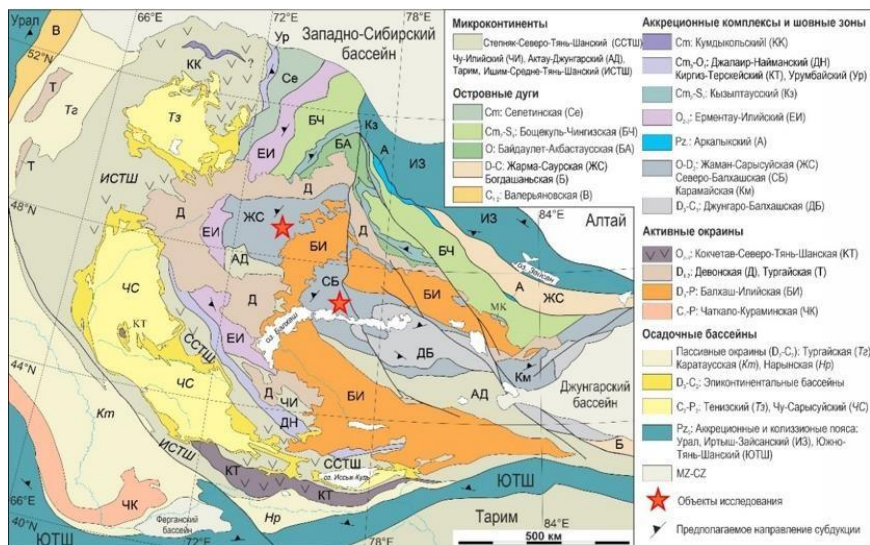


Рис. 1. Тектоническая карта западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса по (Windley et al., 2007).

Тектурмасская складчатая зона (ТСЗ) расположена в северной части Центрального Казахстана и протягивается вдоль субширотной ветви девонского вулканоплутонического пояса (рис. 1). В неё включены породы как океанического, так и островодужного происхождения (Антонюк, 1976; Якубчук, 1991; Дегтярев и др., 2017; Khassen et al., 2020; Гурова и др., 2022). В пределах ТСЗ выделяются четыре структурно-формационные подзоны (с севера на юг): Нуринская, Базарбайская, Тектурмасская и Успенская (прил. 1). Тектурмасская подзона состоит из серпентинитового меланжа с блоками Тортаульской офиолитовой ассоциации и отложений карамурунской, тектурмасской и сарытаусской свит. Возраст карамурунской свиты (O_2kg ; базальты, лавобрекчии с фрагментами кремней и кремнистых сланцев) определен по конодонтам из кремней (Новикова и др., 1983). В состав тектурмасской свиты (O_{2-3tk}) входят ленточные кремни, кремнистые алевролиты и аргиллиты. Возраст свиты определен по конодонтам из кремней (Курковская, 1985). Базарбайская подзона включает породы офиолитовой ассоциации (перидотиты, габбро, долериты) и образования кузекской (O_{2-3kz} ; пиллоу-базальты, лавабрекчии, туфы, кремнистые алевролиты и аргиллиты) и базарбайской (O_3-S_{1bz} ; ленточные кремни, кремнистые аргиллиты, туфы, песчаники) свит. Возраст кузекской свиты определен по радиоляриям, брахиоподам и конодонтам (Новикова и др., 1991), а возраст базарбайской свиты по конодонтам (Герасимова и др., 1992; Degtyarev et al., 2022). Нуринская и Успенская подзоны сложены силурийскими флишевыми толщами, возраст которых определен по U-Pb возрасту обломочных цирконов (Перфилова и др.,

20226). В диссертационной работе представлены данные по магматическим породам основного и среднего состава, относящимся к Тортаульским, Базарбайским и Сарытаусским офиолитам, а также по вулканическим породам в составе карамурунской свиты Тектурмасской подзоны и кузекской свиты Базарбайской подзоны, где они ассоциируют с глубокоководными океаническими осадками и граувакковыми песчаниками в составе турбидитов глубокоководного желоба (Safonova et al., 2025).

2. Возраст магматических пород Итмурундинской и Тектурмасской складчатых зон

Итмурундинская складчатая зона. По данным группы К.Е. Дегтярева (U-Pb датирование цирконов) возраст плагиогранитов из блоков в меланже составляет 498 ± 8 и 476 ± 3 млн лет, т.е. поздний кембрий и ранний ордовик. Возраст плагиогранитов из габброидных массивов Восточный Архарсу и Тесиктас – 520 ± 2 и 531 ± 6 млн лет соответственно (прил. 1; Degtyarev et al., 2021). Соискателем был продатирован роговообманковый диорит из серпентинитового меланжа Кентерлау в западной части зоны (прил. 1). Его средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст составил 502 ± 4 млн лет (прил. 2А), что согласуется с ранее полученным кембрийским возрастом плагиогранита из меланжа (Degtyarev et al., 2021).

Тектурмасская складчатая зона. Ранее были получены данные U-Pb датирования плагиогранита из серпентинитового меланжа Тортаульских офиолитов – 473 ± 2 млн лет и плагиогранита из Базарбайских офиолитов – 453 ± 4 млн лет (Degtyarev et al., 2022), а также плагиогранита островодужных комплексов южной части Тектурмасской подзоны – 537 ± 5 млн лет (Дегтярев и др., 2023). Соискатель продатиовала цирконы из гранита и риолита центральной части Базарбайской подзоны (прил. 1). Их средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты составили 459 ± 3 и 453 ± 3 млн лет соответственно (прил. 2Б, В), что согласуется с возрастaми плагиогранита Базарбайских офиолитов (Degtyarev et al., 2022). Возраст пиллоу-базальтов в ассоциации с глубокоководными осадками определен по микрофауне в последних и укладывается в интервал от среднего до верхнего ордовика и для ИСЗ, и для ТСЗ (см. раздел 1; Safonova et al., 2024, 2025).

Обобщение результатов U-Pb датирования цирконов ИСЗ и ТСЗ из магматических пород (плагиограниты, диорит, гранит и риолит) и детритовых цирконов из граувакковых песчаников итмурундинской, казыкской и тюретайской свит ИСЗ и из ермекской свиты Нуринской подзоны и сарытаусской свиты Успенской зоны ТСЗ показало два основных пика магматизма для обеих зон: на уровне среднего кембрия и средне-позднего ордовика (прил. 2Г).

3. Петрографическая характеристика магматических пород

В обеих зонах широко представлены вулканические, субвулканические и плутонические магматические породы. Среди вулканических преобладают порфировые и афировые базальты и андезибазальты (прил. 3А-Б, Д). Порфировые

разности состоят из тонкозернистого матрикса с вкрапленниками оливина, клинопироксена и плагиоклаза. Основная масса состоит из вулканического стекла, лейст плагиоклаза, микролитов пироксена и рудных минералов. Долериты и габбро (прил. 3В-Г) имеют интерсерральную, долеритовую и микролитовую структуры и состоят из плагиоклаза, пироксена, измененного оливина и магнетита. Андезиты (прил. 3Е) имеют пилотакситовую или гиалопилитовую структуру основной массы с вкрапленниками плагиоклаза. Рудные минералы в базальтах и андезитах представлены идиоморфными зернами предположительно магнетита (0.1–0.3 мм). Диориты (прил. 3Ж) имеют гипидиоморфную, порфиroidную, микрокристаллическую структуры и состоят из плагиоклаза, роговой обманки, клинопироксена, слюд и кварца. Дациты имеют порфировую структуру с редкими вкрапленниками плагиоклаза и идиоморфными кристаллами кварца, структура основной массы фельзитовая. Структура основной массы риолитов (прил. 3З) микрофельзитовая, вкрапленниками являются плагиоклаз, кварц и КПШ. Гранит имеет гипидиоморфную структуру и состоит из плагиоклаза, КПШ, роговой обманки и мелких зерен кварца в интерстициях. Вторичные изменения в виде хлоритизации и эпидотизации характерны для всех разностей. Наиболее распространенными вторичными минералами являются хлорит, эпидот, серпентин, альбит, кальцит и гидроокислы железа. Плагиоклаз часто сосюртитизирован.

4. Геохимическая характеристика магматических пород

Итмурундинская складчатая зона. Среди изученных пород ИСЗ преобладают субщелочные разности. По соотношению суммы щелочей и SiO_2 породы соответствуют базальтам, андезибазальтам и андезитам, в меньшей степени дацитам и риолитам (прил. 4А), а по классификации $\text{SiO}_2 - \text{Nb/Y}$ (Winchester, Floyd, 1977) – субщелочным и щелочным базальтам, андезитам и риолитам (прил. 4Б). На диаграмме $\text{Al} - \text{Fe}_t + \text{Ti} - \text{Mg}$ (Jensen, 1976) все породы относятся к толеитовой серии (прил. 4В). Для основных-средних пород характерны следующие диапазоны содержаний породообразующих окислов: $\text{SiO}_2 = 44.6\text{--}60.0$, $\text{CaO} = 2.2\text{--}11.0$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.5\text{--}17.7$ мас. % при значениях $\text{Mg\#} = 41.2\text{--}64.9$. По содержанию TiO_2 породы были разделены на три группы: высоко-Тi ($\text{TiO}_2 = 2.2\text{--}3.2$ мас. %; базальты и андезибазальты), средне-Тi ($\text{TiO}_2 = 1.4\text{--}2.3$ мас. %; базальты и долериты) и низко-Тi ($\text{TiO}_2 = 0.7\text{--}1.0$ мас. %; базальты, андезиты и их интрузивные разности). Для высоко-Тi пород характерны повышенные концентрации редкоземельных элементов (REE) и Nb, низкие отношения Zr/Nb (3.3–8.7) по сравнению со средне-Тi ($\text{Zr/Nb} = 18.7\text{--}26.8$) и низко-Тi ($\text{Zr/Nb} = 11.3\text{--}41.4$) образцами. Для средне-Тi разностей характерны более высокие содержания MgO (ср. 7.0), чем у высоко- и низко-Тi образцов (ср. 5.6 и 5.5 соответственно). Роговообманковый диорит из меланжа, для которого получен U-Pb возраст (прил. 2А), отнесен к низко-Тi группе ($\text{TiO}_2 = 0.6$ мас.%) и имеет низкое значение Zr/Nb (5.4).

Высоко-Тi группа представлена базальтами и андезибазальтами, для которых характерно обогащение легкими редкими землями $(\text{LREE}; (\text{La/Yb})_N =$

2.6–13.0), а также дифференциация тяжелых REE (HREE; $(\text{Gd/Yb})_N = 1.9\text{--}3.6$; прил. 5А). Их спайдер-диаграммы показывают высокие концентрации редких элементов (прил. 5Б) и положительную аномалию по Nb - $(\text{Nb/Th})_{PM} = 0.8\text{--}1.7$; $(\text{Nb/La})_{PM} = 1.1\text{--}1.4$, что типично для базальтов ОИБ-типа (Sun, McDonough, 1990; Regelous et al., 2003). Также диагностированы высоко-Ti трахиандезит и трахидациит (прил. 4А): $\text{Mg\#} = 12$ и 28 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5.0$ и 13.2 , $\text{CaO} = 2.2$ и 2.3 и $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.4$ и 17.5 мас. %. По отношениям Zr/Nb (5.7 и 12.2), форме и уровню спектров REE и спайдер-диаграмм они схожи с высоко-Ti базальтами (прил. 5А): $(\text{La/Yb})_N = 2.5\text{--}10.2$; $(\text{Gd/Yb})_N = 1.3\text{--}2.9$, $(\text{Nb/Th})_{PM} = 0.7\text{--}1.7$; $(\text{Nb/La})_{PM} = 0.9\text{--}1.4$. Но в отличие от высоко-Ti базальтов для высоко-Ti трахиандезита и трахидациита характерна заметная отрицательная аномалия по Ti ($\text{Ti/Ti}^* = 0.2$) (прил. 5Б).

Средне-Ti образцы характеризуются плоскими до умеренно обедненных в области LREE спектрами REE (прил. 5Б), им не свойственна выраженная дифференциация HREE: $(\text{La/Yb})_N = 0.9\text{--}1.3$; $(\text{Gd/Yb})_N = 1.1\text{--}1.3$. На спайдер-диаграммах они демонстрируют обогащение Nb относительно Th, но не La (прил. 5Г; $(\text{Nb/Th})_{PM} = 1.4\text{--}1.6$; $(\text{Nb/La})_{PM} = 0.7\text{--}0.9$), что характерно для базальтов MORB-типа (Sun, McDonough, 1989).

Низко-Ti группа наиболее разнообразна по геохимическому составу, помимо базальтов, габбро и андезитов к ней относятся и более кислые разновидности: кварцевый диорит и риолиты (прил. 4; $\text{SiO}_2 = 64.1\text{--}75.0$, $\text{TiO}_2 = 0.2\text{--}0.7$ мас. %), для которых характерны $\text{Mg\#}$ от 17 до 60 , $\text{MgO} = 0.4\text{--}5.5$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3.2\text{--}7.4$, $\text{CaO} = 0.9\text{--}4.2$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.6\text{--}13.3$ мас. %. По типам редкоземельных спектров и спайдер-диаграмм вся низко-Ti группа была разделена на три подгруппы (прил. 5Д, Е). Первая подгруппа представлена долеритом, базальтом, андезибазальтом, андезитом и диоритами, которые наиболее деплетированы легкими редкими элементами. Их REE спектры характеризуются слабым обогащением LREE и отсутствием дифференциации HREE: $(\text{La/Yb})_N = 0.9\text{--}1.3$; $(\text{Gd/Yb})_N = 0.5\text{--}0.9$. На спайдер-диаграммах присутствуют отрицательная аномалия по Nb ($(\text{Nb/Th})_{PMcp.} = 0.5$; $(\text{Nb/La})_{PMcp.} = 0.8$) и положительная аномалия по Zr-Hf ($(\text{Zr/Nd})_{PM} = 0.9\text{--}1.8$; $(\text{Hf/Sm})_{PM} = 1.3\text{--}2.2$), что характерно для вулканитов палеогеновой протодачи Идзу-Бонин-Марианской системы (Pearce et al., 1999). Вторая подгруппа включает базальты, андезибазальты и риолит и характеризуется плоскими до умеренно обогащенных LREE спектрами ($(\text{La/Yb})_N = 1.2\text{--}2.0$; $(\text{Gd/Yb})_N = 1.2\text{--}1.4$), на их спайдер-диаграммах фиксируются минимумы по Nb, Ti и Zr-Hf: $(\text{Nb/Th})_{PMcp.} = 0.2$, $(\text{Nb/La})_{PM} = 0.3$; $\text{Ti/Ti}^*_{cp.} = 0.7$; $(\text{Zr/Nd})_{PMcp.} = 0.5$; $(\text{Hf/Sm})_{PMcp.} = 0.8$. Похожие спектры характерны для толеитовых базальтов современной Идзу-Бонинской дуги (Pearce et al., 1999). Для третьей подгруппы (габбро, базальты и риолиты) характерны редкоземельные спектры с сильным обогащением LREE ($(\text{La/Yb})_N = 2.2\text{--}9.0$) и более дифференцированными HREE ($(\text{Gd/Yb})_N = 1.0\text{--}2.3$), их спайдер-диаграммы с выраженными минимумами Nb, Ti и Zr-Hf: $(\text{Nb/Th})_{PMcp.} = 0.1$, $(\text{Nb/La})_{PM} = 0.2$; $\text{Ti/Ti}^*_{cp.} = 0.5$; $(\text{Zr/Nd})_{PMcp.} = 0.4$; $(\text{Hf/Sm})_{PMcp.} = 0.6$. По форме и уровню спектров эта подгруппа схожа с современными базальтами Марианской дуги (Pearce et al., 1999). Таким образом, на спайдер-диаграммах для всех низко-Ti пород четко фиксируется отрицательная аномалия по Nb (прил. 5Е), что является геохимическим признаком формирования пород в надсубдукционных

обстановках (Pearce, 1982; Briquieu et al., 1984).

Тектурмасская складчатая зона. Магматические породы ТСЗ представлены субщелочными разновидностями и щелочными базальтами, трахиандезитом и трахидацитом (Winchester, Floyd, 1977; Le Maitre et al., 2002; прил. 4А-Б) и относятся к толентовой серии (прил. 4В; Jensen, 1976).

Преобладающими породами ТСЗ являются базальты, андезибазальты, долериты и габбро ($\text{SiO}_2 = 44.2\text{--}57.3$ мас. %). Для них характерны значения $\text{Mg\#}$ от 24 до 71 при $\text{MgO} = 2.5\text{--}13.4$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 8.6\text{--}17$ мас. %. В породах отмечается широкий интервал значений TiO_2 ($0.5\text{--}2.6$ мас. %), CaO ($2.2\text{--}15.1$ мас. %) и Al_2O_3 ($11.8\text{--}18.3$ мас. %). Также как и для ИСЗ среди образцов выделяются три группы: высоко- Ti ($\text{TiO}_2 > 2.1$ мас. %; базальты), средне- Ti ($\text{TiO}_2 = 1.1$ мас. %; габбро) и низко- Ti ($\text{TiO}_2 = 0.3\text{--}1.2$ мас. %; базальты, андезиты и их интрузивные аналоги). Высоко- и средне- Ti разности характеризуются более низким содержанием $\text{MgO}_{\text{ср}}$ (5.8 мас. %) по сравнению с низко- Ti разновидностями (6.3 мас. %). Высоко- Ti разновидности характеризуются самыми низкими значениями Zr/Nb ($2.7\text{--}6.3$) по сравнению со средне- (22.5) и низко- Ti ($20.0\text{--}82.6$).

На спектрах REE для высоко- Ti базальтов (прил. 5А) отмечается обогащение LREE и дифференциация HREE: $(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 4.1\text{--}7.3$, $(\text{Gd/Yb})_{\text{N}} = 2.2\text{--}2.7$. Их спайдер-диаграммы характеризуются положительными аномалиями по Nb, $(\text{Nb/Th})_{\text{PM}} = 1.3\text{--}2.5$; $(\text{Nb/La})_{\text{PM}} = 1.0\text{--}1.7$ (прил. 5Б), что типично для большинства базальтов OIB-типа (Sun, McDonough, 1989; Regelous et al., 2003; Safonova, Santosh, 2014). В высоко- Ti группе также диагностированы трахиандезибазальт, андезит, трахиандезит и трахит (прил. 4А; $\text{SiO}_2 = 52.8\text{--}59.6$, $\text{TiO}_2 = 1.1\text{--}2.2$ мас. %), характеризующиеся $\text{Mg\#} = 26\text{--}41$ при $\text{MgO} = 1.1\text{--}4.0$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3.8\text{--}12$ мас. %, низким содержанием CaO ($1.4\text{--}3.7$ мас. %) и средним/высоким содержанием Al_2O_3 (14.3 до 19.1 мас. %). REE спектры высоко- Ti средне-кислых разностей близки по форме и концентрациям к OIB (прил. 5А), т.е. обогащены в области LREE и дифференцированы в области HREE: $(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 3.6\text{--}11.8$; $(\text{Gd/Yb})_{\text{N}} = 1.5\text{--}2.5$. На спайдер-диаграммах (прил. 5Б) для них наблюдается положительная аномалия по Nb и отрицательная по Ti: $(\text{Nb/Th})_{\text{PM}} = 1.3\text{--}1.8$; $(\text{Nb/La})_{\text{PM}} = 1.4\text{--}2.4$; $\text{Ti/Ti}^* = 0.2\text{--}0.6$. Подобно высоко- Ti базальтам они имеют низкие отношения Zr/Nb ($3.3\text{--}6.1$).

На спектре REE для средне- Ti образца (габбро; прил. 5В) видно умеренное обеднение в области LREE и отсутствие дифференциации в области HREE: $(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 0.7$, $(\text{Gd/Yb})_{\text{N}} = 1.1$. Спайдер-диаграммы низко- Ti габбро демонстрируют обогащение Nb относительно Th, но не La ($(\text{Nb/Th})_{\text{PM}} = 2.1$; $(\text{Nb/La})_{\text{PM}} = 1.1$), что характерно для N-MORB (Sun, McDonough, 1989; прил. 5Г).

Низко- Ti породы ТСЗ характеризуется разнообразностью спектров редких элементов (прил. 5Ж, 3), для них были выделены три подгруппы. Первая подгруппа (габбро, долериты и андезибазальты) характеризуется от плоских до умеренно обогащенных LREE спектрами со слабой дифференциацией HREE: $(\text{La/Yb})_{\text{Ncp.}} = 1.7$; $(\text{Gd/Yb})_{\text{Ncp.}} = 1.3$. На спайдер-диаграммах они демонстрируют обеднение Nb, но не Zr-Hf и Ti: $(\text{Nb/Th})_{\text{PMcp.}} = 0.4$; $(\text{Nb/La})_{\text{PMcp.}} = 0.4$, $(\text{Zr/Nd})_{\text{PMcp.}} = 1.2$; $(\text{Hf/Sm})_{\text{PMcp.}} = 1.1$; $\text{Ti/Ti}^*_{\text{cp.}} = 1.0$. Вторая подгруппа (габбро, долериты, базальты и андезиты) характеризуются умеренно обогащенными LREE и

дифференцированными HREE спектрами: $(\text{La/Yb})_{\text{Нср.}} = 2.4$; $(\text{Gd/Yb})_{\text{Нср.}} = 1.4$. Их спайдер-диаграммы демонстрируют заметное обеднение Nb, Ti и Zr-Hf: $(\text{Nb/Th})_{\text{Пср.}} = 0.3$; $(\text{Nb/La})_{\text{Пср.}} = 0.4$; $\text{Ti/Ti}^*_{\text{ср.}} = 0.8$; $(\text{Zr/Nd})_{\text{Пср.}} = 0.8$; $(\text{Hf/Sm})_{\text{Пср.}} = 0.9$. Третья подгруппа включает дацит, риолит и гранит ($\text{SiO}_2 = 67.5\text{--}75.0$; $\text{TiO}_2 = 0.3\text{--}0.6$ мас. %) и характеризуется $\text{MgO} = 0.7\text{--}2.8$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3.3\text{--}5.6$ (что дает $\text{Mg\#}$ от 24 до 51), $\text{CaO} = 0.1\text{--}0.8$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.0\text{--}13.5$ мас. %. Данная подгруппа наиболее обогащена всеми редкими элементами и не демонстрирует дифференциацию HREE: $(\text{La/Yb})_{\text{Н}} = 1.4\text{--}1.8$; $(\text{Gd/Yb})_{\text{Н}} = 0.91\text{--}0.95$. На спайдер-диаграммах для неё проявлены отрицательные аномалии по Nb и Ti, но положительные по Zr-Hf: $(\text{Nb/La})_{\text{П}} = 0.2\text{--}0.3$; $(\text{Nb/Th})_{\text{П}} = 0.2\text{--}0.3$, $\text{Ti/Ti}^* = 0.1\text{--}0.2$, $(\text{Zr/Nd})_{\text{Пср.}} = 1.7$; $(\text{Hf/Sm})_{\text{Пср.}} = 2.0$. Таким образом, спайдер-диаграммы всех низко-Ti пород демонстрируют обеднение Nb, что предполагает их надсубдукционную природу.

5. Изотопная характеристика магматических пород

Итмурундинская складчатая зона. Средне-Ti и низко-Ti образцы имеют более высокие средние значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5130 и 0.5129), чем высоко-Ti разности ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{ср.}} = 0.5127$). Все породы характеризуются положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ (прил. 6А). Для высоко-Ti базальтов характерны значения от самых низких до средних ($\epsilon\text{Nd}(t) = +4.8\text{...}+6.3$). Самые высокие значения, близкие к DM, наблюдаются у средне-Ti образцов ($+4.7\text{...}+7.6$). Для низко-Ti пород характерны значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ от +5.0 до +6.2. Все это указывает на большую деплетированность источников средне- и низко-Ti образцов в сравнении с высоко-Ti. Низко-Ti диорит с возрастом 502 млн лет имеет самые низкие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5126) и самое низкое значение $\epsilon\text{Nd}(t) = +4.0$.

Различия в изотопной системе Pb-Pb следующие: для высоко-Ti пород $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.52\text{--}19.57$, для средне-Ti – 18.13–19.35, а для низко-Ti – 18.10–19.75. Также высоко-Ti образцы имеют наиболее высокие средние значения отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.67), чем для средне- и низко-Ti (15.54 и 15.59 соответственно). На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (прил. 6Б) точки составов исследуемых пород лежат выше линии NHRL, попадая в поля современных океанических базальтов (Stracke et al., 2005). Источники всех групп пород имели некоторое количество корового Pb, но для высоко-Ti пород это наиболее характерно.

Тектурмасская складчатая зона. Для низко-Ti образцов характерны более высокие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5128–0.5130), чем для высоко-Ti (0.5124–0.5126), но все образцы имеют положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$. Самые высокие значения у низко-Ti риолита (+10.8) и средне-Ti габбро (+8.0), что указывает на их сильно деплетированный мантийный источник. Для других низко-Ti пород значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ от +6.0 до +7.8. Высоко-Ti образцы имеют самый широкий диапазон $\epsilon\text{Nd}(t)$ (+2.0...+6.7), что типично для лав OIB-типа (Zindler, Hart, 1986; Safonova et al., 2011b, c, 2015, 2020; прил. 6В).

Для высоко-Ti образцов характерны значения отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 19.2 до 20.3, для средне-Ti габбро – 18.9, а для низко-Ti пород – от 19.1 до 22.3. Самое высокое значение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (22.8) у высоко-Ti трахита. На диаграмме

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ к $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ высоко-Тi базальты лежат в поле OIB, средне-Тi габбро ближе к полю MORB, а часть низко-Тi пород в поле островодужных пород (прил. 6Г). Часть низко-Тi пород и высоко-Тi трахит имеют завышенные значения радиогенного свинца, что может быть результатом обогащения исходных расплавов субдущированным коровым материалом. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ к $\varepsilon\text{Nd}(t)$ высоко-, средне- и низко-Тi базальты располагаются между точками PM, DM и HIMU, а высоко-Тi трахит – вблизи HIMU (прил. 6Д).

Отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в цирконах из риолита варьируют от 0.283012 до 0.283055; для них характерны высокие положительные значения $\varepsilon\text{Hf}(t)$ от +17.6 до +19.3 (прил. 6Е). Такие высокие значения ранее были зафиксированы и в породах Идзу-Бонинской океанической дуги, источником которых являлась сильно истощенная гарцбургитовая мантия (Straub et al., 2010).

6. Петрогенезис и геодинамические обстановки формирования магматических пород ИСЗ и ТСЗ

Высоко-Тi, средне-Тi и низко-Тi группы магматических пород были выделены и в ИСЗ, и в ТСЗ. Различный химический состав предполагает разные сценарии процессов фракционной кристаллизации исходных расплавов для каждой группы. Для высоко-Тi базальтов предполагается фракционирование оливина и/или ортопироксена по присутствию вкрапленников этих минералов и отрицательным трендам на графиках SiO_2 и Fe_2O_3 к MgO . Отсутствие заметного минимума по Eu на редкоземельных спектрах исключает фракционирование плагиоклаза (прил. 5А). Для более кислых высоко-Тi разностей по присутствию на спайдер-диаграммах минимумов по Тi предполагается фракционирование Fe-Тi оксидов (прил. 5Б). Для средне-Тi базальтов отмечается корреляционный тренд на графике CaO к MgO , что подразумевает фракционирование клинопироксена, но не плагиоклаза из-за отсутствия минимума по Eu на спектрах REE (прил. 5В). Минимумы по Тi указывают на фракционирование Fe-Тi оксидов (прил. 5Г). Для низко-Тi разновидностей характерны широкий диапазон содержаний MgO , а также тренды на графиках MgO к SiO_2 и Fe_2O_3 , что предполагает фракционирование оливина/ортопироксена для базальтов и андезибазальтов. Отрицательные аномалии по Тi на спайдер-диаграммах (прил. 5Е, 3) и широкий разброс значений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (13.9–92.7 для ИСЗ; 11.1–38.7 для ТСЗ) предполагают фракционирование Fe-Тi оксидов. Фракционирование клинопироксена предполагается по трендам на графиках $\text{MgO}-\text{CaO}$, а плагиоклаза – по отрицательной аномалии по Eu на спектрах REE для андезитов и риолитов ($\text{Eu}/\text{Eu}^*\text{cr} = 0.8$ для ИСЗ и 0.6 для ТСЗ).

Высоко-Тi базальты характеризуются обогащением LREE, максимумами по Nb на спайдер-диаграммах, низкими отношениями Zr/Nb , что в совокупности характерно для базальтов типа OIB. Дифференцированные HREE и минимумы по Y предполагают их происхождение из гранат-содержащего мантийного источника (Hirschman, Stolper, 1996). Средние до высоких положительные значения $\varepsilon\text{Nd}(t)$ и повышенные относительно средне-Тi пород отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ указывают на компоненты DM и HIMU в исходных магмах (Zindler,

Hart, 1986). Более кислые высоко-Ti разности также характеризуются повышенными концентрациями REE и HFSE и спектрами близкими к OIB, но с минимумами по Ti. Их изотопные характеристики в системах Sm-Nd и Pb-Pb указывают на такой же смешанный источник (DM и HIMU), что и для высоко-Ti базальтов. На диаграмме Nb/Yb – Th/Yb (Pearce, 2008; прил. 7А) все высоко-Ti разности находятся в пределах мантийного тренда близко к точке OIB или немного выше него возле базальтов и андезита внутриплитных океанических островов Тристан-да-Кунья (Weit et al., 2017), а на диаграмме TiO₂/Yb – Th/Nb в поле OIB (Pearce et al., 2021).

Средне-Ti базальты и габбро по составу близки к средним N-MORB (Sun, McDonough, 1989; прил. 5Б, Е). Они характеризуются средними отношениями концентраций Zr/Nb (18.7–22.5), самыми высокими значениями εNd(t) и самыми низкими значениями ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, что указывает на деплетированный источник типа DM (прил. 6). На диаграмме Nb/Yb – Th/Yb средне-Ti породы попадают в поле мантийного тренда возле точки MORB, а на диаграмме TiO₂/Yb – Th/Nb в поле MORB (прил. 7Б).

Точки составов низко-Ti пород на диаграммах Пирса (Pearce, 2008; Pearce et al., 2021) располагаются выше линии мантийного тренда в области вулканической дуги (прил. 7А) и в поле субдукционно-модифицированной литосферной мантии (прил. 7Б). Источники этих пород изотопно деплетированы (прил. 7), а выделенные подтипы спектров редких элементов отражают эволюцию единой островодужной системы, как это было описано для Идзу-Бонин-Марианской дуги (Pearce, 1999).

Для уточнения типа мантийных источников базальтов ИСЗ и ТСЗ и степени их плавления было проведено моделирование в системе Nb – Nb/Yb с помощью уравнения для немодального плавления порций (Albarède, 1995). Проведено моделирование плавления (прил. 7В) из примитивных (гранатовый перидотит и шпинелевый лерцолит) и деплетированных по Nb (шпинелевый лерцолит) мантийных источников с модальными составами из (Pfandler et al., 2002). Результаты моделирования показали, что высоко-Ti базальты могли образоваться при низких степенях частичного плавления (до 4 %) гранатового перидотита с содержанием граната от 1 до 5%. Средне-Ti габбро и базальты образовались при средних (до 10%) степенях плавления деплетированного шпинелевого лерцолита. Базальты низко-Ti группы можно получить при высоких степенях плавления (более 15%) примитивного или деплетированного мантийного источника.

Структурная позиция, характер взаимоотношений с окружающими породами и изотопно-геохимические характеристики магматических пород ИСЗ и ТСЗ указывают на их образование в различных геодинамических обстановках (табл. 1). Сосуществование тектонически смещенных пород разного происхождения характерно для многих складчатых поясов тихоокеанского типа (Maruyama et al., 1997, 2018; Utsunomiya et al., 2009; Safonova et al., 2011b, 2012, 2020; Dagva-Ochir et al., 2020 и др.). Наиболее типичные геодинамические обстановки формирования пород складчатых поясов тихоокеанского типа – океанические и надсубдукционные.

Океанические обстановки. Высоко-Ti породы обычно ассоциируют с глубокоководными океаническими осадками и вулканокластическими породами, что предполагает их формирование на океанических поднятиях. Изотопно-геохимические характеристики предполагают их сходство с базальтами типа OIB, а на дискриминационных диаграммах (Mullen, 1983; Wood et al., 1979) точки составов всех высоко-Ti пород располагаются в полях толеитов и щелочных базальтов океанических островов или внутриплитных толеитов и щелочных базальтов (прил. 7Г, Д), то есть они могли быть образованы в обстановках океанического острова/симаунта (прил. 8).

Средне-Ti породы MORB-типа редко встречаются в складчатых поясах тихоокеанского типа, поскольку они обычно субдуцируют обратно в мантию (Safonova et al., 2025), поэтому и количество образцов пород с составом близким к MORB весьма ограничено и в ИСЗ, и в ТСЗ. Изотопно-геохимические характеристики средне-Ti пород обеих зон указывают на деплетированный мантийный источник, что типично для базальтов срединно-океанических хребтов (White et al., 1987; Bezard et al., 2016). На дискриминационных диаграммах их точки составов располагаются в полях MORB (прил. 7Г, Д; прил. 8).

Таблица 1. Сравнение возрастных и ключевых геохимических характеристик магматических пород Итмурундинской и Тектурмасской складчатых зон

	Итмурундинская зона				Тектурмасская зона			
dZr	Главные пики: 476 и 456 млн лет; MDA = 442 и 439 млн лет				Главные пики: 510 и 450 млн лет; MDA = 439 и 437 млн лет			
mZr	531-520**, 502*-498**, 476** млн лет				537**, 473*, 458-452* млн лет			
Группа пород	Высоко-Ti баз.	Высоко-Ti анд.	Средне-Ti баз.	Низко-Ti пор.	Высоко-Ti баз-ты	Высоко-Ti анд.	Средне-Ti габбро	Низко-Ti пор.
TiO_{2cp}	2.6	1.9	1.7	0.5	2.4	1.7	1.1	0.8
ΣREE_{cp}	138	259	71	35	69	254	34	48
Nb аном-я	полож.	полож.	нейтр.	отриц.	полож.	полож.	нейтр.	отриц.
εNd(t)_{cp}	+4.7	+6.2	+6.7	+6.2	+5.1	+3.4	+8	+7.6
εHf(t)_{cp}	—	—	—	—	—	—	—	+18
²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb	19.0	—	18.6	18.8	19.8	22.8	18.9	20.7
²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb	15.7	—	15.5	15.6	15.6	15.8	15.6	15.7
Мантийные источники	NIMU + DM		DM	DM	NIMU + DM		DM	DM
Геодинам-е обстановки	Океанический остров/симаунт		СОХ	ОД	Океанический остров/симаунт		СОХ	ОД

СОХ – срединно-океанический хребет; ОД – океаническая дуга. dZr – U-Pb возраст детритовых цирконов из песчаников, (ИСЗ: Safonova et al., 2022; ТСЗ: Перфилова и др., 2022а, б), mZr – U-Pb возраст цирконов из магматических пород (*Safonova et al., 2020, 2025; **Degtyarev et al., 2021, 2022, Дегтярев и др., 2023); MDA (maximum depositional age) – нижняя граница осадконакопления; баз. – базальты, анд. – андезиты.

Надсубдукционные обстановки. Низко-Ti группа пород образует серию от базальтов до риолитов. Для них характерны геохимические признаки, предполагающие процессы кристаллизационной дифференциации и деплетированность HFSE, что характерно для надсубдукционных магматических серий. На дискриминационных диаграммах низко-Ti базальты и андезибазальты располагаются в полях островодужных толеитов и известково-щелочных базальтов (прил. 7Г, Д). Изотопные характеристики в системах Sm-Nd и Lu-Hf

указывают на их образование из истощенного мантийного источника, что характерно для пород внутриокеанических дуг (прил. 8), а изотопия Pb отличает источники низко-Ti пород от средне-Ti (MORB-тип) более высокими значениями отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, что типично для континентальной коры. Существование ордовикских внутриокеанических дуг в ИСЗ и ТСЗ подтверждается и унимодальным характером распределений U-Pb возрастов обломочных цирконов из граувакковых песчаников обеих зон (прил. 8; Перфилова и др., 2022а, б; Safonova et al., 2022).

Заключение

Проведенные соискателем геологические, геохронологические, петрографические и изотопно-геохимические исследования магматических пород Итмурундинской и Тектурмасской складчатых зон Центрального Казахстана позволили определить их возраст и состав, установить тип мантийных источников и реконструировать геодинамические обстановки их формирования. Геологическое изучение магматических комплексов ИСЗ и ТСЗ показало, что они представлены вулканическими разновидностями как в ассоциации с глубокоководными океаническими осадками (кремнями, кремнистыми аргиллитами и алевролитами), так и в виде отдельных потоков и выходов. Плутонические породы встречаются, как правило, в виде массивов и блоков в серпентинитовом меланже. Новые данные U-Pb датирования цирконов из диорита меланжа Кентерлау ИСЗ (502 ± 4 млн лет) и риолита и гранита Базарбайской подзоны ТСЗ (452 ± 3 и 459 ± 3 млн лет) согласуются с ранее полученными изотопно-геохронологическими данными.

Среди изученных магматических пород и ИСЗ, и ТСЗ преобладают базальты, андезибазальты, долериты и габбро, реже встречаются диориты/граниты и дациты/риолиты. По содержанию TiO_2 и редких элементов породы и ИСЗ, и ТСЗ были разделены на 3 группы: высоко-Ti, средне-Ti и низко-Ti. Для высоко-Ti базальтов характерны обогащение в области LREE и дифференциация в области HREE на редкоземельных спектрах, положительная аномалия по Nb на спайдер-диаграммах, а также умеренно положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ и высокие отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Такие геохимические и изотопные характеристики типичны для базальтов внутриплитных океанических островов OIB-типа. Высоко-Ti породы средне-кислого состава (трахиандезиты, трахидацит, трахит) имеют близкие к базальтам геохимические и изотопные характеристики, а именно обогащение LREE и HFSE с максимумом по Nb, положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ и также повышенные значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Средне-Ti магматические породы распространены в меньшей степени. Для таких базальтов и габбро характерны плоские до обедненных LREE спектры, близкие по форме и уровню концентраций к N-MORB. На спайдер-диаграммах для средне-Ti пород отмечается обогащение Nb относительно Th, но не La. Для них зафиксированы самые высокие значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ – близкие к DM. Все эти характеристики свойственны базальтам типа N-MORB.

Для низко-Ti пород отмечаются пологие до умеренно обогащенных LREE

спектры, выраженный минимум по Nb и положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$. Риолит ТСЗ характеризуется крайне высокими значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконах, что характерно для современных островных дуг.

Моделирование в системе Nb – Nb/Yb для базальтов и габбро ИСЗ и ТСЗ показало, что высоко-Ti группа базальтов образовалась при низких степенях плавления источника, содержащего гранатовый перидотит. Средне-Ti габбро и базальты образовались при умеренных степенях плавления деплетированного шпинелевого лерцолита. Базальты низко-Ti группы можно получить при высоких степенях плавления деплетированного мантийного источника, подобного таковому для пород Идзу-Бонинской внутриокеанической островодужной системы.

Синтез геологических и изотопно-геохимических данных по магматическим породам ИСЗ и ТСЗ указывает, что образование высоко-Ti пород происходило в обстановках океанического острова/симаунта, средне-Ti – в спрединговых океанических обстановках, а низко-Ti – в обстановках океанической островной дуги. Сходство геолого-структурной позиции, возрастных рубежей, а также петрографических и изотопно-геохимических характеристик магматических пород ИСЗ и ТСЗ предполагает, что их образование связано с раннепалеозойской субдукцией Палеоазиатского океана и эволюцией единой активной окраины. Образованные при этом раннепалеозойские аккреционные и надсубдукционные комплексы были разделены более поздними разрывными нарушениями.

Список опубликованных работ

Список основных публикаций автора по теме диссертации

- 1) **Гурова А.В.**, Сафонова И.Ю., Савинский И.А., Антонюк Р.М., Орынбек Т.Ж., 2022. Магматические породы Тектурмасского аккреционного комплекса, Центральный Казахстан: геологическая позиция и геодинамические обстановки формирования. Геодинамика и тектонофизика 13 (5), 0673.
- 2) Safonova I., **Gurova A.**, Perfilova A., Xiao W., Kotler P., Selmann R., Soloshenko N., Dolgoplova A., 2025. Magmatic complexes of the Tekturmas Fold-and-Thrust Belt, Central Kazakhstan: An overview and new implications for the early Paleozoic evolution of the Paleo-Asian Ocean. Earth-Science Reviews 265, 105120.
- 3) Safonova I., Ren X., **Gurova A.**, Li Y., Perfilova A., Dong Y., Krutikova A., Turkina O., Gan B., Pei Q., Krivonogov S., 2025. Neoproterozoic gabbro and diorites of the Tianquan Valley, Longmenshan Orogenic Belt, SW China: U-Pb ages, petrogenesis and tectonic settings. Lithosphere (in press).
- 4) Сафонова И.Ю., Антонюк Р.М., **Гурова А.В.**, Калугин В.М., Савинский И.А., Внуковский А.П., Орынбек Т.Ж., 2022. Геологическое строение и медное оруденение Тектурмасского офиолитового пояса и смежных территорий Центрального Казахстана. Литосфера 22 (4), 472-496.
- 5) Perfilova A.A., Сафонова И.Ю., **Гурова А.В.**, Котлер П.Д., Савинский И.А., 2022. Тектонические обстановки образования вулканических и осадочных

пород Итмурундинской зоны центрального Казахстана. Геодинамика и тектонофизика 13 (1), 0572.

6) Khromykh S.V., Izokh A.E., **Gurova A.V.**, Cherdantseva M.V., Savinsky I.A., Vishnevsky A.V., 2019. Syncollisional gabbro in the Irtysh shear zone, Eastern Kazakhstan: Compositions, geochronology, and geodynamic implications. Lithos 346-347, 105144.

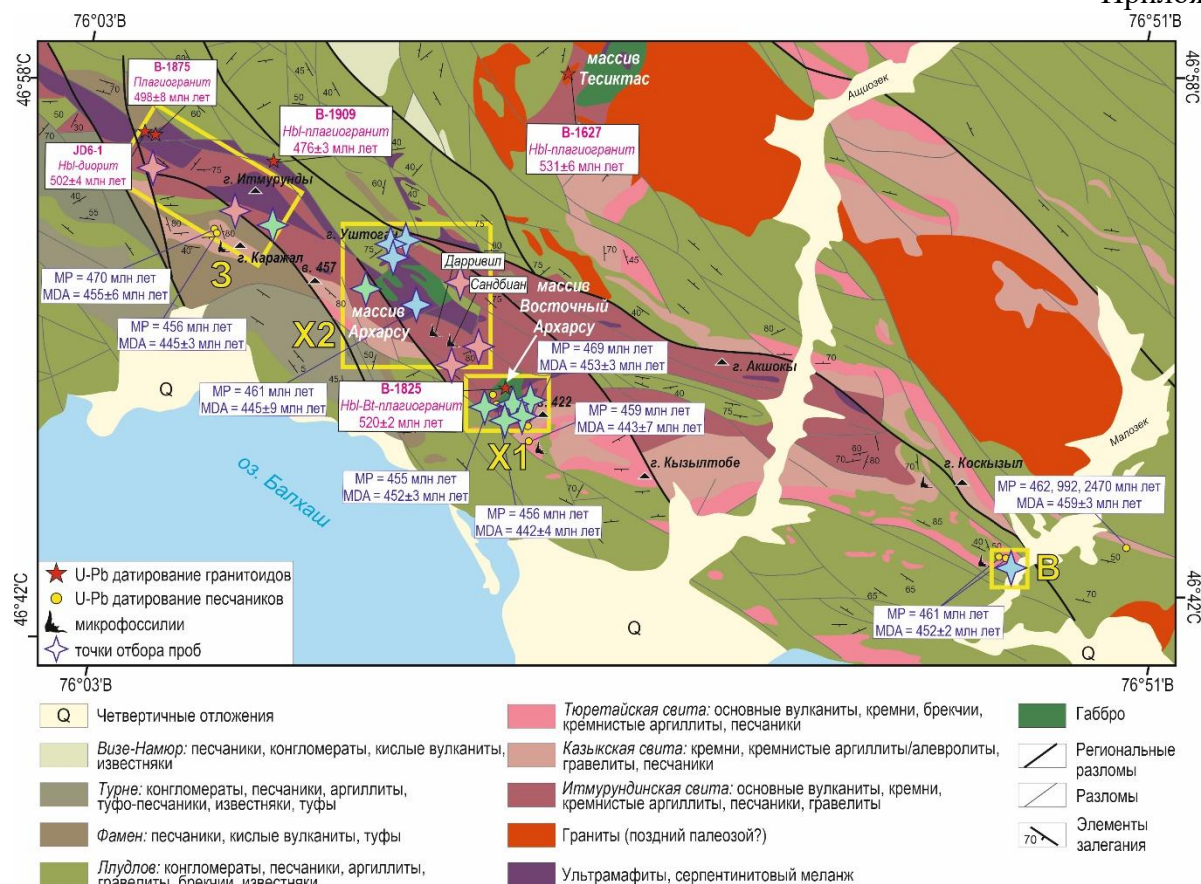
7) Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Obut O., **Gurova A.**, Krivonogov S., 2024. A new tectonic model for the Itmurundy zone, central Kazakhstan: linking ocean plate stratigraphy, timing of accretion and subduction polarity. Geoscience Frontiers 15, 101814.

8) Khassen B.P., Safonova I.Y., Yermolov P.V., Antonyuk R.M., **Gurova A.V.**, Obut O.T., Perfilova A.A., Savinskiy I.A., Tsujimori T., 2020. The Tekturmas ophiolite belt of central Kazakhstan: Geology, magmatism, and tectonics. Geological Journal, 1-20.

9) Safonova, I., Savinskiy, I., Perfilova, A., **Gurova, A.**, Maruyama, S., Tsujimori, T., 2020. The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks. Gondwana Research 79, 49-69.

10) Khromykh, S. V., Semenova, D. V., Kotler, P. D., **Gurova, A. V.**, Mikheev, E. I., Perfilova, A. A., 2020. Orogenic Volcanism in Eastern Kazakhstan: Composition, Age, and Geodynamic Position. Geotectonics 54(4), 510-528.

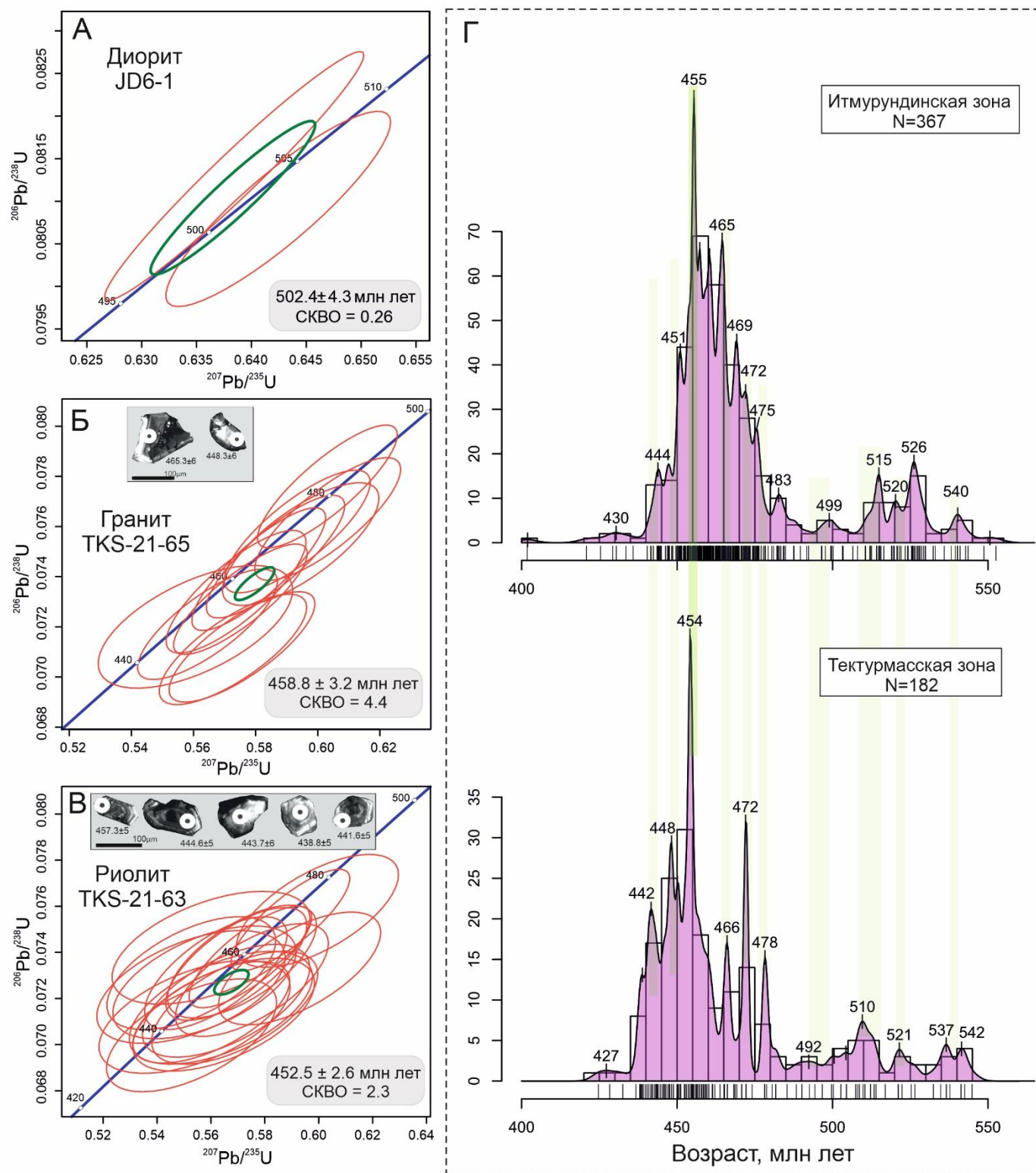
11) Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А., Чёрный Р.И., Петренко Н.А., **Гурова А.В.**, Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривоногов С.К., Маруяма Ш., 2019. Итмурундинский аккреционный комплекс (северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение. Тихоокеанская геология 38 (3), 102-117.



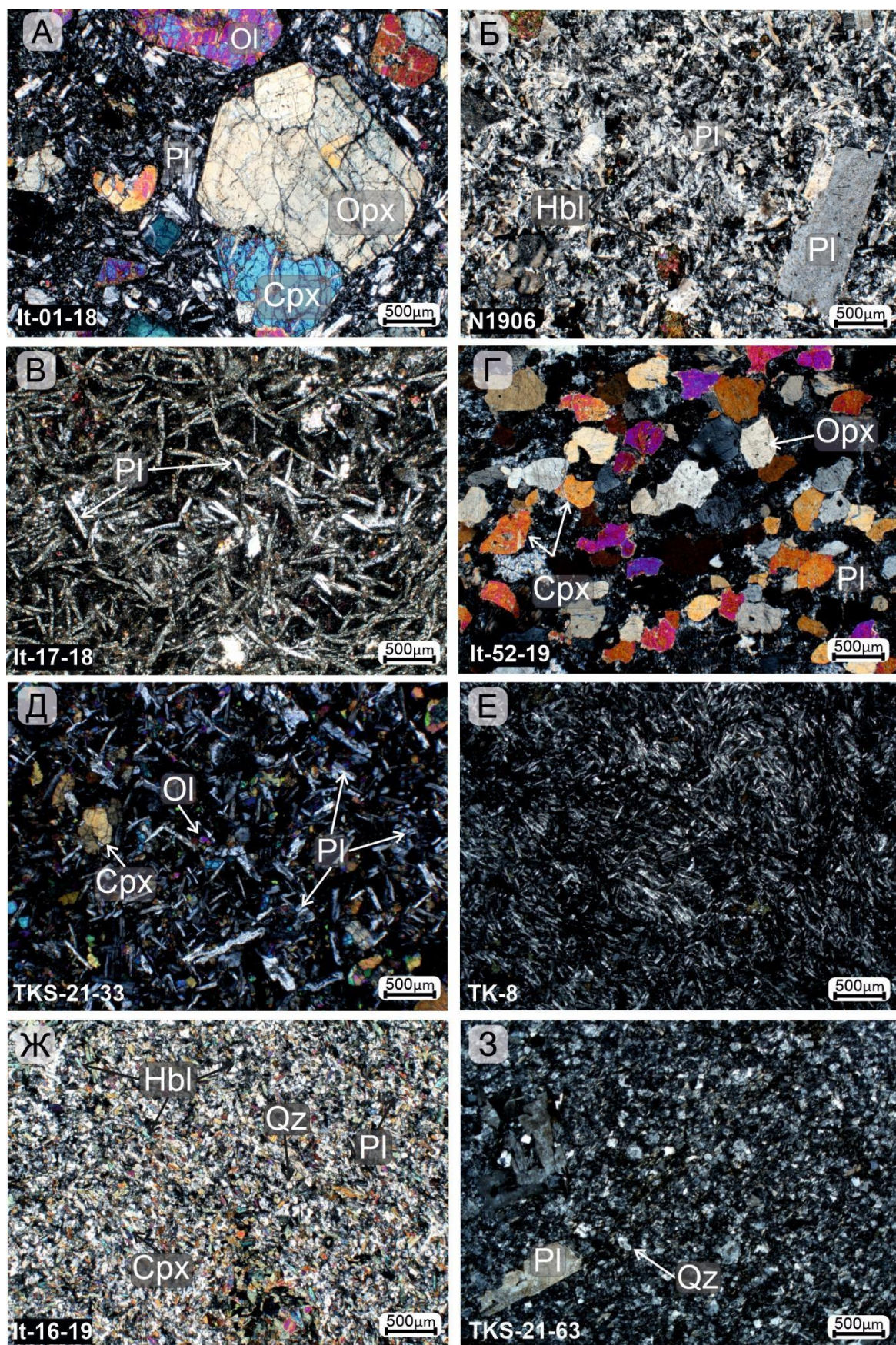
Фрагмент геологической карты СССР, масштаб 1:200 000, серия Прибалхашская, лист L-43-XI (Геологическая..., 1960). Желтые прямоугольники – участки отбора проб: З – Западный; В – Восточный; X1 – Хорс-1; X2 – Хорс-2.



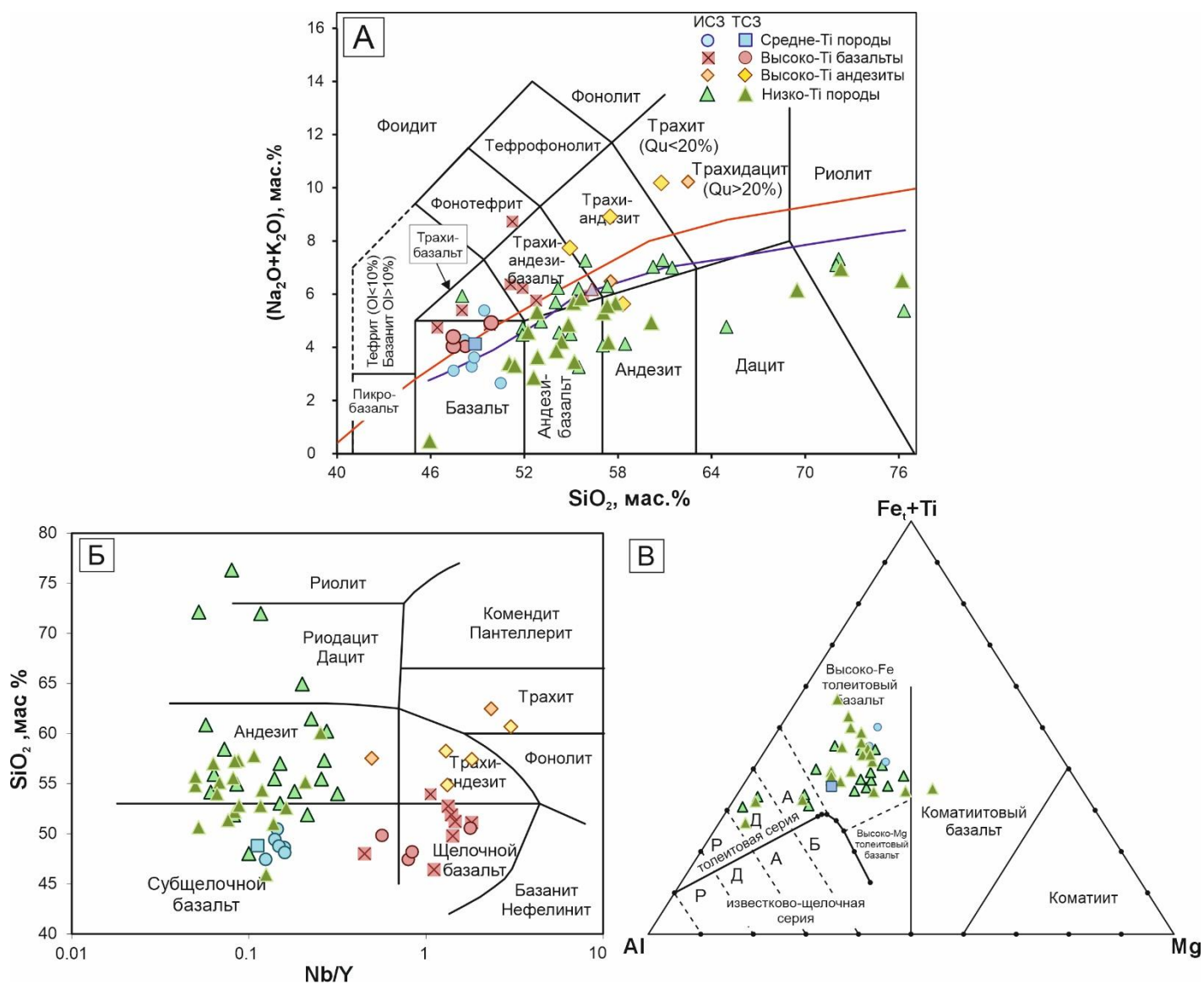
Геологическая схема Тектурмасской складчатой зоны по (Degtyarev et al., 2022).



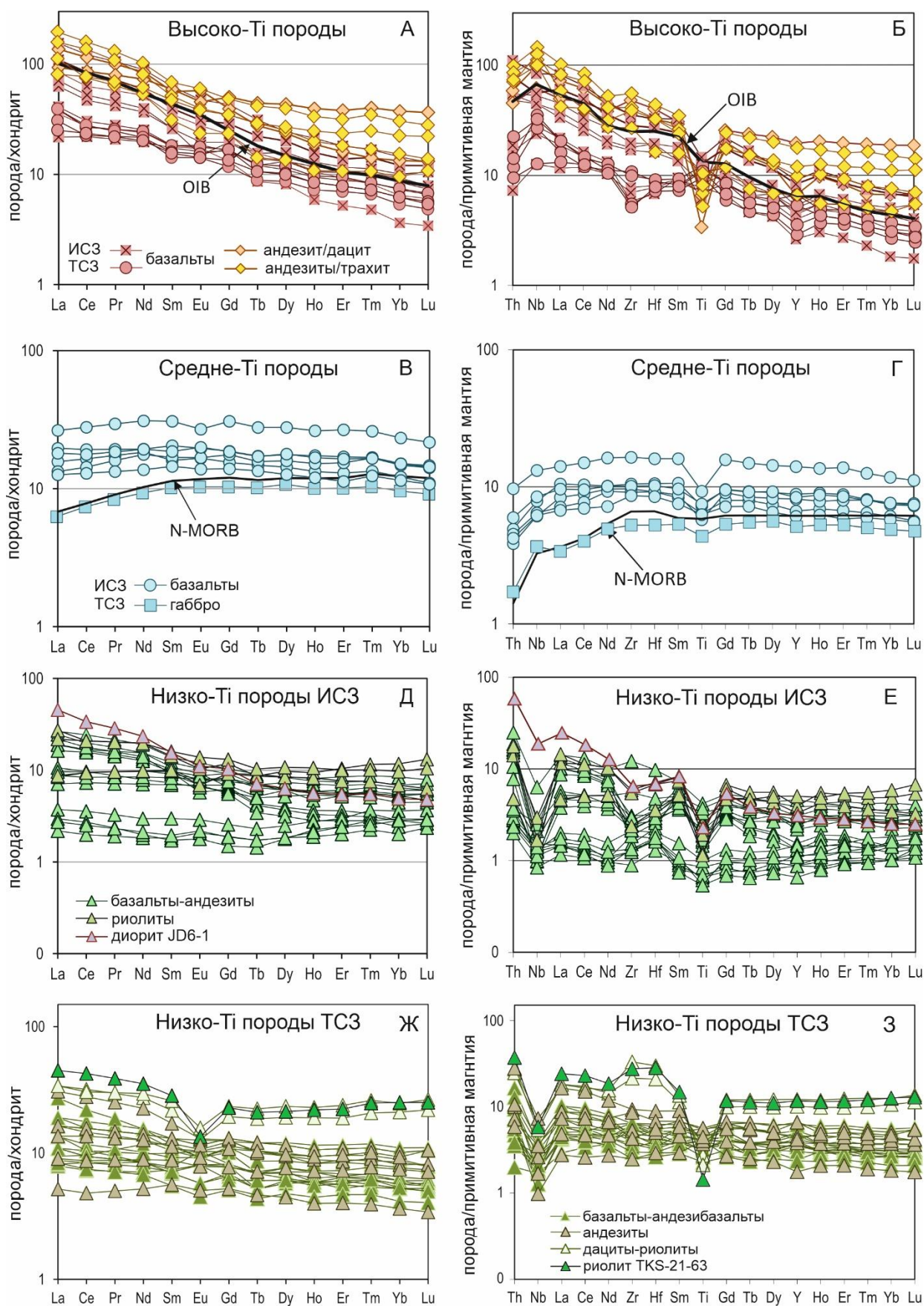
Диаграммы с конкордиями для роговообманкового диорита JD6-1 ИСЗ (А), гранита TKS-21-65 (Б) и риолита TKS-21-63 (В) ТСЗ. Г – гистограммы всех U-Pb возрастов цирконов ИСЗ и ТСЗ по данным из (Safonova et al., 2020, 2022, 2025; Degtyarev et al., 2021, 2022; Перфилова и др., 2022б; Дегтярев и др., 2023)



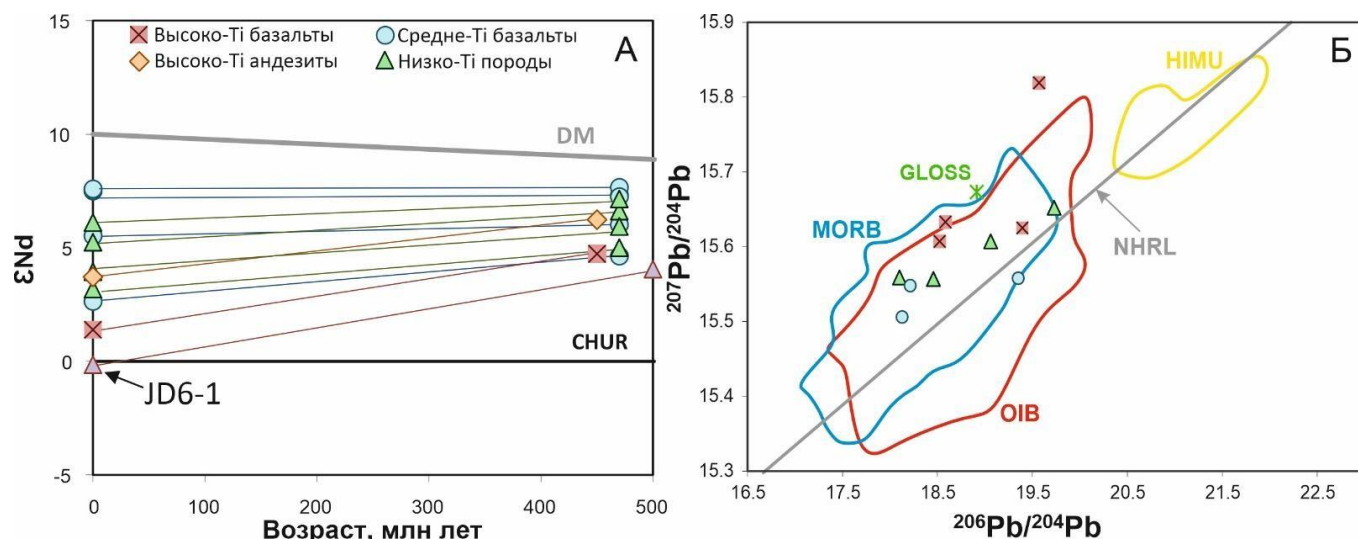
Фотографии петрографических шлифов магматических пород ИСЗ (А-Г) и ТСЗ (Д-З). А – порфировый базальт, Б – андезибазальт, В – долерит; Г – габбро; Д – порфировый базальт; Е – трахиандезит; Ж – диорит; З – риолит. Pl – плагиоклаз; Орх – ортопироксен; Срх – клинопироксен; Ol – оливин; Qz – кварц; Hbl – роговая обманка.



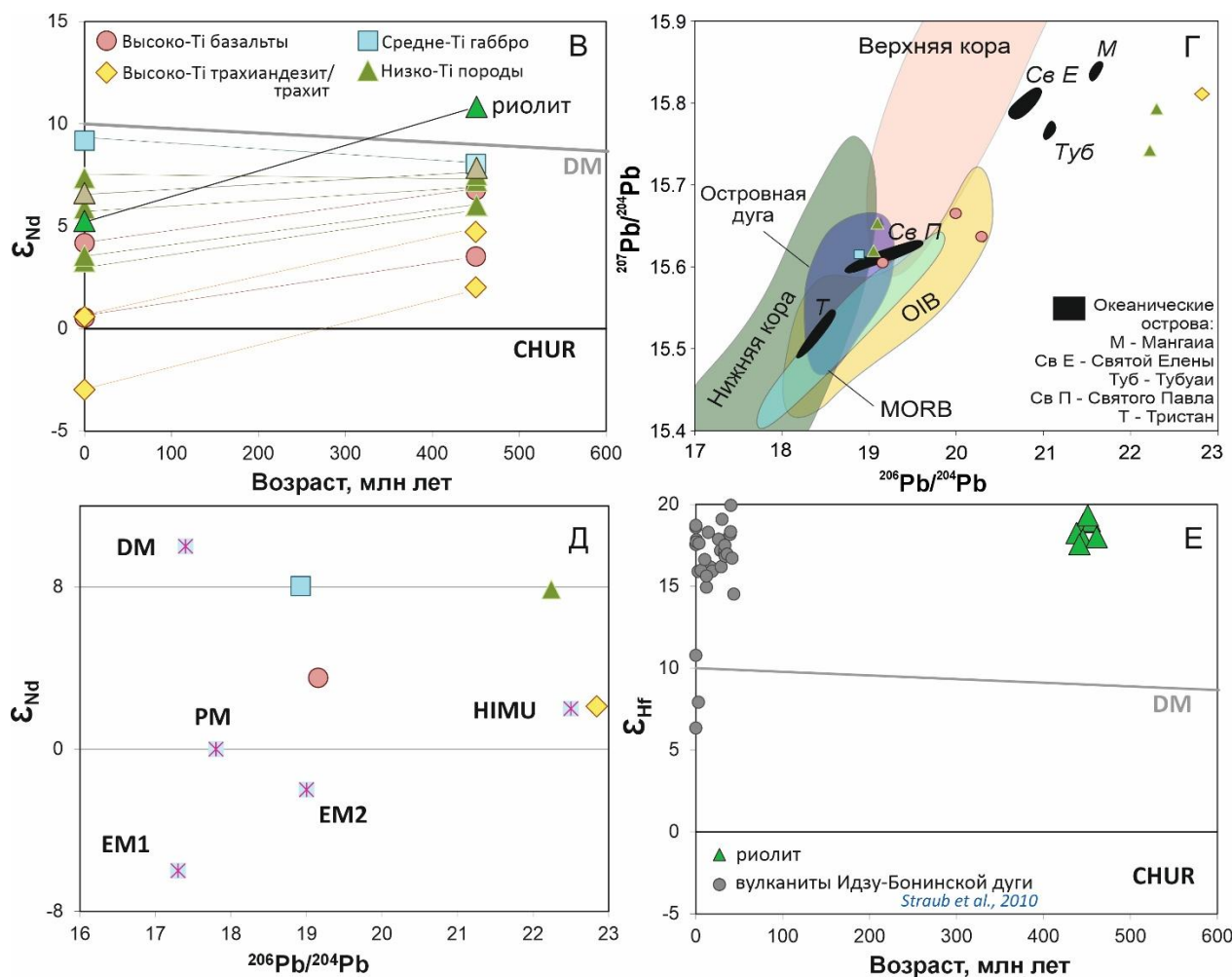
Классификационные диаграммы для магматических пород ИСЗ и ТСЗ. А – диаграмма TAS (Le Maitre et al., 2002); Б – диаграмма Nb/Y – SiO_2 (Winchester, Floyd, 1977); В – диаграмма Al – Fe_t+Ti – Mg (Jensen, 1976). Б – базальт; А – андезит, Д – дацит, Р – риолит.



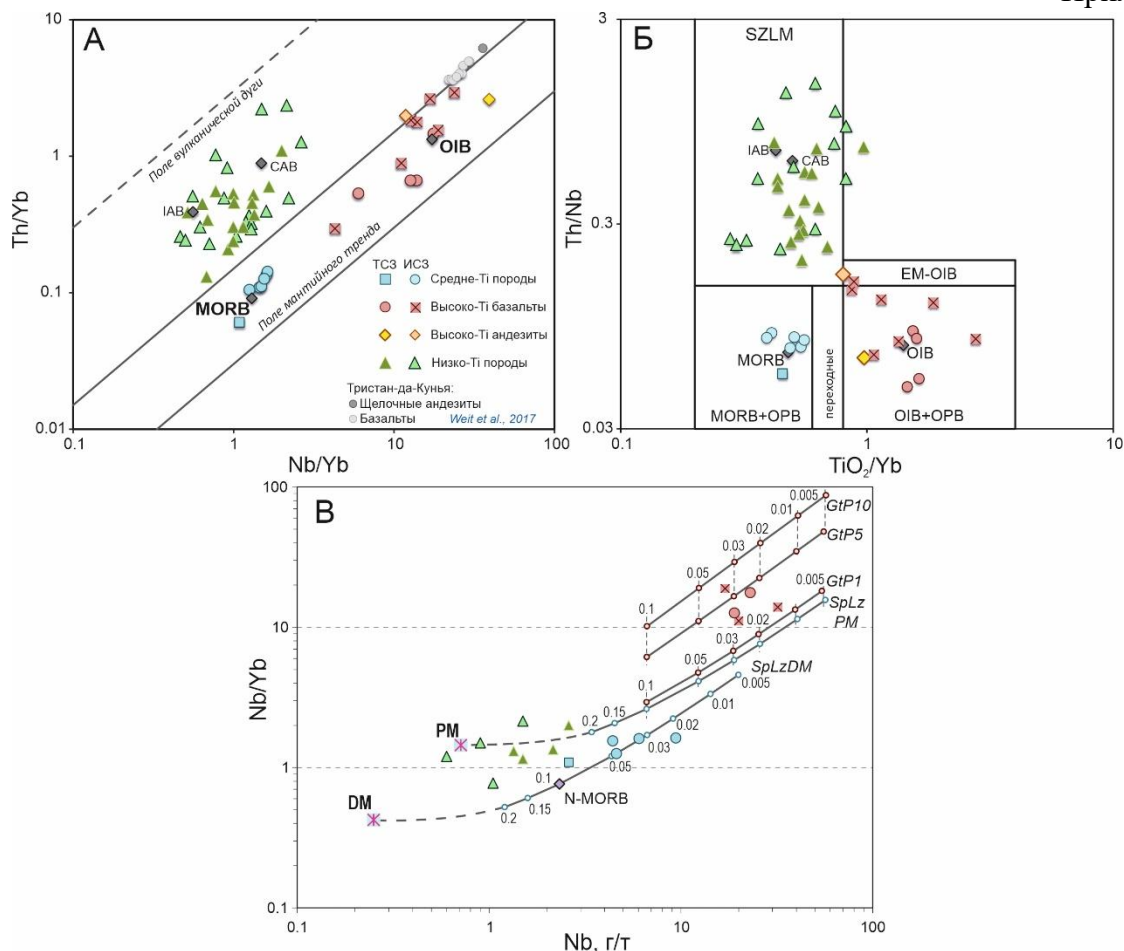
Нормированные на хондрит кривые распределения редкоземельных элементов (А, В, Д, Ж) и нормированные на примитивную мантию спайдер-диаграммы (Б, Г, Е, З) для магматических пород IC3 и TC3. Данные для хондрита и примитивной мантии взяты из (Sun, McDonough, 1989).



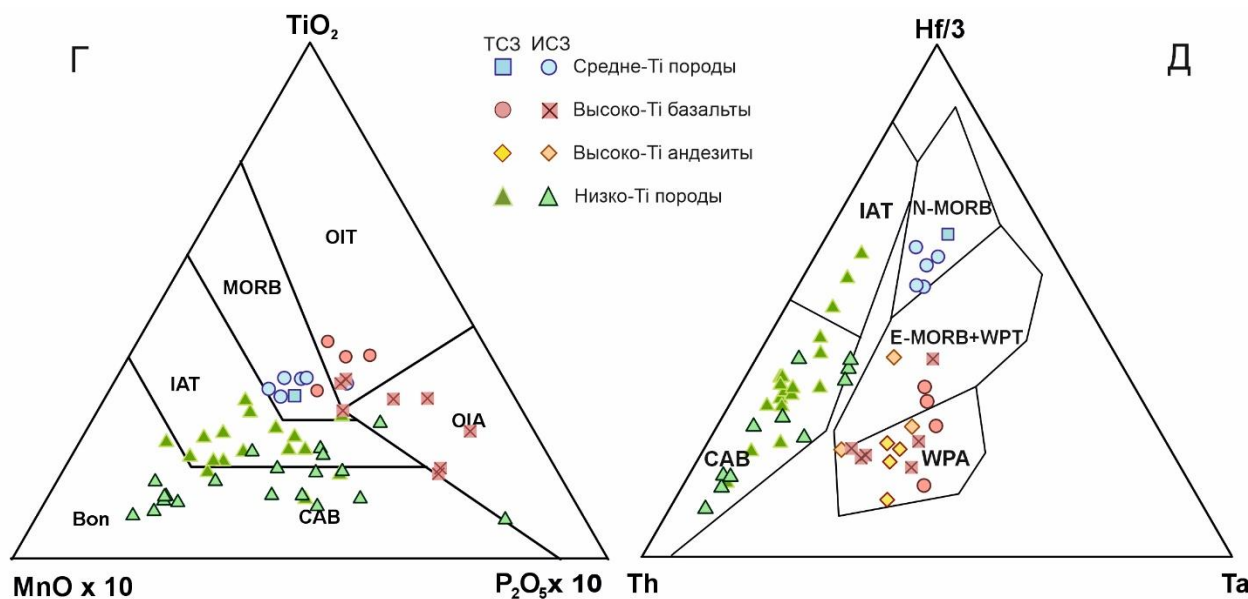
Изотопные отношения Nd и Pb по породе для магматических пород ИСЗ. А – график вариации ϵ_{Nd} со временем; Б – график $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (исходные значения). NHRL – реперная линия океанических пород Северного полушария (Hart, 1984); GLOSS – состав глобальных субдуцирующих осадков (Plank, Langmuir, 1998). Области для MORB, OIB и HIMU даны по (Stracke et al., 2005).



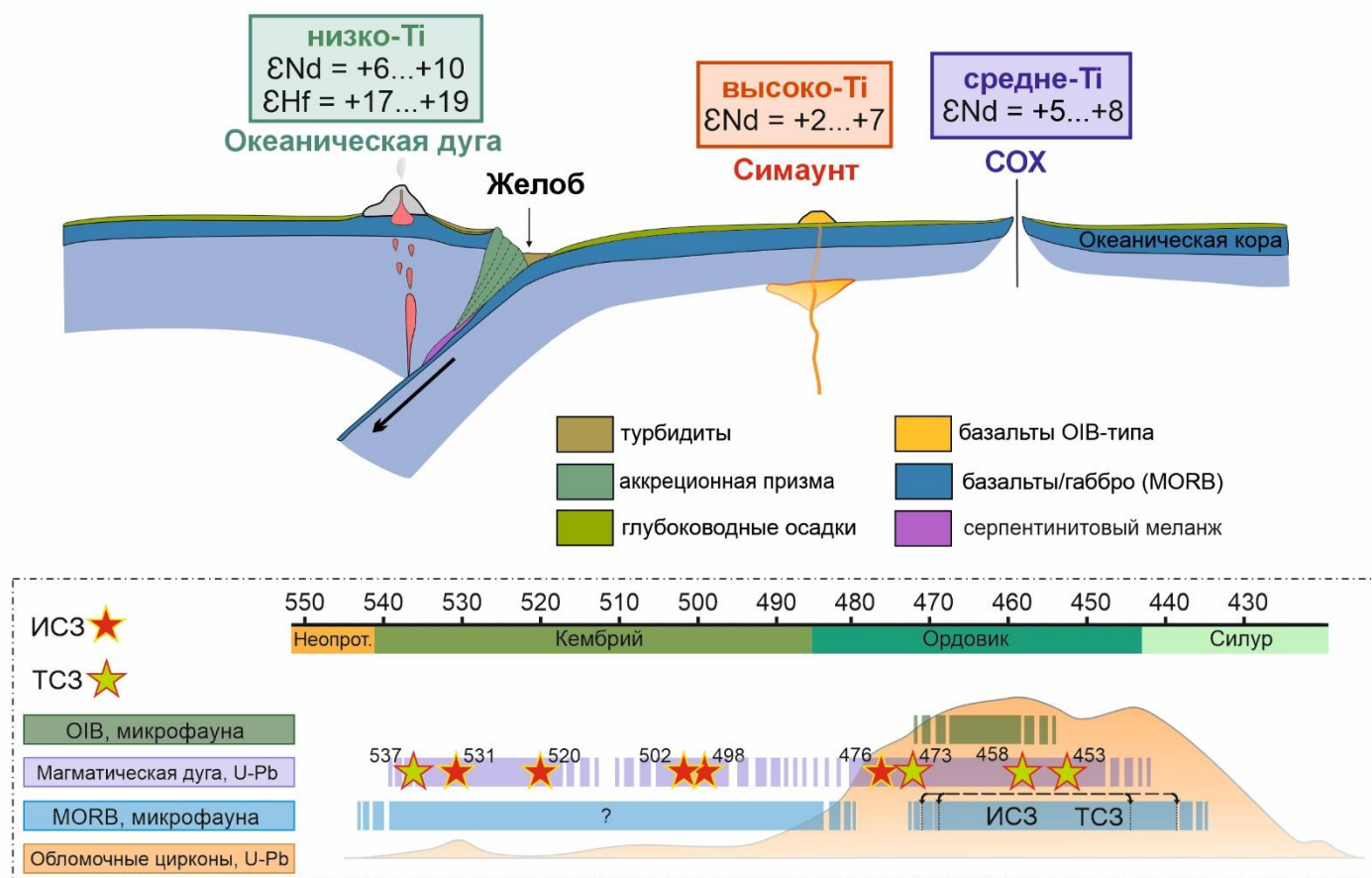
В – диаграмма ϵ_{Nd} – Возраст, млн лет. Г – График $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (поля по Zartman, Дое, 1980; Sun, McDonough, 1989). Д – график ϵ_{Nd} – $^{206}Pb/^{204}Pb$; DM, деплетированная мантия; PM, примитивная мантия; EM, обогащенная мантия; HIMU, мантия с высоким μ (Zindler, Hart, 1986). Е – диаграмма ϵ_{Hf} – возраст, млн лет для риолита TKS-21-63 (ТСЗ); серые кружки – стекла от базальтового до дацитового состава из тефры молодой Идзу-Бонинской дуги (по Straub et al., 2010).



Диаграммы Nb/Yb – Th/Yb (А) и TiO₂/Yb – Th/Nb (Б), отражающие вклад корового компонента и наличие граната в мантийном источнике (Pearce et al., 2021 с изменениями из Pearce, 2008). IAB – островодужные базальты, CAB – известково-щелочные базальты; SZLM (subduction-modified lithospheric mantle) – субдукционно-модифицированная литосферная мантия. В – моделирование мантийного источника и степени плавления в системе Nb – Nb/Yb, основанное на коэффициентах распределения из (Johnson, 1998; Bédard, 1994) для базальтов ИСЗ и ТСЗ по (Safonova et al., 2018). Рассчитаны кривые плавления для шпинелевого лерцолита (SpLz) и гранатового перидотита (GtP), содержащего 1, 5 и 10% граната. Числа показывают степень плавления.



Тектонические дискриминационные диаграммы для магматических пород ИСЗ и ТСЗ. Г – Диаграмма MnO*10 – TiO₂ – P₂O₅*10 (Mullen, 1983); Д – диаграмма Th – Hf/3 – Ta (Wood et al., 1979). Bon – бониниты; CAB – известково-щелочные базальты; IAT – островодужные толеиты; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; OIA – щелочные базальты океанических островов; OIT – толеиты океанических островов/симаунтов; WPA – внутриплитные щелочные базальты; WPT – внутриплитные толеиты.



Геодинамическая модель и временные интервалы образования магматических пород Итмуундинской и Тектурмасской складчатых зон.