

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В. С. СОБОЛЕВА СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ «НОВОСИБИРСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

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

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук
Сафонова Инна Юрьевна

Новосибирск

2025

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ В СОСТАВЕ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА	10
1.1. Введение	10
1.2. Геохимические характеристики магматических пород океанического происхождения	15
1.3. Геохимические характеристики магматических пород надсубдукционных обстановок.....	22
1.4. Изотопные характеристики и мантийные источники	27
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА.....	34
2.1. Общие представления о геологическом строении Центрального Казахстана.....	34
2.2. Геологическое строение Итмурундинской складчатой зоны	37
2.3. Геологическое строение Тектурмасской складчатой зоны.....	47
ГЛАВА 3. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ К ИССЛЕДОВАНИЮ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД.....	61
3.1. Особенности картирования и опробования палеозойских магматических пород в составе аккреционных комплексов	61
3.2. Петрографические исследования	63
3.3. U-Pb датирование цирконов из магматических пород	66
3.4. Геохимические исследования.....	68
3.5. Интерпретации геохимических данных.....	77
ГЛАВА 4. ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИТМУРУНДИНСКОЙ И ТЕКТУРМАССКОЙ ЗОН.....	84
ГЛАВА 5. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИСЗ И ТСЗ	89
5.1. Итмурундинская складчатая зона	89
5.2. Тектурмасская складчатая зона	101
ГЛАВА 6. ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИСЗ И ТСЗ	113
6.1. Петрогенезис магматических пород ИСЗ и ТСЗ	113
6.2. Мантийные источники магматических пород и степени их плавления	124
6.3. Геодинамические обстановки формирования пород	129
6.4. Проявления раннепалеозойского океанического и надсубдукционного магматизма Палеоазиатского океана в других регионах ЦАСП.....	132
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	135
СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ И СОКРАЩЕНИЙ	137
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	141
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	167

ВВЕДЕНИЕ

Океанические и надсубдукционные магматические комплексы, входящие в состав внутриконтинентальных складчатых поясов (орогенов), являются критически важными источниками информации об эволюции палеоокеанов и их активных окраин. В ходе субдукции и последующей аккреции магматические ассоциации, образованные в обстановках срединно-океанических хребтов и океанических островов, подводных гор и плато, а также магматических дуг пространственно совмещаются друг с другом в структуре аккреционного комплекса и входят в состав внутриконтинентальных складчатых поясов тихоокеанского типа, образующихся в результате субдукции и закрытия палеоокеанов (Matsuda, Uyeda, 1971; Katz et al., 1973; Maruyama et al., 1997, 2011; Cawood et al., 2009; Stern, 2011; Safonova et al., 2011a; Safonova, 2017 и др.). Идентификация таких пород в древних складчатых поясах является непростой задачей вследствие их сложно построенной структуры, высокой степени постмагматических изменений и зачастую ограниченной обнаженности. Для того чтобы проследить баланс между ростом новой (ювенильной) континентальной коры и ее переработкой в зоне субдукции, а также разработать надежную тектоническую модель, необходимо установить периоды океанического и надсубдукционного магматизма, т.е. определить возраст, петрогенезис, мантийные источники и геодинамические обстановки формирования магматических комплексов.

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) — крупнейший в мире фанерозойский внутриконтинентальный ороген тихоокеанского типа, образовавшийся в ходе эволюции и закрытия Палеоазиатского океана (ПАО) в результате амальгамации Сибирского, Северо-Китайского, Таримского и Восточно-Европейского континентальных блоков (Zonenshain et al., 1990; Sengör et al., 1993; Didenko et al., 1994; Dobretsov et al., 1995; Jahn et al., 2000; Buslov et al., 2001; Windley et al., 2007; Safonova et al., 2011a; Kröner et al., 2014, 2017; Xiao, Santosh, 2014; Safonova, 2017 и др.). ЦАСП представляет собой коллаж микроконтинентов, аккреционных и надсубдукционных комплексов, офиолитовых поясов (Badarch et al., 2002; Jahn, 2004; Degtyarev, Ryazantsev, 2007; Kröner et al., 2007; Volkova, Sklyarov, 2007; Sun et al., 2008; Крук и др., 2010; Seltnann et al., 2010; Xiao et al., 2010; Wang et al., 2014; Safonova et al., 2017 и др.). Одним из дискуссионных вопросов относительно эволюции ЦАСП долгое время является определение пропорции ювенильной и рециклированной коры (Jahn et al., 2000, 2004; Safonova et al., 2011; Condie, Kröner, 2013; Kröner et al., 2014, 2017; Wang et al., 2023). Как известно, основными местами образования ювенильной коры на Земле являются внутриокеанические магматические дуги (Clift et al., 2003; Stern, Scholl, 2010), поэтому их изучение играет ключевую роль в решении данного вопроса. В пределах ЦАСП ранее были диагностированы внутриокеанические дуги,

возраст которых охватывает широкий интервал от неопротерозоя до позднего палеозоя (Safonova, 2017), однако надсубдукционные раннепалеозойские магматические комплексы западного сегмента ЦАСП по-прежнему остаются недостаточно изученными.

Раннепалеозойская эволюция западной части ЦАСП связана с развитием Джунгаро-Балхашской ветви ПАО, фрагменты которой входят в структуру Казахского орогена (Windley et al., 2007; Buslov, 2011). Для магматических пород Центрального Казахстана в ограниченном количестве были получены изотопно-геохимические данные для Бошекульской и Байдаулет-Акбастаусской, Джалаир-Наиманской зон, Чингизского и Прибалхашского сегментов (Дегтярев, 2012; Shen et al., 2015; Pan et al., 2015; Степанец, 2015; Degtyarev et al., 2019, 2021, 2022, 2023, 2024). При этом геохронологические исследования (U-Pb датирование цирконов) проведены главным образом для гранитоидов, в меньшей степени для габбро-диоритов, андезитов и дацитов (Дегтярев, 2012; Pan et al., 2015; Shen et al., 2015). Таким образом, необходимо восполнить пробел в проведении комплексных изотопно-геохимических, геохронологических и петрогенетических исследований магматических пород разного состава и генезиса в Центральном Казахстане. Данная диссертационная работа посвящена всестороннему изучению магматических пород Итмурундинской (ИСЗ) и Тектурмасской (ТСЗ) складчатых зон Центрального Казахстана, относящихся к западной части ЦАСП.

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. В ходе полевых работ были составлены геологические разрезы/схемы для ключевых участков и отобраны образцы магматических горных пород для петрографических, геохронологических, геохимических и изотопных исследований.

Методы исследования. Изготовление петрографических шлифов магматических пород и их описание, шашек с цирконами для геохронологических исследований, а также подготовка порошков для геохимических и изотопных исследований проводились на базе Центра пробоподготовки (ЦПП) ЛабЭПОМ ГГФ НГУ. Петрографические шлифы были охарактеризованы с помощью метода оптической микроскопии на поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axio.1.

Для проведения U-Pb датирования магматических цирконов были отобраны крупно объёмные пробы магматических пород весом от 5 до 15 кг (2 образца из ТСЗ, 1 образец из ИСЗ). Исследования методом LA-ICP-MS (ЛА-ИСП-МС, масс-спектрометрия на индуктивно-связанной плазме с установкой лазерной абляции) проводились на мульти-коллекторном масс-спектрометре Neptune с лазерной установкой NW UP-193 FX LA в Университете Нанкина (Китай) и в «Центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» (Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ) СО РАН, г. Новосибирск, Россия, аналитик А.Б. Карпов) методом LA-SF-ICP-MS (ЛА-СП-ИСП-МС) на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac).

Анализ петрогенных компонентов для 76 образцов пород проведен в ИГМ СО РАН (аналитик Н.Г. Карманова) и в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия, аналитик Н.Г. Солошенко) методом рентген-флуоресцентного анализа (РФА, XRF) на спектрометре ARL-9900XP (Швейцария) и многоканальных РФА-спектрометров CPM-25 и CPM-35 (Россия) соответственно. Погрешность определения не превышает таковую для второй категории точности по ОСТ 41-08-205-99. Концентрации редкоземельных и редких элементов получены для 68 образцов методом масс-спектрометрии на индуктивно-связанной плазме (ИСП-МС, ICP-MS) в ИГМ СО РАН (аналитик И.В. Николаева) на приборе Finnigan Element II (Германия), а также в ИГГ УрО РАН (аналитик Д.В. Киселева) на приборе ELAN9000/NexION 300 (США).

Определения изотопных отношений в системах Sm-Nd (22 определения) и Pb-Pb (20 определений) по породе, а также Lu-Hf в цирконах (7 определений) выполнены в ИГГ УрО РАН (аналитик Н.Г. Солошенко) методом МК-ТИМС (МС-ICP-MS) с химическим разложением и

хроматографическим разделением и ЛА-ИСП-МС с использованием масс-спектрометров высокого разрешения NEPTUNE PLUS и TRITON PLUS (США).

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-Ті базальты схожи по составу с базальтами типа OIB. Средне-Ті 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-Ті вулканиты образовались при участии плюмового компонента типа HIMU.

3. Высоко-Ті базальты и андезиты формировались в геодинамической обстановке океанического острова/симаунта, средне-Ті породы – в спрединговой обстановке, а низко-Ті 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 осадочных пород океанического происхождения, определен нижнекембрийский возраст диоритов надсубдукционного происхождения в серпентинитовом меланже, определены условия петрогенезиса магматических пород, реконструированы геодинамические обстановки их формирования. 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 всей ТСЗ 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 различного возраста, 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 Итмурундинской складчатой зоне в 2017 году. Производила первичную пробоподготовку пород для дальнейших аналитических работ, описывала петрографические шлифы всей коллекции ИСЗ и ТСЗ 2017-2021 гг., составляла геохимические, классификационные и дискриминационные диаграммы, выполнила геохимическое моделирование условий плавления. Автор самостоятельно выделяла цирконы из магматических пород, принимала участие в U–Pb датировании, проводила обработку всех полученных геологических, геохронологических и изотопно-геохимических данных, провела их интерпретацию.

Апробация работы и публикации. Результаты диссертации 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 по основным геохимическим и изотопным характеристикам пород разных геодинамических обстановок, которые могут быть тектонически совмещены в составе древних складчатых поясов тихоокеанского типа, образованных в результате эволюции и последующего закрытия палеоокеана. Во второй главе рассматривается геологическое строение Казахского ороклаина, в состав которого входят океанические и надсубдукционные комплексы Итмурундинской и Тектурмасской складчатых зон Центрального Казахстана, образованные на раннепалеозойских активных окраинах Палеоазиатского океана, приводится история изучения и тектоническое районирование Центрального Казахстана, описывается геологическое строение, литология и стратиграфия для каждого региона исследований. В третьей главе представлены основные теоретические и практические принципы и подходы исследования и интерпретации данных, описаны аналитические методы, использованные при изучении магматических пород Итмурундинской и Тектурмасской зон Центрального Казахстана. В четвёртой главе приведены результаты U-Pb датирования цирконов из магматических пород Итмурундинской и Тектурмасской зон. В пятой главе представлена подробная петрографическая, геохимическая и изотопная характеристика магматических пород из обеих зон. В шестой главе обсуждаются влияние процессов вторичных изменений, коровой контаминации и фракционной кристаллизации на состав пород, мантийные источники первичных магматических расплавов и геодинамические обстановки формирования изученных магматических пород. В заключительном разделе представлено обобщение всех полученных геологических, геохронологических и изотопно-геохимических данных и сформулированы основные выводы диссертационной работы.

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 выражает благодарность за моральную поддержку своей семье: маме – Гуровой Ольге Ивановне, папе – Гурову Владимиру Петровичу, бабушке – Плюшкиной Валентине Яковлевне, мужу – Михтадову Алишеру Сардаловичу, а также сыну Артуру за его неугасаемый оптимизм.

ГЛАВА 1. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ В СОСТАВЕ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

1.1. Введение

Складчатые пояса тихоокеанского типа (СПТТ) формируются над зоной субдукции, где океаническая литосфера погружается под внутриокеаническую дугу или активную континентальную окраину. Формирование СПТТ включает в себя процессы аккреции материала океанической коры и островных дуг (ОД), надсубдукционного магматизма, а также образование невулканических дуг при эксгумации метаморфических поясов высоких давлений и высоких и низких температур (Maruyama et al., 1996; Maruyama, Parkinson, 2000; Santosh, 2010). Соответственно, в СПТТ могут быть совмещены магматические породы разного происхождения: как океанического (срединно-океанический хребет (СОХ), океанический остров/симаунт), так и надсубдукционного (островные дуги и активные окраины).

В СПТТ можно выделить следующие структурные элементы (рис. 1.1): 1) глубоководный желоб; 2) аккреционный комплекс; 3) метаморфический пояс высоких температур и давлений (невулканическая дуга); 4) преддуговой бассейн; 5) вулканическая дуга (Maruyama et al., 2011). В глубоководном желобе за счет сноса и гравитационного оползания обломочного материала, поставляемого с примыкающих магматических дуг, накапливаются мощные терригенные образования (турбидиты). Аккреционный комплекс (АК) формируется за счет «срезания» с поверхности океанической плиты верхних слоев океанической литосферы (породы офиолитовой ассоциации, а также фрагменты океанических плато, островов и поднятий), их последующего «скупивания» по надвигам и присоединения в виде тектонических пластин к активной окраине. Метаморфический пояс представлен кристаллическими сланцами низких температур и низких давлений (зеленые сланцы) и низких температур и высоких давлений (голубые сланцы) с характерными структурами как собственно метаморфизма, так и связанных с ним деформаций. Структуры и текстуры метаморфических пород свидетельствуют о внедрении или выдавливании метаморфических пород снизу-вверх, а их протолитами являются породы аккреционного комплекса, в первую очередь, базальты океанической коры. В преддуговом бассейне накапливаются преимущественно олистостромовые толщи, турбидиты и ассоциации более мелкозернистых обломочных пород (алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы). Вулканическая дуга сложена породами, образовавшимися в процессе магмогенерации в мантийном клине как результат погружения и дегидратации тяжелой океанической литосферы, отделения от нее флюида и, поднятии расплава и кристаллизации его на поверхности.

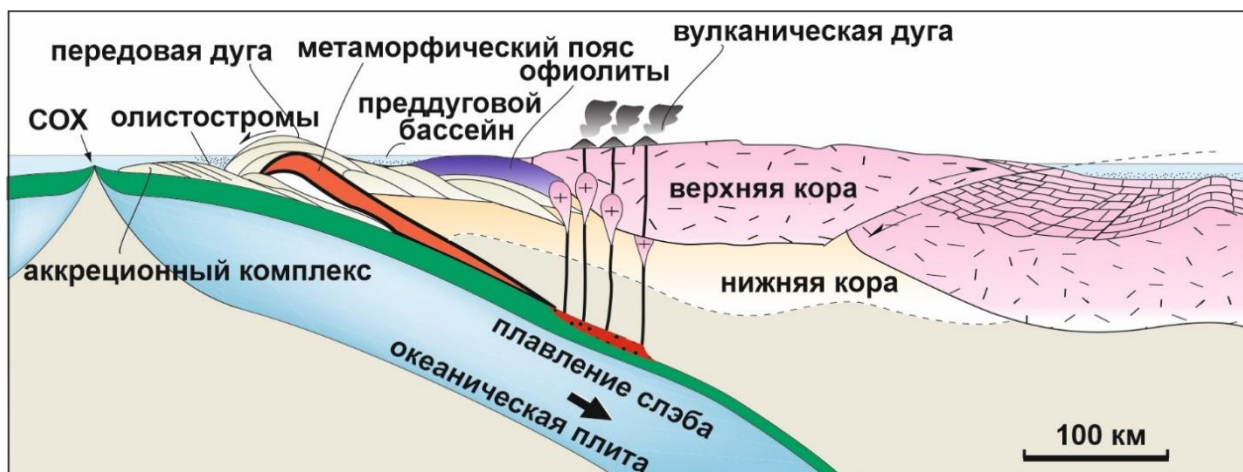


Рис. 1.1. Строение складчатого пояса тихоокеанского типа по (Maruyama et al., 2011).

Крупнейшим в мире фанерозойским СПТТ является Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), структуры которого простираются от Урала до Тихого океана (рис. 1.2). Его формирование связано с продолжительной, более чем 800 млн лет, эволюцией и закрытием Палеоазиатского океана (ПАО), который в неопротерозой-кембрийское время достигал 4000 км в ширину и располагался между Сибирским континентом и Восточной Гондваной (Зоненшайн и др., 1990; McKerrow et al., 1992; Берзин и др., 1994; Dobretsov et al., 1995; Добрецов и др., 2005а и др.). Современным аналогом ПАО является Циркум-Пацифика, включающая складчатые пояса западной Пацифики, Кордильер, Анд и других складчатых систем (Sengör et al., 1993; Windley et al., 2007; Safonova, Maruyama, 2014; Safonova, 2017). В Тихом океане в настоящее время происходят процессы, происходившие когда-то в ПАО, а в его пределах широко распространены и детально исследуются как породы СОХ (Восточно- и Южно-Тихоокеанские поднятия) и океанических островов (Императорско-Гавайская система, Французская Полинезия), так и породы островных дуг (Идзу-Бонинская, Марианская, Японская, Индонезия, Алеутская) и активных континентальных окраин (Анды, Кордильеры). По данным изучения материалов, полученных, как на поверхности, так и путем глубоководного бурения ученые из многих стран мира изучают вопросы геологии, геофизики, петрологии, изотопии и геохронологии Тихого океана (Chen, Frey, 1983; Duncan, Clague, 1985; Bardintzeff et al., 1986; Jarrard, 1986; Хаин, 1987; Говоров, Голубева, 1990; Макаренко, 1995; Hofmann, 1997; Regelous et al., 2003; Taylor, 2006; Голубева, 2011 и др.).

Именно на активных окраинах Тихого океана были выделены конвергентные окраины тихоокеанского типа (КОТТ) (Маруяма и др., 2018). КОТТ представляет собой зону взаимодействия между двумя океаническими плитами (островодужный тип, западная Пацифика) или зону взаимодействия между океанической плитой и активной континентальной окраиной (андийский тип, восточная Пацифика; рис. 1.3). В современной литературе также используются

Тихого океана, так и на палеозойских окраинах ПАО (Alexeiev et al., 2016; Safonova et al., 2022a, b, 2024; Konopelko et al., 2022; Safonova, Perfilova, 2023). Активные континентальные окраины (андский тип) также сопряжены с зонами субдукции (рис. 1.3), поэтому по строению и магматизму имеют как общие черты с островными дугами, в первую очередь, с таковыми, построенными на континентальном основании (типы вулканических серий, петрохимический и геохимический состав), так и значительные отличия, в первую очередь по изотопным характеристикам мантийных источников первичных магм и геодинамикой взаимодействия плит. Эталонном этой геодинамической обстановки является западная часть Южной Америки, где в результате субдукции и интенсивного магматизма сформировались Анды – одни из высочайших гор Земли. Кора под Андской окраиной достигает мощности 60-70 км (в 3-4 раза больше, чем в островных дугах). Для андского типа окраины характерны малые углы наклона сейсмофокальных зон, и, соответственно, вулканический фронт располагается намного дальше (в 300 км и более) от глубоководного желоба, чем у островодужного типа (Jarrard, 1986; Stern, 2004).

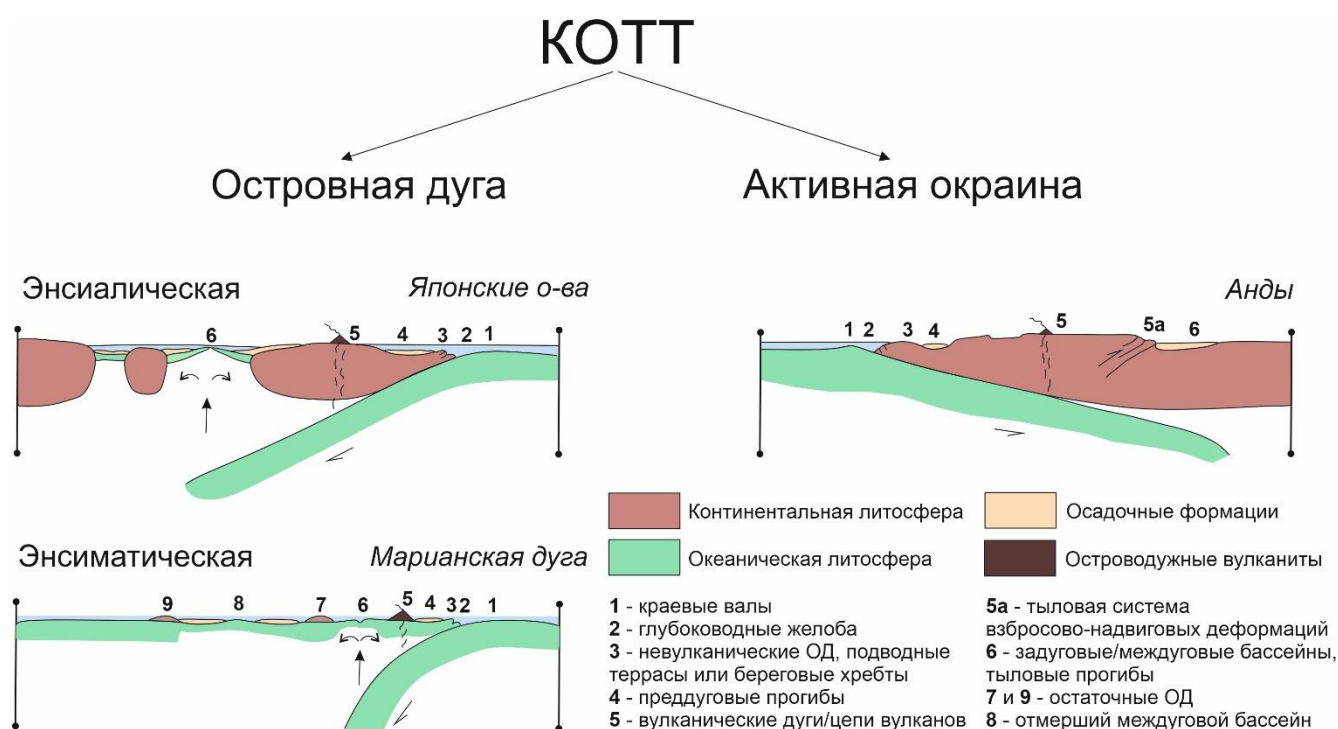


Рис. 1.3. Типы конвергентных окраин тихоокеанского типа (по Хаин, Ломизе, 2005 с изменениями).

Ещё одно различие между типами окраин выдвинул и описал С. Уеда (Uyeda, 1982). В своей работе он выделяет Марианский и Чилийский тип субдукции. Марианский тип рассматривается как следствие однонаправленной ориентировки компонентов вектора перемещения взаимодействующих плит, а Чилийский – тип субдукции, при котором ориентировка векторов перемещения литосферных плит имеет встречный характер. В этом

случае растяжения в пределах тыловой зоны хотя и существуют, но они незначительны и не приводят к полному расколу континентальной литосферы.

Магматические породы разных геодинамических обстановок (СОХ, океанический остров, островная дуга) в современной литературе рассматривают в составе разрезов офиолитовых ассоциаций, входящих в состав СПТТ, образованных при закрытии палеоокеанов (рис. 1.4). В классической концепции термин «офиолиты» предполагал устойчивую ассоциацию пород океанического происхождения (снизу-вверх): 1) ультраосновной комплекс серпентинизированных гарцбургитов, лерцолитов и дунитов; 2) менее деформированный комплекс габбро, в основании которого присутствуют перидотиты и пироксениты; 3) комплекс параллельных («расслоенных») даек и силлов основного состава; 4) вулканический комплекс базальтовых подушечных лав, перекрытых чехлом глубоководных осадков (Steinmann, 1927; Moores, Vine, 1971; Anonymous, 1972; Coleman, 1977; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Nicolas, 1989; Зоненшайн, Кузьмин, 1993 и др.).

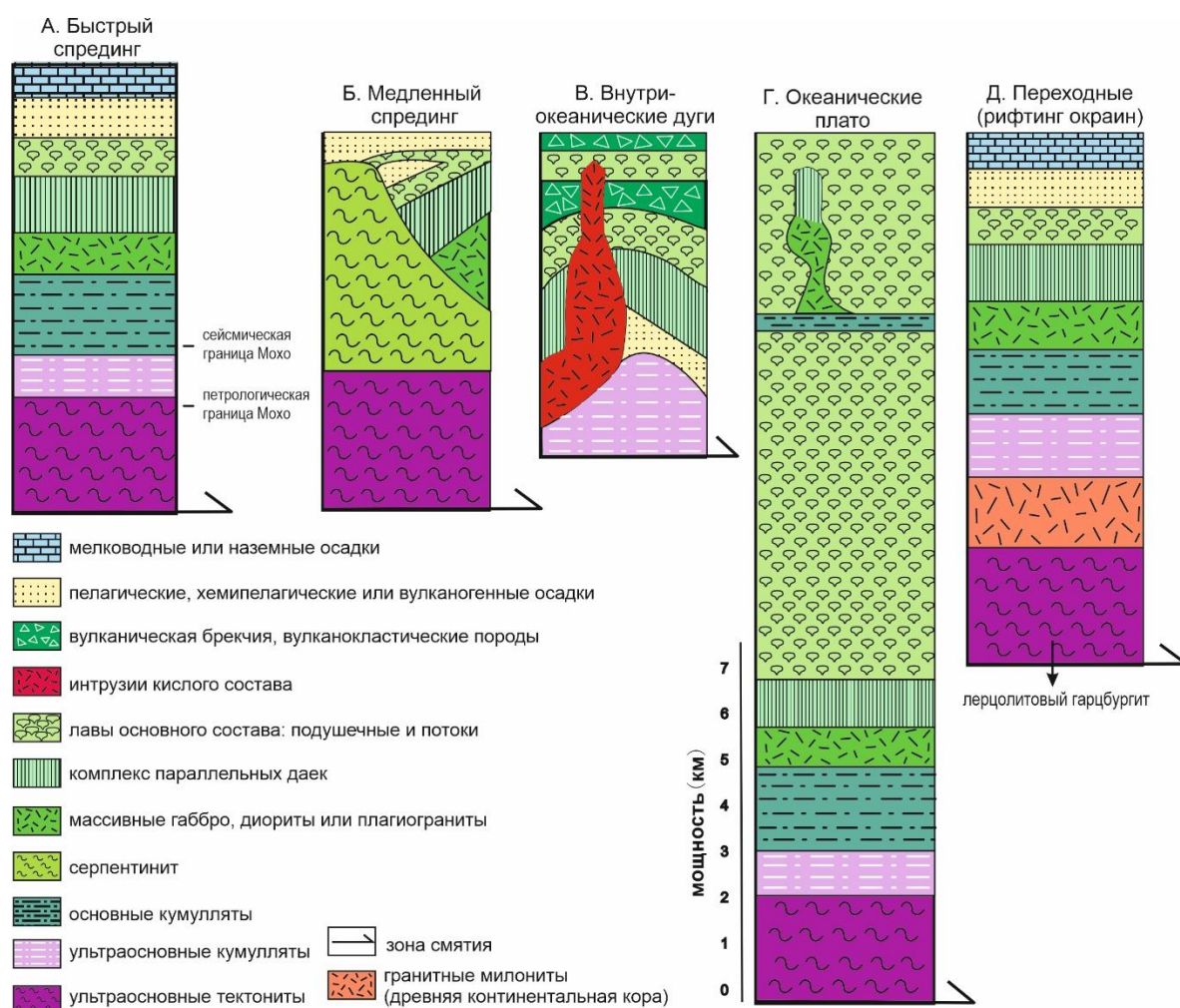


Рис. 1.4. Различные виды офиолитов по (Kusky et al., 2011, 2013). А – типичные офиолиты быстрого спрединга (Колман, 1979); Б – офиолиты медленного спрединга; В – офиолиты внутриокеанических дуг; Г – офиолиты океанических островов и плато; Д – офиолиты, образованные при рифтинге континентальных окраин.

Позже многие исследователи стали выделять подобные ассоциации пород не только среди океанических образований, но и в составе островодужных и задуговых комплексов (рис. 1.4; Shervais, 2001; Dilek, Robinson, 2003; Moores, 2003; Mason, 2008; Metcalf, Shervais, 2008; Dilek, Furnes, 2011; Kusky et al., 2011; Симонов и др., 2024 и др.). Такой подход к понятию «офиолиты» дал возможность использовать этот термин для определения обстановок не только срединно-океанического хребта, но и океанических островов, симаунтов и плато, различных надсубдукционных обстановок (внутриокеанические и континентальные дуги), офиолитов задуговых бассейнов (рис. 1.4). В древних СПТТ редко сохраняется полный разрез офиолитовой ассоциации, что затрудняет определение их геодинамической природы. Чаще всего присутствуют ассоциации базальтоидов с осадочными породами океанической плиты в составе аккреционных комплексов, которые многими исследователями рассматриваются не как части офиолитовых разрезов, а как элементы ассоциации стратиграфии океанической плиты (СОП, Ocean Plate Stratigraphy, OPS) (Isozaki et al., 1990; Kusky et al., 2013; Safonova et al., 2016).

Понимание особенностей распространения, разнообразия и критериев диагностирования магматических пород в составе СПТТ помогает успешно картировать и определять тектонические обстановки их формирования. Основные отличительные характеристики магматических пород различного генезиса представлены в Таблице 1. В ней приведены наиболее типичные характеристики магматических пород различных геодинамических обстановок: срединно-океанического хребта (СОХ), океанического острова/симаунта/плато (ОО), океанических островных дуг (ОД) и активных континентальных окраин (АКО).

1.2. Геохимические характеристики магматических пород океанического происхождения

Породы СОХ образуются в процессе раздвижения или спрединга литосферных плит на их дивергентных границах в результате декомпрессионного плавления деплетированной (истощенной) мантии. Они представлены наиболее полным набором магматических пород офиолитовой ассоциации: ультрамафиты, габбро, долериты, базальты, намного реже исландиты, дациты, риодациты (доли процентов). Самыми распространенными породами СОХ являются толеитовые базальты. Они характеризуются афировыми или серийно-порфировыми, реже порфировыми структурами вулканических фаций, полностью раскристаллизованными породами субвулканических фаций (дайки и силлы), а также стекловатыми разновидностями (табл. 1). Важнейшим диагностическим признаком являются лавы с подушечной отдельностью (пиллоу-лавы; pillow-lava). В базальтах СОХ часто наблюдается градация структур от стекловатых разновидностей по периферии «подушек» и потоков к раскристаллизованным (вплоть до микрогаббро) в их центральных частях.

Таблица 1. Различие магматических пород разных геодинамических обстановок*.

Геодинамическая обстановка	Характерные магматические серии	Типичные породы	Петрография	Породообразующие оксиды	Редкие элементы		Характерные изотопные метки	Мантийный источник
COX (N-MORB)	Толейтовая	Ультрамафиты, габбро, долериты, базальты	Афировые и серийно-порфировые, реже порфировые, вариолитовые структуры, от стекловатых до полностью раскристаллизованных. Пироксен во вкрапленниках редок. Часто пористые текстуры, подушечные лавы.	↓щелочи (особенно K_2O), для недиффер. разностей – $\uparrow MgO$ и CaO	↓LILE группы K (Cs, Rb, Ba, Pb, Sr, La) $\uparrow Ni, Cr, Zr/Nb > 20$.		↓ $^{87}Sr/^{86}Sr$ ↓ $^{206}Pb/^{204}Pb$ ↓ $^{207}Pb/^{204}Pb$ ↓ $^{208}Pb/^{204}Pb$ $\uparrow^{143}Nd/^{144}Nd$ $\uparrow \epsilon Nd$	DM
ОО (OIB, OPB)	Толейтовая, Na-субщелочная, K-субщелочная, базанит-щелочно-базальт-фонолитовая, нефелинит-фонолитовая.	Большое разнообразие: ферробазальты, пикриты, риолиты, трахибазальты, трахиты. <i>Особые типы:</i> исландиты, гавайиты, муджиериты, анкарамиты, лимбургиты.	Для толейтов встречаются вкрапленники Орх и Тм. Порфировые, реже афировые структуры с интерсертальной, витрофировой и гиалопилитовой ОМ, большое количество вкрапленников.	$\uparrow TiO_2, P_2O_5, FeO^*$ ↓ Al_2O_3, CaO ↓ MgO (чем в MORB) $\uparrow FeO^*/MgO$.	OPB	OIB	Разные в зависимости от источника. $\uparrow^{87}Sr/^{86}Sr$, ↓ $^{206}Pb/^{204}Pb$, ↓ ϵNd до отрицательных (чем в MORB). «+» Ta-Nb аномалия	EM1 EM2 HIMU PREMA
					Близки к N-MORB	$\uparrow LREE$, LILE, La/Yb _N $\uparrow Nb$ ↓ $Zr/Nb < 10$ «+» Ta-Nb аномалия		
ОД	Часто: толейтовая, известково-щелочная.	Базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риолиты,	Порфировые структуры с несколькими парагенезисами вкрапленников, обилие родственных	↓ TiO_2 , $\uparrow Al_2O_3$.	$\uparrow LILE, LREE$. ↓HFSE. «—» Ta-Nb аномалия.		$\uparrow^{87}Sr/^{86}Sr$ ↓ $^{143}Nd/^{144}Nd$	DM

	<i>Реже:</i> субщелочная, щелочная. <i>Типичные:</i> бонинитовая, адакитовая.	габбро, диориты, гранитоиды.	включений. ОМ от гялопилитовой до андезитовой и микрокристаллической.			$\uparrow^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (чем в MORB). Энсиматические – «+» ϵNd , энсиалические – $\downarrow\epsilon\text{Nd}$ до отрицательных.	
АКО	<i>Часто:</i> среднекалиевая известково- щелочная, субщелочная (шошонит- латитовая) и щелочная. <i>Редко:</i> толеитовая.	Андезиты, андезибазальты, дациты, риолиты, базальты (в подч. кол-ве), габбро- диориты, гранитоиды.	Порфировая структура. Повсеместный зональный Pl, частый Fsp.	$\uparrow\text{K}_2\text{O}$, Na_2O $\downarrow\text{CaO}$.	$\uparrow\text{LILE}$ $\uparrow\text{HFSE}$ «–» Ta-Nb аномалия выражена слабее, чем в ОД до исчезновения	В зависимости от сегмента. В целом: $\uparrow^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\downarrow^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. $\uparrow^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (больше признаков коровой контаминации).	Близки к энсиалическим ОД + $\uparrow$ коровая контаминация

*расшифровка аббревиатур в тексте и в списке сокращений.

Вкрапленники в порфировых породах в основном представлены оливином, плагиоклазом, хромитом. В отличие от толеитов других обстановок, в толеитах COX пироксен во вкрапленниках относительно редок (Фролова, Бурикова, 1997). В основной массе отмечаются сноповидные, метельчатые, вариолитовые структуры с дендритами пироксенов вокруг плагиоклазов. Это отражает условия образования породы: быстрое охлаждение и застывание в подводных условиях.

Базальты COX представляют собой породы, образованные из расплавов мантийного резервуара, который в значительной степени был истощен из-за дифференциации Земли (см. раздел 1.4), поэтому они весьма изменчивы по составу, особенно в отношении концентраций несовместимых элементов, т.е. тех, что концентрируются в расплаве, а не в твердой фазе (Hofmann, 1988; Sun, McDonough, 1989). В современной литературе базальты COX называют MORB (Mid Ocean Ridge Basalts) и делят на два типа: нормальные (N-MORB) и обогащенные (E-MORB) (Schilling, 1973). Некоторые исследователи выделяют ещё переходный тип (T-MORB), который занимает промежуточное положение между вышеуказанными двумя типами (Bryan et al., 1976; Wood, 1979; Schilling et al., 1983; Langmuir et al., 1992 и др.). Также ранее выделялся и плюмовый тип (P-MORB), но этот термин не получил широкого распространения (Schilling et al., 1983; Ito et al., 1987). N-MORB представлены в большинстве COX и характеризуются низкими содержаниями K_2O , а также крупноионных литофильных (LILE) и высокочarged элементов (HFSE), но высокими концентрациями элементов группы железа (Cr, Ni, Co). Они обеднены легкими редкоземельными элементами (Light Rare Earth Elements, LREE), соответственно, отношения La/Yb_N всегда меньше единицы (рис. 1.5А). Для E-MORB напротив, концентрации LREE повышены, а отношения La/Yb_N больше единицы (рис. 1.5А). За эталон обогащенных базальтов приняты породы Срединно-Атлантического хребта между 45° и 63° с. ш. Эталоном переходных базальтов считаются породы, широко распространенные в пределах хребта Рейкьянес (Wood et al., 1980). На мультиэлементных диаграммах (рис. 1.5Б), нормированных на примитивную мантию, характерной особенностью N-MORB является положительная аномалия по Nb относительно Th, но не La (Sun, McDonough, 1989). Рассматривая COX Тихого океана (например, Восточно-Тихоокеанское поднятие), можно отметить присутствие как нормальных, так и обогащенных MORB (рис. 1.5).

Происхождение обогащенных базальтов типа E-MORB до сих пор остается предметом дискуссий. Большинство исследователей предполагает их генетическую связь с глубинными мантийными плюмами (Schilling, 1973; Schilling et al., 1983; Allègre et al., 1984; le Roex et al., 1985; Schilling, 1991; Taylor et al., 1997; Arevalo, McDonough, 2010), представляющими собой поднимающиеся горячие потоки, зарождающиеся на границе мантии и ядра или на границе верхней и нижней мантии. Некоторые считают, что E-MORB образовались за счет низких

степеней плавления метасоматизированных перидотитов верхней мантии (Sun, Hanson, 1975; Wood, 1979; Allègre, Turcotte, 1986; Sun, McDonough, 1989; Niu et al., 1996; Donnelly et al., 2004) и/или плавления обогащенных эклогитовых доменов, образованных при погружении океанической литосферы в зону субдукции (Hofmann, White, 1982; Allègre et al., 1984; Zindler et al., 1984; Niu, Batiza, 1997; Niu et al., 1999). Автор диссертационной работы принимает плюмовую модель образования обогащенных MORB.

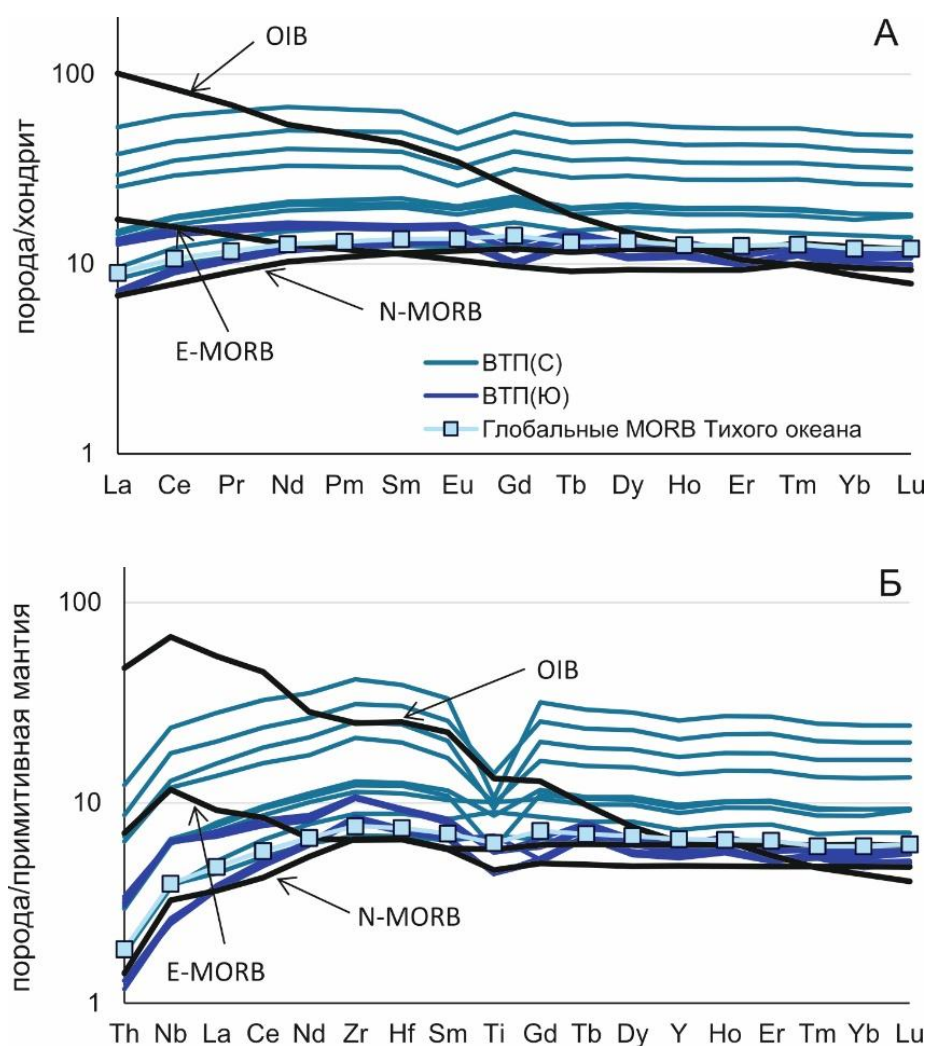


Рис 1.5. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (А) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы (Б) для MORB Тихого океана. ВТП(С) – северная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия (Пацифика-Кокос; Regelous et al., 1999), ВТП(Ю) – южная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия (Пацифика-Наска; Zhang et al., 2018). Значения для глобальных MORB Тихого океана даны по (Arevalo Jr., McDonough, 2010). Данные для хондрита, примитивной мантии, N-MORB, E-MORB и OIB взяты из (Sun, McDonough, 1989).

Если мантийный плюм расположен вблизи СОХ (например, Азорские острова) или на его оси (например, Исландия), то он несомненно оказывает воздействие на процессы магмогенеза. С одной стороны, более горячее вещество плюма производит дополнительный разогрев верхней мантии и, как следствие, повышается степень частичного плавления и изменяется процесс

дифференциации расплава, что приводит к изменению и химического состава лав. С другой стороны, плюмовые расплавы смешиваются с таковыми, образующимися в СОХ, из-за чего происходит обогащение истощенных N-MORB LREE и другими компонентами, в результате чего и образуются E-MORB и T-MORB. При этом влияние плюма фиксируется в составах базальтов СОХ на расстояние до 1000 км от него (Schilling, 1973; Schilling et al., 1976; Hanan et al., 1986; Kelley et al., 2013). В работах многих исследователей обосновано, что раскол континента и заложение спрединговых зон начинаются с воздействия долгоживущего плюма, который на протяжении некоторого времени остается по центру хребта (Larson, 1991; Maruyama, 1994; Condie, 2001; Romanovicz, Gung, 2002; To et al., 2005; Yue et al., 2007; Maruyama et al., 2007). В случае миграции хребта между ним и горячей точкой длительное время сохраняется астеносферный канал, по которому продолжается взаимодействие расплавов.

Внутриплитный магматизм океанов, т.е. не связанный с границами плит (дивергентными или конвергентными), характеризуется ограниченным разнообразием вулканических серий (щелочные, толеитовые) и обогащением несовместимыми элементами (Ti, P, Nb, LREE). Главной чертой этих серий является резкое преобладание основных пород над средними и кислыми, широкое развитие контрастных серий (бимодальный магматизм) при минимальных содержаниях пород средней кремнекислотности. В то же время в отличие от базальтов СОХ роль кислых и средних дифференциатов здесь значительно выше (Фролова, Бурикова, 1997). Их образование связывают с глубинным (обогащенным) мантийным источником, механизм поднятия которого обусловлен мантийным плюмом (Courtillet et al., 2003; Coffin, Whittaker, 2016 и др.). Принцип образования мантийных плюмов, а также моделирование процессов их поднятия и дальнейшего формирования пород на поверхности были описаны в многочисленных работах исследователей (Hofmann, 1997; Campbell, Davies, 2006; Maruyama et al., 2007; Santosh, 2010; Добрецов и др., 2005б; Добрецов, 2011 и др.). Внутриплитные океанические породы называют базальтами океанических островов OIB (Oceanic Island Basalts) или базальтами океанических плато OPB (Oceanic Plateau Basalts). Эталонными объектами являются вулканические породы Императорско-Гавайской системы симаунтов и островов или Императорско-Гавайской горячей точки (Wilson, 1963; Sun, McDonough, 1989; Hofmann, Jochum, 1996; Regelous et al., 2003).

Для внутриплитных пород также характерна толеитовая серия, но она более разнообразна, чем таковая в СОХ, и включает в себя ферробазальты, исландиты, риолиты. Они слагают внутриплитные океанические подводные горы, наземные вулканы и плато, а также острова в зоне взаимодействия плюма и СОХ (Исландия, о-ва Пасхи и Вознесения). Умеренно-щелочная серия более дифференцирована, чем толеитовая. К ней относятся трахибазальты, трахиты, гавайиты, муджиериты, анкарамиты, лимбургиты. При этом 85% серии приходится на основные породы, а средние и кислые встречаются в подчиненном количестве. Породы серии слагают

преимущественно наземные структуры (о-ва Тристан-да-Кунья, Гавайи, Гофф), однако есть и подводные (Муркус-Неккер). Объем пород щелочной серии по сравнению с другими невелик. В основном, они встречаются на островах Атлантического океана, таких как о-ва Зеленого мыса и Тринидад. К щелочной серии относятся тефриты, щелочные трахиты, нефелениты, базаниты, фонолиты.

Внутриплитные толеиты петрографически сходны с толеитами СОХ, однако для них выделяются некоторые особенности. Среди вкрапленников кроме минералов, типичных для толеитов СОХ, встречаются ещё ортопироксен и обогащенные титаном вкрапленники –Ti-авгит, Ti-содержащий амфибол керсутит и Ti-биотит (Safonova et al., 2016). Основная масса пород часто витрофировая, интерсертальная или гиалопилитовая. Особенности внутриплитных толеитов в петрогенных элементах выражаются в повышенном содержании TiO_2 и P_2O_5 , а также суммы щелочей и суммарного железа и пониженных концентрациях Al_2O_3 и CaO. По причине глубинного фракционирования оливина (больше промежуточных очагов) они имеют более низкие содержания MgO и, соответственно, более высокие отношения FeO^*/MgO . Ввиду концентрации Ni и Cr в оливине и хромите внутриплитные толеиты обеднены этими элементами относительно исходного расплава.

Больше отличий от СОХ можно найти и в концентрациях редких элементов. Для внутриплитных пород характерны повышенные содержания LREE, а также LILE (рис. 1.6), причем их количество возрастает от толеитов к щелочным породам. Степень обогащения этими элементами для базальтов OIB выше, а для OPB это обогащение отсутствует (рис. 1.6; Wilson, 1963; Sun, McDonough, 1989; Hemon et al., 1993; Mahoney et al., 1993; Neal et al., 1997; Regelous et al., 2003). Также важной характеристикой внутриплитных пород являются высокие концентрации Nb (рис. 1.6Б) и, как следствие, низкие отношения Zr/Nb (<20) по сравнению с базальтами СОХ (>20). Наличие положительной Ta-Nb аномалии на спектрах, нормированных по примитивной мантии (рис. 1.6Б), объясняется наличием в их источнике рециклированного компонента. Во время субдукции океанической коры Ta и Nb, являясь немобильными в водном растворе элементами, концентрируются в эклогитизированных базальтах, замещая Ti в структуре рутила. Далее океаническая кора погружается в мантию, из которой она же и была образована (рециклинг), таким образом обогащая Ta и Nb мантийные источники, из которых в дальнейшем будут выплавляться внутриплитные породы (Weaver, 1991; Hofmann, 1997; Kerrich, Wyman, 1997). Более подробно эта аномалия обсуждается в разделе 1.3.

Геохимические характеристики OIB проиллюстрированы на примере внутриплитных пород Тихого океана (рис. 1.6). Можно отметить, что для плато Онтонг-Джава (OPB) характерны значительно более низкие концентрации редких элементов и, в частности, LREE, чем для Полинезии или Гавайских островов. Такое различие объясняется смешением расплавов из

разных источников (плюмового и астеносферного), например, в обстановке внеосевого взаимодействия плюм-COX (Chen et al., 2021).

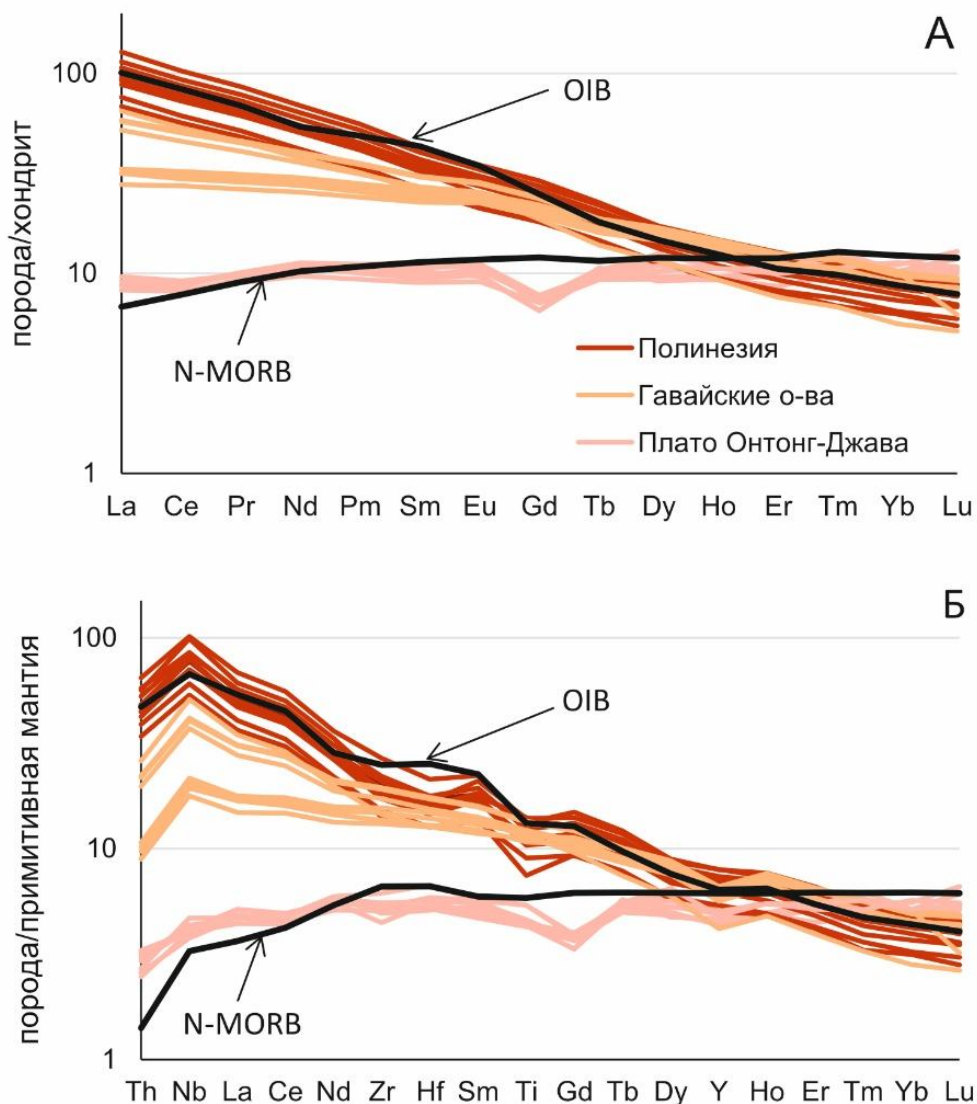


Рис 1.6. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (А) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы (Б) для внутриплитных пород Тихого океана. Данные для Полинезии даны по (Woodhead, 1995), для Гавайских о-вов по (Regelous et al., 2003), для плато Онтонг-Джава по (Chen et al., 2021). Данные для хондрита, примитивной мантии, N-MORB и OIB взяты из (Sun, McDonough, 1989).

1.3. Геохимические характеристики магматических пород надсубдукционных обстановок

В островных дугах распространены преимущественно породы вулканических серий нормальной щелочности (толеитовые, известково-щелочные), реже встречаются умеренно-щелочные и щелочные (шошонит-латитовые), а также особые бонинитовые и адакитовые серии. Для некоторых из них характерна петрохимическая и геохимическая зональность (рис. 1.7).

Например, для Японской островной дуги было показано (Kuno, 1966), что в крест простирания происходит изменение магматических серий: толеитовая (фронтальная часть) – известково-щелочная (центральная часть) – шошонитовая (тыловая часть). Подобная зональность также была установлена и для Камчатки (Мартынов, 1999). При этом процентные соотношения пород разных серий для одной дуги отличны от таковых для другой. Для незрелых энсиматических дуг (Марианская, Тонга) наиболее характерны породы бонинитовой и толеитовой серий, а для зрелых энсиматических (Японская, Курильская) – известково-щелочной и шошонитовой.

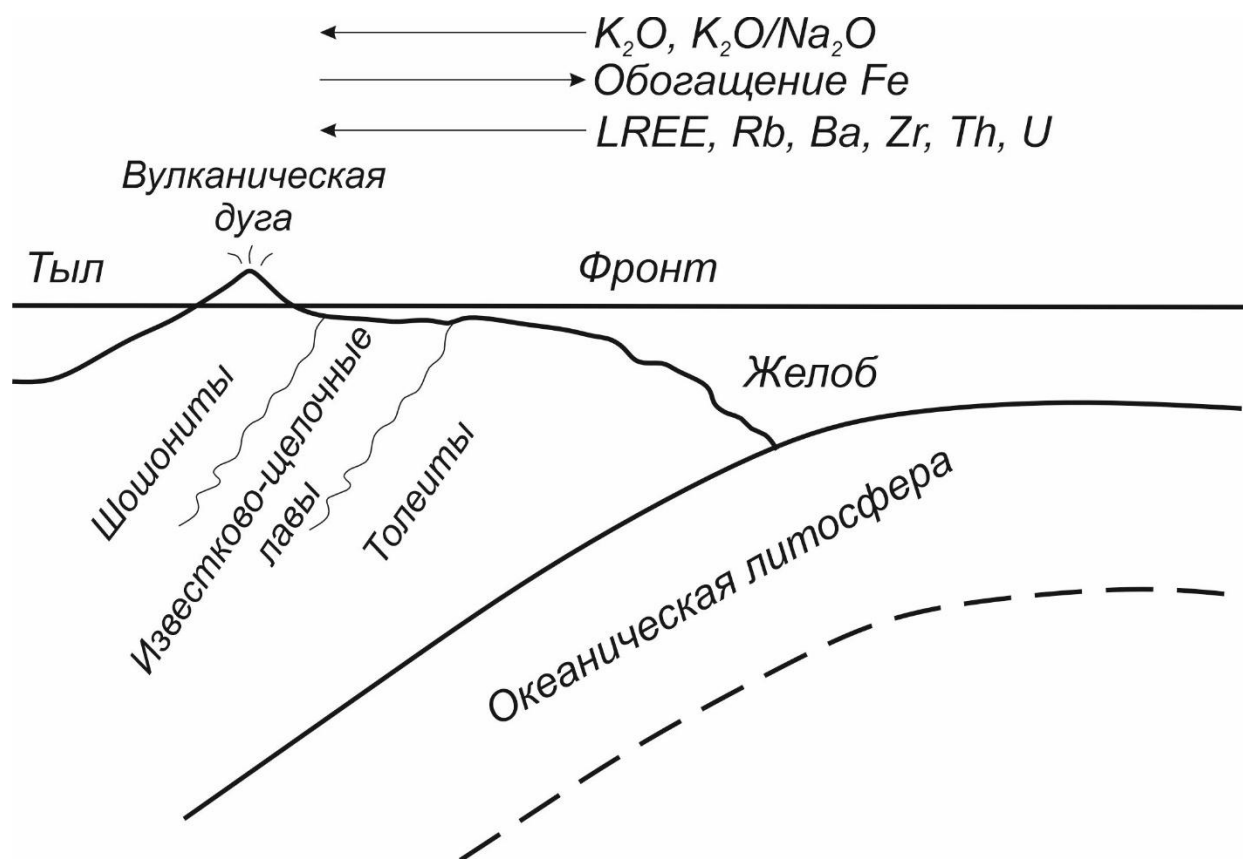


Рис 1.7. Петрохимическая зональность зрелой островной дуги (вне масштаба) по (Швеллер, 1991). Стрелки – направление увеличения концентраций.

Поверхностное распределение и направленность изменений состава пород от фронта к тылу, а также результаты лабораторных геохимических исследований в отношении калия и близких к нему по химическим свойствам элементов отражены, например, в работе У. Дикинсона (Dickinson, 1975). Он показал, что на глубине в зоне субдукции действуют два механизма: 1) сначала происходит частичное плавление мантии выше погружающейся плиты с образованием толеитов; 2) при продолжительной субдукции генерация магмы становится обусловлена ещё и последующей реакцией с вышележащей мантией, что порождает известково-щелочную серию, она генерируется на больших глубинах, а соответственно дальше от желоба (Швеллер, 1991). И. Куширо в своей работе (Куширо, 1984) показал, что в направлении от фронта к тылу на Японской

дуге возрастает также флюидонасыщенность магм, и в вулканитах возрастает содержание воды. То есть в тыловой части выплавляются магмы повышенной щелочности, поскольку калий и подобные ему элементы хорошо растворимы в водном флюиде. От фронта к тылу меняется также состав минералов и уменьшается степень дифференцированности пород.

Островодужные толеиты по сравнению с таковыми для других геодинамических обстановок характеризуются низкими содержаниями TiO_2 , Cr, Ni, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$ и высокими Al_2O_3 . При этом сам толеитовый тренд (тренд накопления железа) не так характерно выражен, как у толеитов COX (Miyashiro, 1975; Saunders et al., 1979). Толеиты островных дуг более обогащены LILE, и обеднены HFSE и тяжелыми редкоземельными элементами (Heavy Rare Earth Elements, HREE; рис. 1.8).

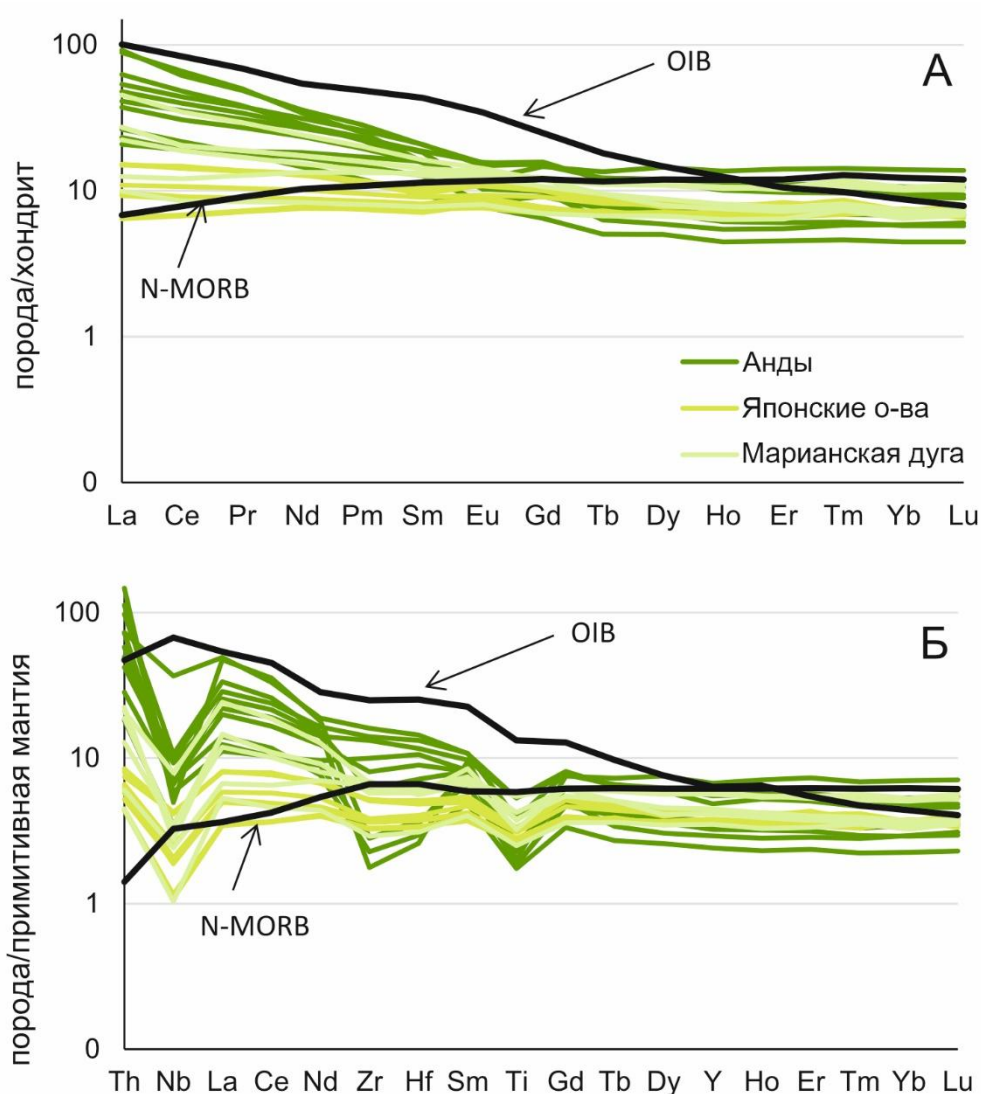


Рис 1.8. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (А) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы (Б) для надсубдукционных пород Тихого океана. Данные для Анд даны по (Mamani et al., 2010), для Японии по (Shuto et al., 2015), для Марианской дуги по (Pearce, Stern, 2005). Данные для хондрита, примитивной мантии, N-MORB и OIB взяты из (Sun, McDonough, 1989).

Самой характерной особенностью островодужных пород является наличие на мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии, отрицательной аномалии по Nb и Ta (рис. 1.8Б). Существует несколько гипотез, объясняющих данную аномалию. Согласно первой, Ta и Nb концентрируются в рестите из-за устойчивости минералов-концентраторов (рутил) в водных условиях (Saunders et al., 1980; Hawkesworth et al., 1993). Однако, в работе (Ayers, Watson, 1991) было показано, что растворимость рутила в жидкостях зависит от давления, увеличиваясь на три порядка от 10 до 30 кбар. Таким образом, эксперименты при 10-15 кбар не всегда могут объяснить данную аномалию. При давлении 30 кбар рутил почти в 100 раз более растворим, чем богатый LILE и REE монацит, поэтому флюиды, выделяющиеся при погружении плиты, могут быть даже обогащены Nb и Ta при этом процессе, а не истощены (Ayers, Watson, 1993). Поэтому широко распространено мнение, что характер содержания микроэлементов в надсубдукционных магмах в значительной степени отражает относительную подвижность несовместимых микроэлементов в водных флюидах, при этом LILE очень подвижны, в то время как HFSE гораздо менее подвижны и, следовательно, ими относительно обеднен источник большинства надсубдукционных магм (Tatsumi et al., 1986; McCulloch, Gamble, 1991; Hawkesworth et al., 1994; Arculus, 1994). Также исследовалась растворимость Nb и Ta в клинопироксенах в зависимости от содержания в них глинозема (Baier et al., 2008). Было показано, что при увеличении глиноземистости клинопироксен может растворять Nb и Ta, тем самым обедняя ими флюид, а, следовательно, и надсубдукционные магмы, но это будет справедливо только при относительно низких давлениях (менее 5 Гпа).

По направлению от фронтальной к центральным частям островных дуг возрастает количество пород известково-щелочной серии (рис. 1.7). Она может быть как базальт-андезитовая (сокращенная), так и базальт-андезит-дацит-риолитовая (протяженная). При этом в серии преобладают андезибазальты и андезиты, тогда как объемы базальтов, дацитов и риолитов могут достигать только 10%. Большинство базальтов/андезибазальтов имеют порфиновые структуры с 40-45% вкрапленников, количество которых уменьшается при переходе к дацитам и риолитам, что связано с гравитационной дифференциацией. Обильны гломеропорфиновые сростки минералов и меланократовые включения. Широко распространены роговая обманка и биотит.

Вулканиды известково-щелочной серии по сравнению с толеитовой более обогащены LILE в соответствии с увеличением их ионных радиусов и уменьшением коэффициента распределения между твердой фазой и расплавом ($Sr \rightarrow K \rightarrow Rb \rightarrow Ba$). Соответственно, уменьшаются отношения K/Rb и Ba/Sr в магматических породах известково-щелочной серии по сравнению с толеитовой. Степень обогащенности LREE по сравнению с HREE увеличивается, возрастают содержания HFSE.

Последние по распространенности в островных дугах умеренно-щелочная и щелочная серии, характерные для тыловых частей или зрелых островных дуг. Породы этих серий чаще всего слагают силлы, процессы дифференциации проявлены относительно слабо. Породы представлены как афировыми, так и порфировыми разновидностями, включения могут быть ультраосновного или основного состава (лерцолиты, пироксениты, верлиты, габброиды). При этом вулканиты как правило низкокремнеземистые и высокомагнезиальные, но также как все островодужные вулканиты отличаются повышенным содержанием глинозема и пониженными концентрациями TiO_2 . Породы отличаются от других островодужных серий более высокими концентрациями всех редких элементов в целом, а также Ni и Cr.

Бонинитовую серию считают характерным индикатором незрелых внутриокеанических островных дуг, одной из которых является остров Чичидзима в западной Пацифике, ранее известный как остров Бонин, являющийся прототипом выделения этой серии (Kuroda et al., 1978; Taylor et al., 1994; Dobson et al., 2006). Однако существуют работы, подтверждающие наличие бонинитов в обстановках океанических плато (Ingle et al., 2007) и внутриконтинентальных рифтов (Smithies, 2002; Srivastava, 2008), что ставит под сомнение общепринятую однозначную связь между бонинитами и внутриокеаническими дугами (Pearce, Reagan, 2019). Бониниты представляют собой эффузивные породы, по кремнекислотности соответствующие андезибазальтам ($\text{SiO}_2 = 53\text{--}58$ мас. %), с высокими содержаниями MgO от 8 до 33 мас. %, Cr, Ni и H_2O , но с очень низкими содержаниями HFSE и LREE. В отличие от MORB бониниты островных дуг обогащены K, Rb, Ba и Sr.

Другим признаком островодужной обстановки является наличие пород адакитовой серии. Адакиты впервые были описаны среди вулканитов острова Адак центральной части Алеутской дуги (Kay, Kay, 1988). К адакитам традиционно относят породы андезитового и дацитового состава с повышенным содержанием Mg, Sr, K, и низкими концентрациями HREE, Ni и Cr. Соответственно для них характерны высокие отношения La/Yb, Sr/Y и низкие FeO/MgO. Адакиты в природе довольно редки. Их образование связывают с субдукцией и плавлением молодой, горячей океанической плиты или с поглощением COX в зоне субдукции (Drammond, Defant, 1990; Drammond et al., 1996). Некоторые исследователи связывают образование адакитов с плавлением слэба в зонах с малой скоростью субдукции, например, на Курило-Камчатской и Алеутской дугах, где были описаны адакиты (Волынец и др., 1998).

У магматизма АКО много общих черт с энсиалическими островными дугами. Например, для Андской активной окраины характерны толеитовая, известково-щелочная, умеренно-щелочная и щелочная серии магматических пород. Они схожи с набором серий для островных дуг, но количественные соотношения серий различны. В Андах резко преобладают среднекалиевые известково-щелочные серии, далее следуют умеренно-щелочные (шошонит-

латитовые), а затем щелочные серии. Толеитовые серии редки, при этом в их составе практически отсутствуют низкокалиевые вулканиты. Кремнекислотность пород также отлична от островодужных: в последних преобладают базальты, андезибазальты и андезиты, а в Андской окраине – андезиты и дациты. Количество риолитов в два раза больше, чем базальтов, тогда как в островных дугах соотношения обратные. Это объясняется вовлечением в плавление корового материала и/или контаминацией мантийных магм коровым материалом, что подтверждается возрастанием в вулканитах ксенолитов (гнейсов, кварцитов, кристаллических сланцев), высокими концентрациями тяжелого изотопа стронция (^{87}Sr) и радиогенного свинца (Pichler, Zeil, 1972; Kay, 1980; Ewart, 1982).

Для вулканических пород АКО характерны, как правило, порфировая структура, содержание вкрапленников до 40% и уменьшение их количества от основных к кислым разностям. При этом плагиоклаз имеет более натриевый состав, чем в вулканитах островных дуг, а также практически всегда проявлена его зональность. Широкое распространение имеет калиевый полевой шпат (КПШ): санидин в нормальных и умеренно-щелочных и анортклаз в щелочных разностях. В большинстве случаев встречается двупироксеновая минеральная ассоциация с преобладанием ортопироксена (бронзит/гиперстен) над клинопироксеном (Фролова, Бурикова, 1997). Из темноцветных минералов распространена роговая обманка, в более кислых породах совместно с биотитом.

Концентрации петрогенных элементов в породах АКО близки к таковым для энсиалических ОД: обогащение K_2O , Na_2O и P_2O_5 и обеднение CaO . Больше отличий можно найти в содержаниях редких элементов (Ewart, 1982; Martiner, Milward, 1984; Thorpe et al., 1984; Hickey et al., 1986; Bryant, et al., 2006). Для пород АКО характерны повышенные концентрации LILE (особенно при их развитии на мощной древней коре) по сравнению с породами ОД (рис. 1.8) и концентрации HFSE. Для пород АКО, также, как и для пород ОД, характерны минимумы по Nb и Ta (рис. 1.8Б), но иногда они слабее выражены и могут даже полностью исчезнуть в породах повышенной щелочности, как это наблюдается в Центральном сегменте Андской АКО. Следует отметить и тот факт, что концентрации Nb в Андской АКО и в древней архейской коре близки (~5-6 г/т). В повышенных отношениях Th/Nb породы АКО проявляют сходство с породами энсиалических ОД, что их отличает от пород N-MORB или OIB (рис. 1.8).

1.4. Изотопные характеристики и мантийные источники

Все вышеперечисленные свойства магматических пород позволяют нам предполагать ту или иную геодинамическую и/или тектоническую обстановку их формирования. Однако в магматических комплексах, образованных даже в пределах одной геодинамической обстановки,

могут встречаться разные типы пород (рис. 1.5, 1.6, 1.8). Например, долгое время считалось, что океанические базальты СОХ имеют идентичные характеристики, потому что образовались из одного типа мантийного источника – деплетированной мантии. Но при детальном рассмотрении этого вопроса даже в толеитах СОХ начали выделять разные подтипы пород. Например, в работе Л.В. Дмитриева с соавторами (Дмитриев и др., 1990) для Атлантического и Тихого океанов были выделены разные типы толеитов (ТОР – толеиты океанических рифтов): TOP-1, TOP-2, TOP-Fe, TOP-Fe, Ti, TOP-Na и TOP-K. В зарубежной литературе такие подтипы N-MORB стали называться N1 и N2 (Morel, Hekinian, 1980; Klein, Langmuir, 1987 и др.). Разнообразие редкоэлементного и изотопного составов базальтов океанических островов также не осталось без внимания. Например, в работе (White, 1985) было выделено три типа океанических островов, названных по их типичным представителям: острова Святой Елены, Кергелен и Общества.

Причиной такого разнообразия пород является неоднородность мантии, из которой образуются магматические расплавы. В настоящее время для пород MORB- и OIB-типа выделяется несколько типов мантийных источников (резервуаров), основанных не столько на геохимических, сколько на изотопных характеристиках. Зиндлер и Харт в своем исследовании (Zindler, Hart, 1986) выделили четыре типа мантийных резервуаров: деплетированный (DM), обогащенный-1 (EM1), обогащенный-2 (EM2) и резервуар с высоким отношением изотопов урана и свинца (HIMU). Деплетированная мантия (DM – depleted mantle) – область мантии, единожды испытавшая плавление, это самый истощенный резервуар, выделяемый Зиндлером и Хартом (Туркина, 2008). Для DM характерно обеднение LILE, LREE, самые низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, высокие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и, соответственно, самые высокие положительные значения ϵNd . Считается, что этот тип резервуара является доминирующим при образовании толеитов СОХ. Следующий тип резервуара – обогащенная мантия, в ней выделяется два типа EM: (1) EM1, для которого характерны самые низкие отрицательные значения ϵNd , умеренно высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; (2) EM2 с самыми высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, повышенными $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и также отрицательными значениями ϵNd . Последний тип мантийного резервуара – это HIMU (high μ , где $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), который характерен для большинства базальтов типа OIB Французской Полинезии (Zindler, Hart, 1986; Woodhead, 1996). Магматические породы, образованные из такого источника, имеют самые высокие изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и низкие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Стоит отметить, что в работе (Zindler, Hart, 1986) эти источники выделялись для базальтов океанических островов, основываясь на ранее обозначенных островах в работе (White, 1985), т.е. HIMU – острова Святой Елены, EM1 – Кергелен, EM2 – острова Общества. В дальнейшем эти типы резервуаров стали использоваться шире, и их смешением в разном процентном

соотношении стали объяснять разнообразие пород и обстановок СОХ, отмечая при этом явно бóльший вклад деплетированного источника (Миронов и др., 2001). Некоторые исследователи объясняют разницу в редкоземельном составе базальтов MORB-типа процессами фракционной кристаллизации (Дмитриев, 1998). Однако вариации изотопных отношений говорят о необходимости условия первичной гетерогенности мантийного резервуара, которая может быть вызвана добавкой малого количества обогащенного вещества к деплетированному (Туркина, 2008). В частности, этим объясняется такой вопрос, как относительное обогащение LREE базальтов типа E-MORB.

Выделяется ещё один мантийный резервуар, который часто используется в литературе – примитивная мантия (PM – primitive mantle). Её описывают как мантию, которая не испытывала каких-либо химических изменений с момента отделения её от ядра при дифференциации Земли (до образования коры и современной мантии). Вопрос о существовании такой мантии в реальности по-прежнему остается дискуссионным. Несмотря на то, что концепция примитивной мантии внесла существенный вклад в понимание магматических процессов и широко применяется в настоящее время, ни один из мантийных базальтов или ксенолитов не имеет подходящего состава, чтобы быть образованным только из неё. Вероятно, ни одна часть мантии не сохранила своего первоначального примитивного состава (White, 2013). Однако гипотетические составы PM успешно используются для нормирования концентраций редких элементов при построении спектров, а также бинарных диаграмм для оценки характеристик источников.

Отличия базальтов СОХ от океанических островов и их мантийных источников видны на графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 1.9). Базальты СОХ, обедненные несовместимыми элементами, находятся в верхней левой части мантийной последовательности (линии отрицательной корреляции $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) и указывают на их деплетированный мантийный источник. Следует отметить, что для базальтов ОИВ установлены очень широкие вариации изотопного состава как неодима, так и стронция. На графике также видно, что породы островов Индийского океана (о-ва Кергелен) в большей степени обогащены Sr, чем, например, базальты Гавайских островов, что указывает на их более обогащенный источник.

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 1.10) видно, что базальты СОХ имеют самые низкие концентрации тяжелых изотопов свинца ^{207}Pb (Dupre, Allegre, 1983), занимая крайние нижние точки. В свою очередь для базальтов океанических островов установлены широкие вариации изотопного состава свинца (рис. 1.10). Прямого линейного тренда от деплетированных MORB к морским осадкам (верхней коре) через ОИВ не прослеживается, из чего следует, что формирование источников базальтов океанических островов невозможно объяснить только смешением деплетированного материала с коровым (Туркина, 2008). Поэтому выделяют

дополнительные промежуточные источниковые компоненты: PREMA – преобладающая мантия, подразумевающая смешение различных конечных компонентов в истории Земли (Zindler, Hart, 1986), и FOZO – фокусная зона, к которой отклоняется большинство трендов океанических островов (Hart et al., 1992).

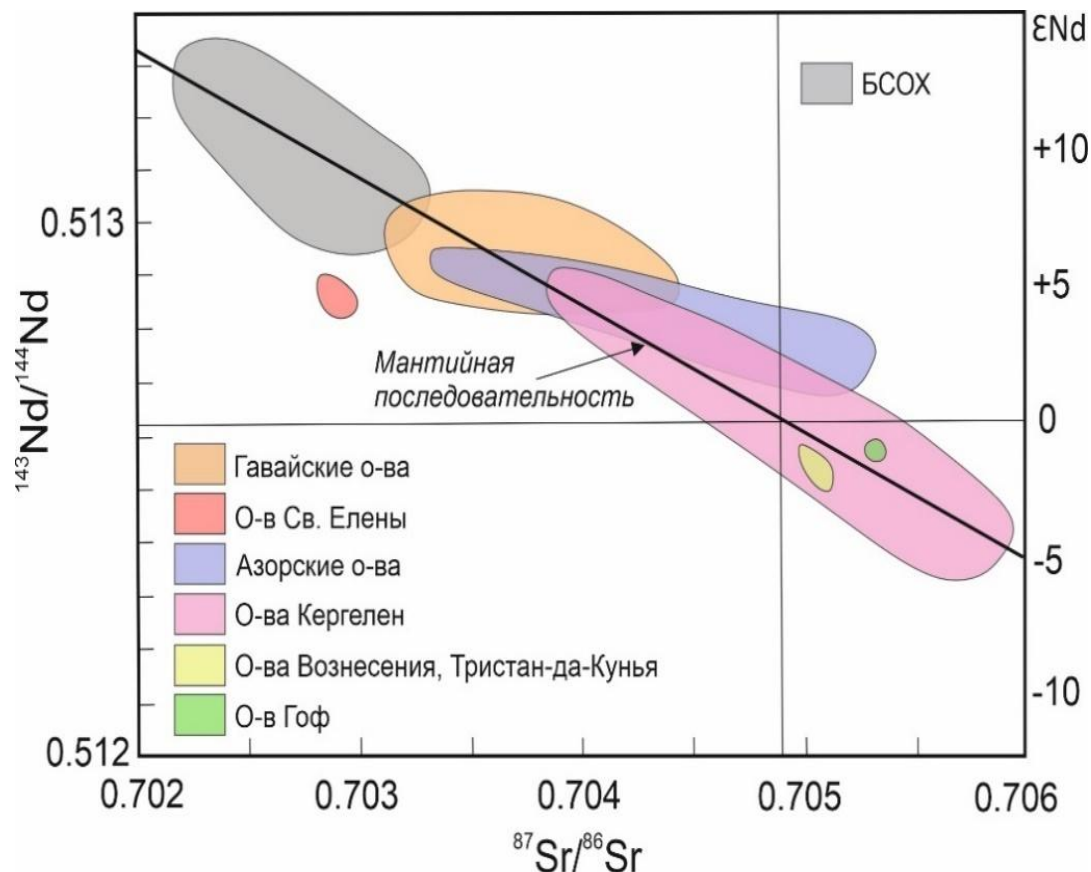


Рис. 1.9. Корреляция изотопного состава Nd и Sr в базальтах COX и океанических островов по (Фор, 1989; Туркина, 2008).

Изотопные характеристики пород островодужного происхождения отличаются от океанических типа MORB в среднем более высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и более низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и одновременно обладают значительным разнообразием (рис. 1.11). Поскольку островодужные породы образуются в результате плавления при погружении океанической коры и терригенных осадков под океаническую/континентальную кору, магма в таких обстановках имеет смешанный источник. Такие породы образуются путем частичного плавления: 1) гидротермально измененной океанической коры; 2) осадков океанической коры; 3) мантийного клина; 4) сиалических пород основания вулканических построек надсубдукционных магматических дуг (Фор, 1989). Для пород этой обстановки характерен широкий диапазон изотопных составов, т.к. морская вода может являться источником радиогенного ^{87}Sr , щелочных элементов, а также флюида, ускоряющего плавление.

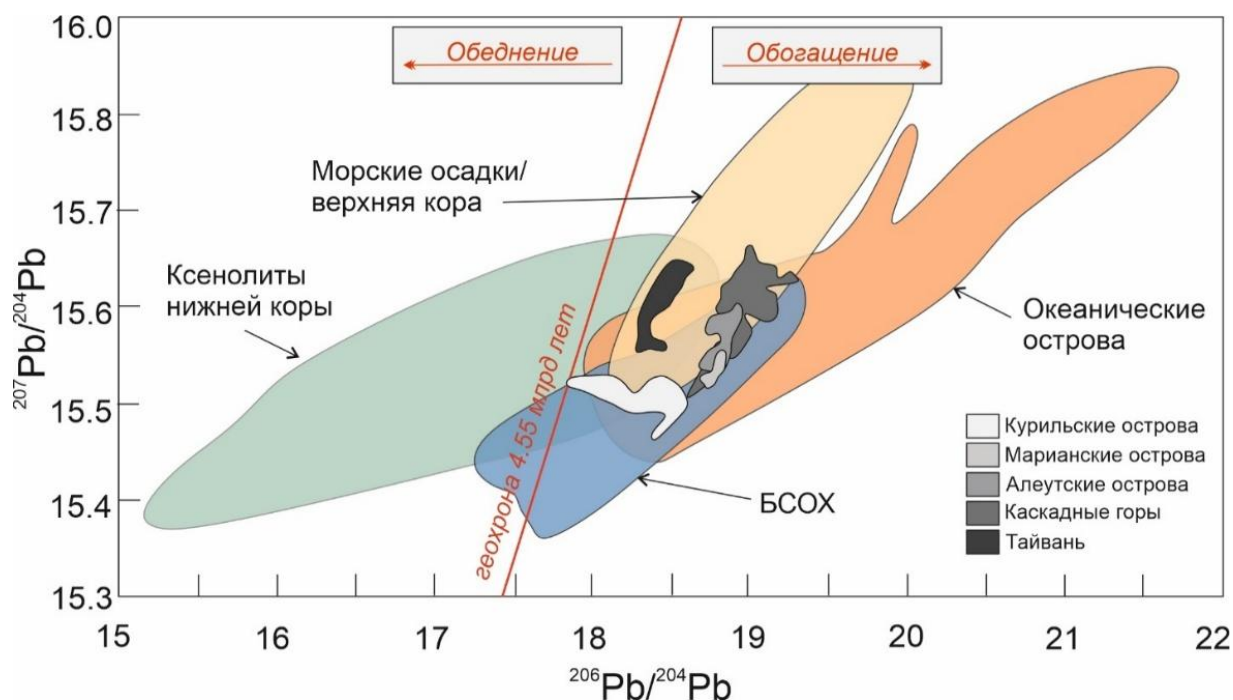


Рис. 1.10. Изотопный состав свинца главных земных резервуаров по (White, 2013) с полями базальтов островных дуг по (Church, Tilton, 1973; Church, 1976; Meijer, 1976; Kay et al., 1978; Sun, 1980; Журавлев и др., 1985).

Некоторые поля островных дуг отклоняются вправо от линии мантийной последовательности, указывая на то, что Nd и Sr из других (отличных от DM для БСОХ) источников примешиваются к магмам до их излияния. Каждая магматическая провинция определенной островной дуги отражает единственную в своем роде эволюцию, определяющую изотопный состав слагающих её пород. Например, для пород дуги Банда в Индонезии характерны высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при достаточно низких $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, а также более пологий угол наклона линейной траектории (рис. 1.11). Такое распределение подразумевает, что терригенные осадки, снесенные с Австралийского континента, погружаются в зону субдукции. Поэтому подобные изотопные характеристики могут быть объяснены контаминацией континентальными осадками магмы, первоначально образованной за счет материала океанической коры и мантии (Whitford, Jezek, 1982).

По сравнению с базальтами СОХ, породы ОД характеризуются высокими отношениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, отклоняясь от океанического тренда в область континентальной коры (рис. 1.10). Для некоторых энсиматических дуг (Марианская, Сунда) такое распределение объясняется незначительной контаминацией магмы морскими осадками (Woodhead, Freser, 1985). Для других дуг, изотопные значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в которых значительно превышают таковые в осадках, подобные отклонения трактуются как участие коровой контаминации, а именно терригенным материалом древней континентальной коры в субдуцированных осадках (Davidson, 1986; White, Dupre, 1986).

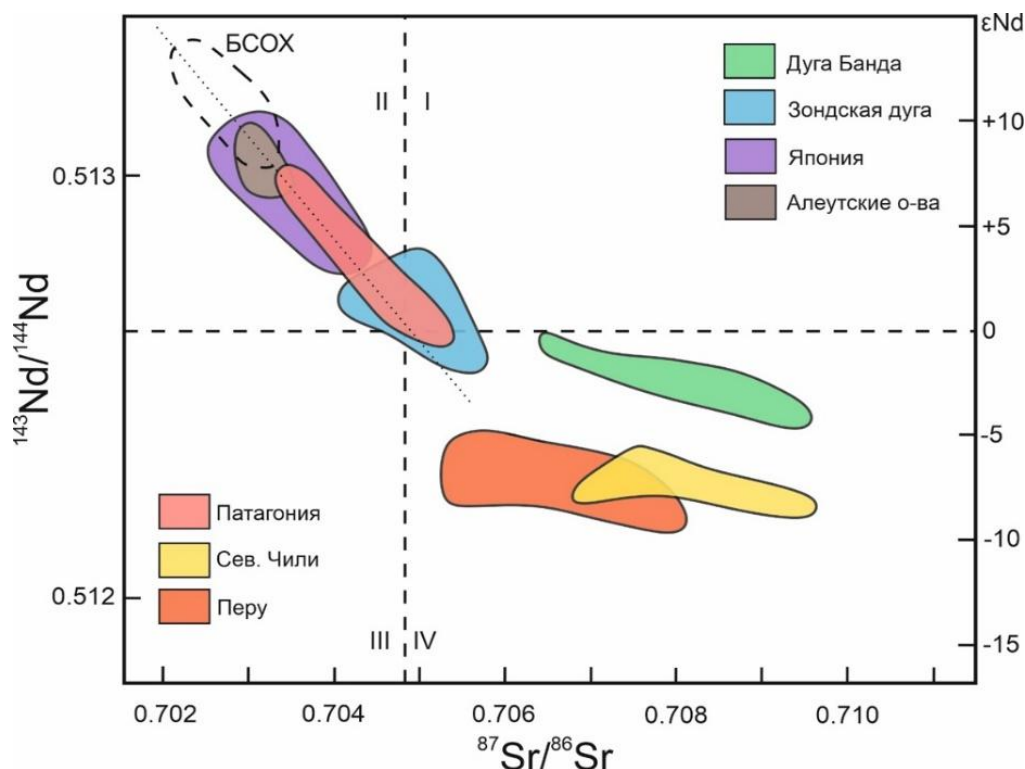


Рис. 1.11. Корреляция изотопного состава Nd и Sr в базальтах островных дуг и континентальных окраин по (Фор, 1989 и ссылки там). БСОХ – базальты срединно-океанических хребтов, пунктирная линия – линия мантийной последовательности. II и IV – квадранты мантийной последовательности: II – деплетированный источник, IV – обогащенный источник. I и III – «запрещенные» квадранты пород смешения мантийных расплавов с коровым материалом.

Породы активных континентальных окраин по изотопным меткам также разнообразны, что хорошо видно на примере Южной Америки (рис. 1.11). Для Патагонии отмечается широкий разброс изотопов Sr и Nd, в целом согласующийся с мантийной последовательностью (Hawkesworth et al., 1979). Лавы АКО Перу и северного Чили имеют низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения, что характерно для пород, контаминированных материалом континентальной коры. Такие особенности объясняются существенным вкладом континентальной коры в эволюцию магм, образовавшихся при субдукции океанической коры (James, 1982; Hawkesworth et al., 1982).

Для максимально точного и достоверного определения геодинамической обстановки необходим комплексный подход, так как по ряду признаков разнородные породы имеют значительные сходства и наоборот, породы, образованные в одной обстановке, могут отличаться друг от друга. Представленные выше петрографические, геохимические и изотопные особенности были выявлены при изучении пород современных геодинамических обстановок. По принципу актуализма эти различия можно использовать для пород древних океанов и их активных окраин при условии отсутствия вторичных изменений состава пород в результате наложенных, постмагматических процессов. Традиционно история формирования тех или иных магматических комплексов ЦАСП расшифровывалась, используя данные по магматизму его

актуалистического аналога – Тихого океана и его активных окраин. В настоящей диссертационной работе с помощью комплекса геологических и аналитических методов, от полевого картирования до высокоточных изотопно-геохимических исследований, были всесторонне изучены раннепалеозойские магматические породы Итмурундинской и Тектурмасской зон Джунгаро-Балхашской складчатой области западной части ЦАСП (рис. 1.12).

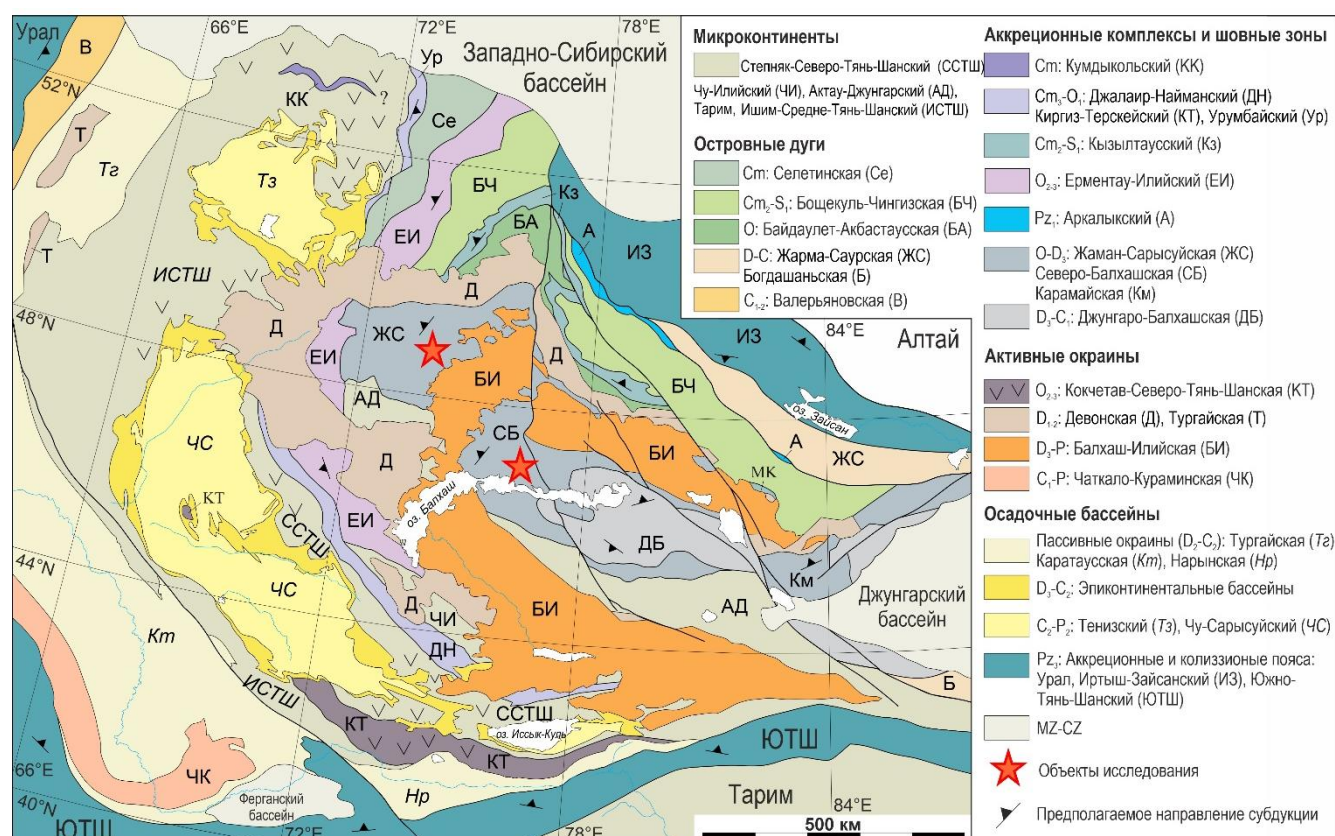


Рис. 1.12. Тектоническая карта западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса по (Windley et al., 2007).

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

2.1. Общие представления о геологическом строении Центрального Казахстана

С точки зрения геологического строения Центральный Казахстан представляет собой коллаж микроконтинентов, островных и континентальных магматических дуг и смежных осадочных бассейнов, тектонически совмещенных в период от раннего ордовика до раннего силура с образованием Казахстанского континента. Островные дуги формировались преимущественно в раннем палеозое, а континентальные магматические дуги на окраинах Казахстанского континента развивались с силура до позднего карбона и перми. Процессы субдукции завершились в результате столкновения Казахстанского континента с континентальными блоками Балтики, Сибири и Тарима. В результате тектонических деформаций, связанных с амальгамацией этих континентов, сформировался Казахский ороклин, являющийся одной из ключевых тектонических структур западной части ЦАСП (Зоненшайн и др., 1990; Sengör et al., 1993; Berzin, Dobretsov, 1994; Диденко и др., 1994; Filippova et al., 2001; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2009; Дегтярев, 2011). Для Казахского ороклина характерно широкое распространение комплексов, сформированных в зонах перехода от океана к континенту. К таким комплексам относятся островодужные известково-щелочные вулканические образования и окраинно-континентальные комплексы (Тевелев и др., 1988; Тевелев, Кошелева, 1988; Дегтярев, 1993; Дегтярев, Рязанцев, 1993). В структуре Центрального Казахстана выделяются также аккреционные комплексы, в строении которых участвуют фрагменты офиолитов и кремнисто-базальтовых толщ океанической плиты (Якубчук и др., 1989; Якубчук, 1990; Дегтярев, 1999; Safonova et al., 2020, 2022, 2024; Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2020, 2021, 2022; Гурова и др., 2022).

История тектонического районирования Центрального Казахстана началась с разделения его территории на два блока (Тектоника Казахстана, 1982). Западный блок, в котором широко распространены докембрийские метаморфические комплексы, выделялся как микроконтинент, разделенный в вендское время с сопутствующим формированием участков с корой океанического типа. Считалось, что в позднеордовикское время в Западном блоке завершился этап формирования гранитно-метаморфического слоя, а уже в девоне отмечалось полное завершение процессов образования новой континентальной коры. К востоку от Ерементау-Ниязских гор и Актау-Моинтинского массива была проведена граница между Западным и Восточным блоками, т.к. в этом районе зафиксированы последние (в восточном направлении)

выходы на поверхность докембрийских комплексов. В составе Восточного блока выделялись разновозрастные офиолиты, эффузивные породы известково-щелочной серии, а также кремнистые, флишевые и олистостромовые отложения. Считалось, что на месте Восточного блока в палеозое существовал палеоокеанический бассейн, в пределах которого происходило становление континентальной коры от океанической стадии к континентальной в течении всего палеозоя (Тектоника Казахстана, 1982).

Последующие исследования разных комплексов и их геодинамических обстановок доказали более сложную картину эволюции территории Центрального Казахстана и Казахского ороклина в целом. Так в Западном блоке были выделены нижнепалеозойские океанические комплексы, тектонически перекрывающие докембрийские метаморфические породы (Паталаха, Белый, 1981; Борисенко и др., 1989). Поэтому в настоящее время существование двух блоков в современной структуре Казахского ороклина основывается на различии не генетического характера, а на преобладании в Западном блоке докембрийских сиалических массивов и их отсутствии в Восточном. В структуре Западного блока кремнисто-базальтовые, кремнистые, флишевые и вулканические образования, аналогичные таким же в Восточном блоке, тектонически совмещены с докембрийскими массивами (Дегтярев, 1999).

Исследования геологического положения и петрогенезиса разновозрастных известково-щелочных вулканических серий Восточного блока и ассоциирующих с ними магматических комплексов позволяют предположить их образование в обстановках современных магматических островных дуг (Самыгин, 1990; Самыгин, Хераскова, 1994; Safonova et al., 2020, 2024b; Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2020, 2021, 2022, Гурова и др., 2022). Изучение офиолитов, базальтоидов (Safonova et al., 2020, 2024b; Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2020, 2022; Гурова и др., 2022), кремнисто-базальтовых, кремнистых образований (Новикова и др., 1983, 1988, 1991; Якубчук, 1991; Герасимова и др., 1992; Никитин и др., 1992; Сафонова и др., 2019; Degtyarev et al., 2020) и граувакковых песчаников (Safonova et al., 2022, 2024b; Перфилова и др., 2022а, б; Safonova, Perfilova, 2023) позволили доказать их формирование в океанических и надсубдукционных обстановках в течение раннего палеозоя.

Основываясь на геологических и структурных особенностях, а также соотношениях кембро-ордовикских и силурийских магматических комплексов и осадочных отложений, в Восточном блоке Центрального Казахстана выделяют Божекуль-Чингизскую и Джунгаро-Балхашскую (ДБСО) складчатые области (рис. 2.1). В Божекуль-Чингизской области несколько узких полос аккреционных и преддуговых комплексов пространственно совмещены с островодужными комплексами. В этой области выделяют нижнепалеозойскую Чингизскую и силурийскую Божекульскую системы островных дуг (Дегтярев, 1999).

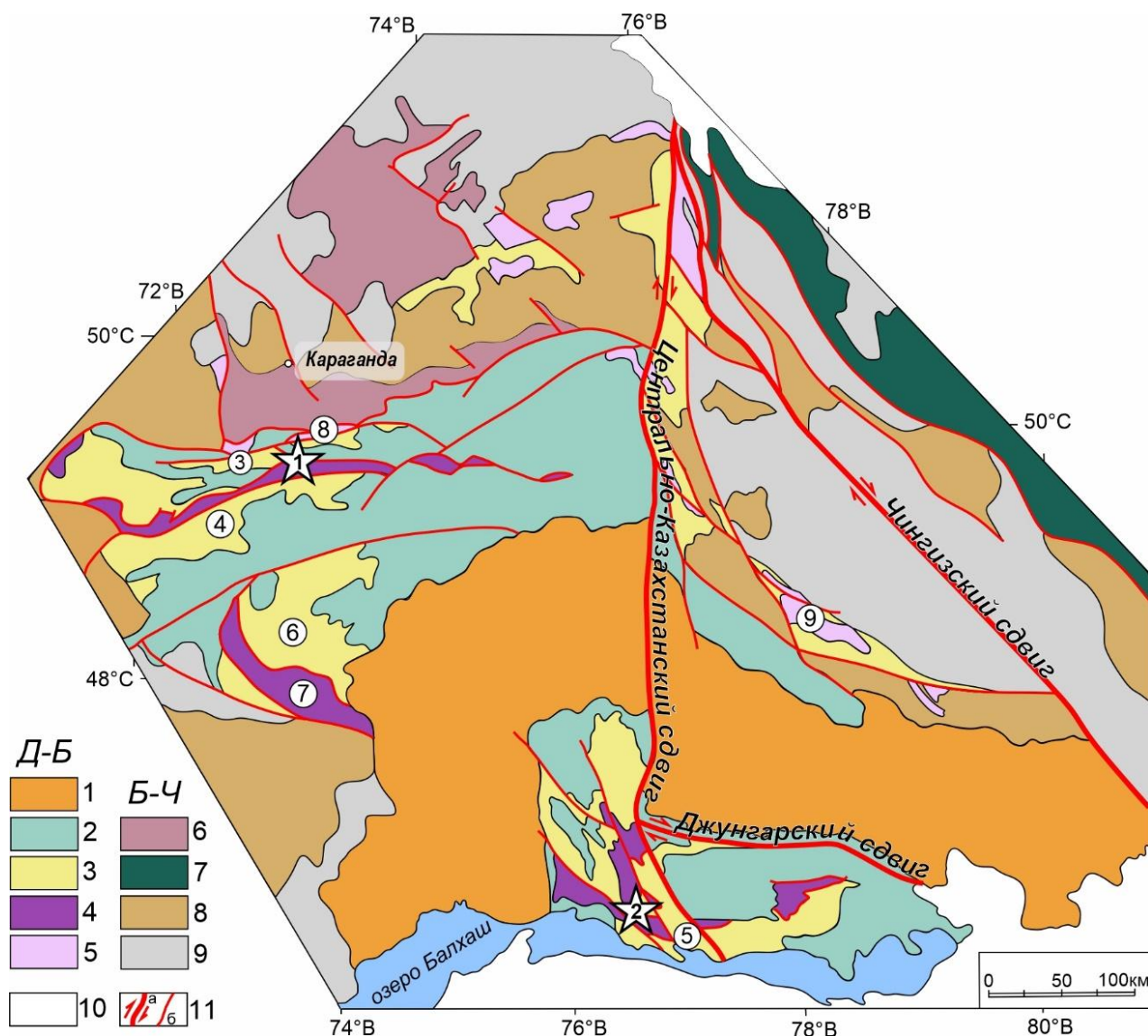


Рис. 2.1. Схема тектонического районирования восточной части Казахстана по (Дегтярев, 1999). 1-5 – Джунгаро-Балхашская складчатая область (1 – позднепалеозойский вулканический пояс; 2 – девонские – раннекаменноугольные вулканогенно-осадочные комплексы и флиш; 3 – ранне-позднесилурийские флишеидные комплексы и олистостромы; 4 – ордовикско-силурийские аккреционные комплексы (включая офиолиты); 5 – ордовикские островодужные вулканиты); 6-9 – Бошекуль-Чингизская складчатая область (6 – ранне-среднедевонский вулканический пояс; 7 – девонские и каменноугольные аккреционные комплексы; 8 – девонские и каменноугольные вулканогенно-осадочные и карбонатные континентальные и склоновые фации; 9 – додевонские комплексы); 10 – мезозойские и кайнозойские осадочные бассейны; 11 – а) региональные сдвиговые зоны; б) разломы. Основные структуры ДБСО: 1 – Тектурмасская и Базарбайская подзоны; 2 – Итмурундинская зона; 3 – Нурина подзона; 4 – Успенская подзона; 5 – Ащиязекская зона; 6 – Жаман-Сарысуйская зона; 7 – Агадырская зона; 8 – Северо-Карагандинская зона; 9 – Предчингизская зона. Звездами отмечены объекты исследования.

Для ДБСО характерно распространение ниже-среднепалеозойских образований. Ордовикские островодужные вулканические серии широко развиты в её северной, северо-восточной и северо-западной частях. В центральной части преобладают среднеордовикско-силурийские аккреционные и флишевые формации. В ДБСО выделяется несколько зон, имеющих дугообразную форму и различающихся особенностями структуры, составом комплексов и их возрастом (рис. 2.1).

Северо-Карагандинскую и Предчингизскую зоны слагают ордовикские надсубдукционные вулканиты и силурийские флишоидные образования (рис. 2.1). В состав расположенных южнее и юго-западнее Тектурмасской и Итмурундинской складчатых зон входят ордовикско-нижнесилурийские аккреционные и островодужные комплексы, перекрытые силурийскими флишевыми толщами. Успенская и Ащизекская зоны сложены нижнесилурийскими образованиями аккреционных комплексов, разрезы которых наращиваются ниже-верхнесилурийскими флишоидными толщами. Для Агадырской зоны характерны более молодые верхнесилурийские породы аккреционных комплексов (рис. 2.1) (Дегтярев, 1999).

Таким образом, в строении Казахского ороклина выделяются как реликты разновозрастной коры океанического палеобассейна, так и комплексы, сформированные в пределах его активных окраин. В последние десятилетия большое внимание уделяется исследованиям как структуры ядра Казахского ороклина, основная часть которого располагается в Центральном Казахстане (Heinhorst et al., 2000; Seltnann, Porter, 2005; Kröner et al., 2007, 2008; Abrajevitch et al., 2008; Li et al., 2018; Сафонова и др., 2019; Safonova et al., 2020, 2022, 2024b; Degtyarev et al., 2021, 2022; Гурова и др., 2022; Перфилова и др., 2022а, б; Safonova, Perfilova, 2023), так и его крыльям, расположенным на территории юго-восточного Казахстана и северо-западного Китая (Abrajevitch et al., 2008; Li et al., 2018; Yang, 2019a, b). Однако вопросы о возрасте и геодинамической природе многих магматических комплексов, входящих в состав складчатых зон Центрального Казахстана, по-прежнему остаются дискуссионными. Автором диссертационной работы были детально и с использованием традиционных геологических и самых современных аналитических методов были изучены магматические породы от основного до кислого состава Тектурмасской и Итмурундинской складчатых зон ДБСО.

2.2. Геологическое строение Итмурундинской складчатой зоны

Итмурундинская складчатая зона (ИСЗ) находится в северном Прибалхашье Центрального Казахстана, протягиваясь на расстояние более чем 80 км вдоль озера Балхаш (рис. 2.2). ИСЗ локализована в ядре Казахского ороклина в центральной части ДБСО (Геологическая..., 1960; Паталаха, Белый, 1981; Степанец, 2016), структуры которой протягиваются в юго-восточном направлении на территорию северо-западной части Китая (западная Джунгария) (Дегтярев, 1999, 2011, 2012; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2010, 2013; Сафонова и др., 2019; Safonova et al., 2020; Degtyarev et al., 2021, 2022). Основными структурными элементами ИСЗ являются породы офиолитовой ассоциации, аккреционный и надсубдукционный комплексы.

Geological Map of the Tjura-Tasik Region

Legend:

- Geological Units:**
 - Q: Четвертичные отложения
 - Визе-Намюр: песчаники, конгломераты, известняки, кислые вулканиты
 - Турне: конгломераты, песчаники, аргиллиты, туфопесчаники, известняки, туфы
 - Фамён: песчаники, кислые вулканиты, туфы
 - Ллудлов: конгломераты, песчаники, аргиллиты, гравелиты, брекчи, известняки
 - Тюретайская свита: основные вулканиты, кремни, брекчи, кремнистые аргиллиты, песчаники
 - Казыкская свита: кремни, кремнистые аргиллиты/алевролиты, гравелиты, песчаники
 - Итмурундинская свита: основные вулканиты, кремни, кремнистые аргиллиты, песчаники, гравелиты
 - Граниты (поздний палеозой?)
 - Ультрамафиты, серпентинитовый меланж
 - Габбро
- Structural Features:**
 - Regional faults (thick black lines)
 - Local faults (thin black lines)
 - Elements of folding (arrows)
- Dated Samples:**
 - Red star: U-Pb dating of granitoids
 - Yellow circle: U-Pb dating of sandstones
 - Black triangle: microfossils
 - Purple star: sampling points

Key Dated Samples:

- B-1875: Plagioclase, 498±8 Ma
- B-1909: Hbl-plagioclase, 476±3 Ma
- B-1627: Hbl-plagioclase, 531±6 Ma
- B-1825: Hbl-Bt-plagioclase, 520±2 Ma
- MP = 470 Ma, MDA = 455±6 Ma
- MP = 456 Ma, MDA = 445±3 Ma
- MP = 461 Ma, MDA = 445±9 Ma
- MP = 455 Ma, MDA = 452±3 Ma
- MP = 456 Ma, MDA = 442±4 Ma
- MP = 459 Ma, MDA = 443±7 Ma
- MP = 462, 992, 2470 Ma, MDA = 459±3 Ma
- MP = 461 Ma, MDA = 452±2 Ma

В монографии (Паталаха, Белый, 1981) приведены многочисленные геологические схемы масштаба от 1:200 000 до 1:50 000 и литологические колонки, на которых прослеживаются устойчивые повторяющиеся ассоциации пород, разделенные разломами/надвигами (снизу-

вверх): эффузивы основного состава (базальты/пиллоу-лавы) – глубоководные (пелагические) кремни – кремнистые алевролиты, аргиллиты и сланцы (гемипелагические осадки) – песчаники, гравелиты, конгломераты (отложения преддугового бассейна/глубоководного желоба). Такие повторяющиеся ассоциации пород схожи с таковыми стратиграфии океанической плиты (СОП), представляющими собой последовательность магматических и осадочных пород, сформированных на дне океана до того, как они входят в состав аккреционных комплексов (Isozaki et al., 1990). СОП как устойчивая ассоциация магматических и осадочных пород океанической плиты была впервые описана на аккреционных комплексах Японии, а позже и на Дальнем Востоке (Isozaki et al., 1990; Филиппов и др., 2001; Ханчук, Кемкин, 2003). Породы ИСЗ начали рассматривать в составе аккреционного комплекса или аккреционной призмы уже с конца 1990-х годов (Zhylkaidarov, 1998), позже ее формирование было обосновано связано с раннепалеозойской эволюцией Палеоазиатского океана (Диденко и др., 1994; Dobretsov et al., 1995; Дегтярев, 1999; Windley et al., 2007; Сафонова и др., 2019).

ИСЗ состоит из тектонических пластин, разделенных разломами и сложенных раннепалеозойскими офиолитами, фрагментами пород аккреционного комплекса, метаморфическими породами и меланжем, в блоках которого находятся разновозрастные осадочные и магматические породы (рис. 2.2). Данные по U-Pb датированию цирконов из плагиогранитов, присутствующих в виде блоков в серпентинитовом меланже Кентерлау, соответствуют возрастам 498 ± 8 и 476 ± 3 млн лет, из биотитового плагиогранита массива Восточный Архарсу – 520 ± 2 млн лет и плагиогранитов массива Тесиктас – 531 ± 6 и 532 ± 2 млн лет (табл. 2; Degtyarev et al., 2021).

Магматические породы ИСЗ образуют отдельные офиолитовые тела преимущественно основного, реже среднего состава и/или ассоциируют со стратифицированными осадочными породами. В соответствии с геологической картой (Геологическая..., 1960) в составе аккреционной ассоциации ИСЗ выделяли три свиты кембро-раннеордовикского возраста (снизу-вверх): итмурундинскую, казыкскую и тюретайскую (рис. 2.2, 2.3). Однако в более поздних публикациях на основании данных по микропалеонтологии (радиолярии, конодонты) было показано, что их возраст более молодой, преимущественно ордовикский (табл. 2; Новикова и др., 1983; Zhylkaidarov, 1998; Никитин, 2002; Сафонова и др., 2019). В последующих исследованиях К.Е. Дегтярева с коллегами (Degtyarev et al., 2020, 2021) количество, состав и возраст свит пересматривался на основании новых данных по микрофауне, геохимии и изотопной геохронологии. Исследователями были выделены следующие свиты: итмурундинская (O_2 ; кремни и ОІВ-базальтоиды) и ушбулакская (O_2 ; надсубдукционные вулканиты), тюретайская (O_{2-3} ; кремни и базальты MORB-типа), кремнистая казыкская (O_{2-3}) и кремнисто-туфогенная узунтобекская (O_{2-3}), кремнисто-обломочно-туфогенная обалинская (O_3) и вулканогенно-

осадочная джаманшурукская (О₃; островодужные риолиты, андезиты, дациты, туфы и известняки), а также ащиозекская свита (S₁), представляющая собой олистострому (Degtyarev et al., 2020, 2021). В данной диссертационной работе представлены результаты детальных исследований вулканических пород в составе итмурундинской и тюретайской свит в соответствии с геологической картой (Геологическая..., 1960) (рис. 2.3).

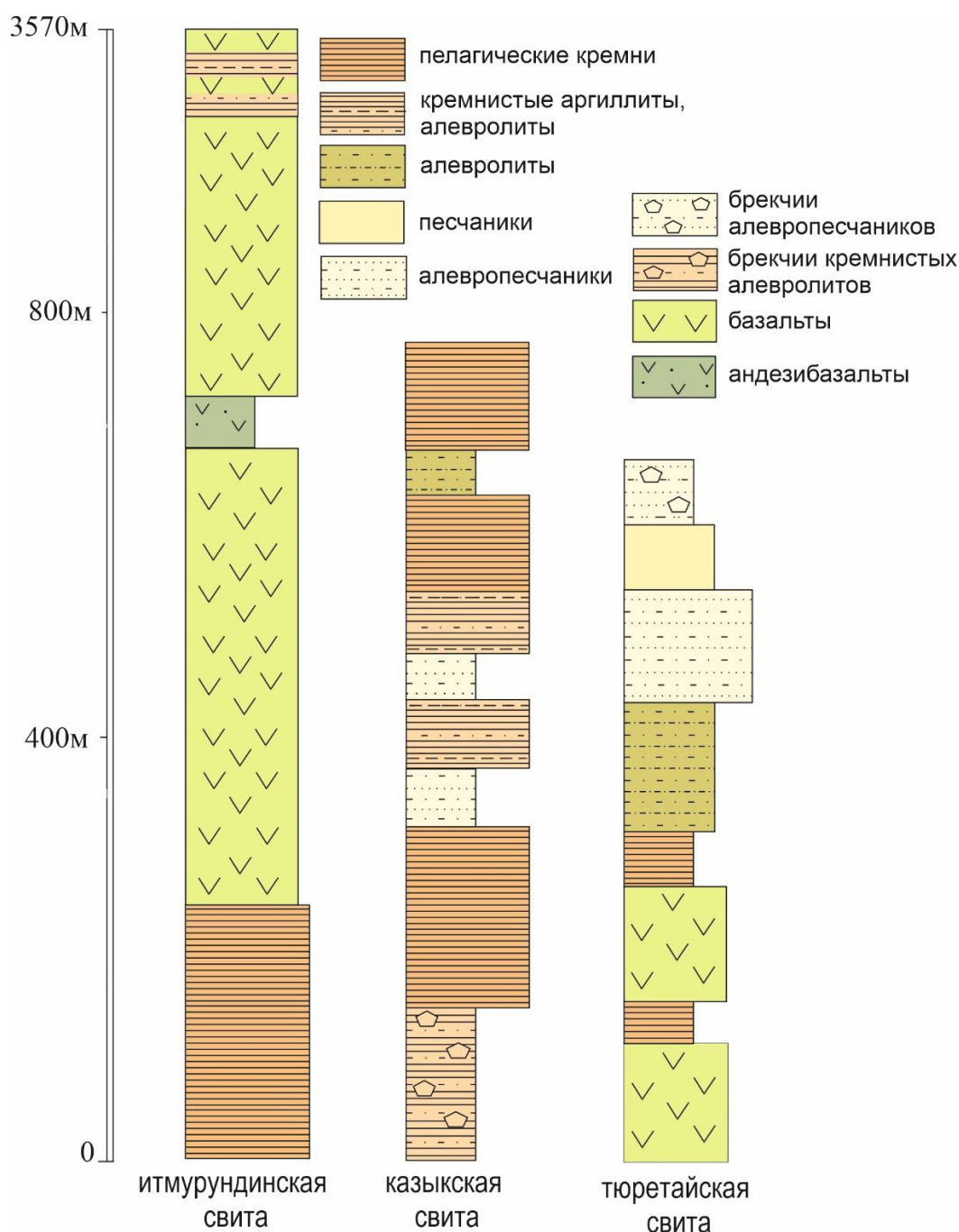


Рис. 2.3. Схематические литологические колонки для итмурундинской, казыкской и тюретайской свит по (Сафонова и др., 2019).

Итмурундинская свита (O₂) сложена эффузивами основного состава, кремнями, кремнистыми алевролитами, аргиллитами и сланцами (рис. 2.2, 2.3). В свите присутствуют

резкие фациальные переходы по вертикали и латерали. В работе (Паталаха, Белый, 1981) итмурундинская свита разделена на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя подсвита представлена, в основном, афировыми и порфировыми базальтами и долеритами. В состав средней подсвиты входят океанические осадочные породы: глубоководные ленточные кремни, кремнистые алевролиты и аргиллиты, гравелито-брекчии с обломками кремнистых пород и глинисто-кремнистым матриксом. В верхней подсвите преобладают базальты и в подчиненном количестве кремни, кремнистые аргиллиты и алевролиты, гравелиты и песчаники. Выходы пород нарушены многочисленными разломами разного порядка – от локальных до региональных (рис. 2.2). Дизъюнктивные нарушения осложняются более поздними мелкими складками, с образованием литологически однородных пачек пород, разделенных разломами и слагающими достаточно крупные структуры. Среднеордовикский возраст свиты определен по находкам конодонтов в кремнях (табл. 2; Новикова и др., 1983; Degtyarev et al., 2020) и кремнистых туффитах (Degtyarev et al., 2020).

Главной разновидностью магматических пород итмурундинской свиты являются базальты в виде фрагментов потоков и пиллоу-лав (рис. 2.4А). Встречаются миндалекаменные разновидности с миаролами, заполненными цеолитами и кальцитом. Повсеместно наблюдаются процессы вторичного изменения пород, выраженные в наличии прожилок кальцита, эпидота, кварца, гидроокислов железа. В рельефе породы образуют сопки высотой 10-30 м, обычно сложенные базальтами на западных склонах или в основании и кремнями в средней части и кремнистыми алевролитами около вершины или на восточных склонах (рис. 2.4Б). На многих сопках наблюдаются «холодные» контакты между базальтоидами и как правило перекристаллизованными вишнёвыми и черными кремнями и/или шоколадными тонкоплитчатыми кремнистыми алевролитами (рис. 2.4В, Д), залегающими стратиграфически выше базальтов. На контакте между базальтами и зеленоватыми или красными ленточными кремнями часто встречаются прослои с вулканическими брекчиями (Сафонова и др., 2019). Также в пределах ИСЗ описаны вулканогенно-осадочные брекчии, состоящие из обломков яшмоидов и базальтоидов, сцементированных кремнистым или глинисто-кремнистым материалом, что характерно для аккреционных комплексов западной Пацифики и особенно для структур внутриплитных океанических поднятий, океанических островов и симаунтов (Сафонова, 2020). В составе итмурундинской свиты также упоминаются трахиты, трахиандезиты, щелочные риолиты и плагиограниты (Паталаха, Белый, 1981; Степанец, 2016; Degtyarev et al., 2021). Во время полевых работ 2017-2021 годов также закартированы ультраосновные породы, габброиды (рис. 2.4Г), порфировые и афировые андезиты, дациты и риолиты.

Таблица 2. Сводная таблица по микропалеонтологии и данным по U-Pb датированию из осадочных и магматических пород ИСЗ.

№	Локация	Свита/комплекс	Вид датирования	Возраст	Ссылка
1	г. Каражал	Итмурундинская	Конодонты: <i>Pygodus anserinus</i> Lamont et Lindström; <i>Periodon</i> cf. <i>grandis</i> (Ethington) <i>Pygodus anserinus</i> - <i>Periodon grandis</i> conodont zones	Поздний дарривил-ранний катий	Zhylkaidarov, 1998
2	Архарсу	Итмурундинская	Конодонты: <i>Periodon aculeatus</i> Hadding, <i>Drepanodus</i> cf. <i>arcuatus</i> Pander	Средний дарривил-ранний сандбий	Новикова и др., 1983
3	Архарсу	Итмурундинская	Конодонты: <i>Periodon aculeatus</i> Hadding; <i>Pygodus serra</i> (Hadding); <i>Drepanodus</i> sp. <i>Periodon aculeatus</i> – <i>Pygodus serra</i> conodont zones	Средний-поздний дарривил	Degtyarev et al., 2020
4	Архарсу	Итмурундинская	Конодонты: <i>Pygodus anserinus</i> Lamont et Lindström; <i>Periodon grandis</i> (Ethington); <i>Drepanodus</i> sp. <i>Pygodus anserinus</i> - <i>Periodon grandis</i> conodont zones	Поздний дарривил-ранний катий	Degtyarev et al., 2020
5	в. 422	Казыкская	Конодонты: <i>Periodon</i> aff. <i>aculeatus</i> Hadding; <i>Periodon</i> cf. <i>P. grandis</i> (Ethington); <i>Panderodus</i> sp.; <i>Drepanodus</i> sp. <i>Protopanderodus</i> sp., <i>Pygodus</i> sp.	Поздний дарривил-ранний катий	Сафонова и др., 2019
6	г. Сусызкара	Казыкская	Конодонты: <i>Periodon</i> aff. <i>aculeatus</i> Hadding; <i>Pygodus</i> cf. <i>anserinus</i> Lamont et Lindström	Поздний дарривил-ранний сандбий	Новикова и др., 1983
7	Севернее от долины р. Ацюзек	Тюретайская	Конодонты: <i>Pygodus serra</i> (Hadding); <i>Pygodus</i> cf. <i>anserinus</i> Lamont et Lindström; <i>Periodon aculeatus</i> Hadding	Поздний дарривил-ранний сандбий	Новикова и др., 1983
8	8 км на ЮЗ от г. Обалый	Итмурундинская	Конодонты: <i>Periodon aculeatus</i> Hadding	Средний дарривил-ранний сандбий	Zhylkaidarov, 1998
9	8 км на ЮЗ от г. Обалый	Казыкская	Конодонты: <i>Pygodus anserinus</i> Lamont et Lindström <i>Pygodus anserinus</i> conodont zone	Поздний дарривил	Zhylkaidarov, 1998
10	Запад ИСЗ	Итмурундинская	Конодонты: <i>Pragmodus</i> cf. <i>flexuosus</i> Moskalenko; <i>Cordylodus ramosus</i> Hadding; <i>Periodon aculeatus</i> Hadding; <i>Paroistodus originalis</i> (Sergeeva); <i>Protopanderodus rectus</i> Lindström	Дэпин-дарривил	Никитин, 2002
11	Запад ИСЗ	Казыкская	Конодонты: <i>Pygodus serra</i> (Hadding); <i>Pygodus anserinus</i> Lamont et Lindström	Поздний дарривил-ранний катий	Никитин, 2002
12	Северный Балхаш	Тюретайская	Конодонты: <i>Pygodus serra</i> (Hadding)	Поздний дарривил	Никитин, 2002
13	3,5-4 км на восток от г. Обалый	Казыкская	Конодонты: <i>Pygodus anserinus</i> Lamont et Lindström; <i>Periodon grandis</i> (Ethington); <i>Scabbardella altipes</i> (Henningsmoen); <i>Spinodus spinatus</i> (Hadding); <i>Drepanodus</i> sp.; <i>Protopanderodus</i> sp.	Поздний дарривил-ранний катий	Degtyarev et al., 2020

			Pygodus anserinus - Periodon grandis conodont zones		
14	г. Тюретай; 1 км на юг от г. Обалый	Тюретайская	Конодонты: <i>Periodon grandis</i> (Ethington); <i>Protopanderodus</i> sp.; <i>Scabbardella altipes</i> (Henningsmoen); <i>Per. cf. Per. aculeatus</i> Hadding Pygodus anserinus - Periodon grandis conodont zones	Поздний дарривил- ранний катий	Degtyarev et al., 2020
15	3 км на СЗ от г. Кызылтобе	Итмурундинская	U-Pb датирование, песчаник	456 (главный пик), MDA = 439 ± 7 млн лет	Safonova et al., 2022
16	Восток ИСЗ	Казыкская	U-Pb датирование, песчаник	476 (главный пик), MDA = 442 ± 3 млн лет	Safonova et al., 2022
17	10 км на СЗ от г. Итмурунды	Блок в меланже Итмурунды- Кентерлау	U-Pb датирование, Hbl-диорит	502 ± 4 млн лет	Safonova et al., 2020
18	3 км на ЮЗ от г. Тесиктас	Массив Тесиктас	U-Pb датирование, Hbl-плагиогранит	531 ± 6 млн лет	Degtyarev et al., 2021
19	3.2 км на ЮЗ от г. Тесиктас	Массив Тесиктас	U-Pb датирование, Bt-плагиогранит	532 ± 2 млн лет	Degtyarev et al., 2021
20	18 км на ЮВ от г. Итмурунды	Массив Восточный Архарсу	U-Pb датирование, Hbl-Bt-плагиогранит	520 ± 2 млн лет	Degtyarev et al., 2021
21	10 км на СЗ от г. Итмурунды	Блок в меланже Кентерлау	U-Pb датирование, плагиогранит	498 ± 8 млн лет	Degtyarev et al., 2021
22	1.5 км на север от г. Итмурунды	Блок в меланже Кентерлау	U-Pb датирование, Hbl-плагиогранит	476 ± 3 млн лет	Degtyarev et al., 2021

MDA – максимальный возраст осадконакопления; Hbl – роговообманковый; Bt – биотитовый.

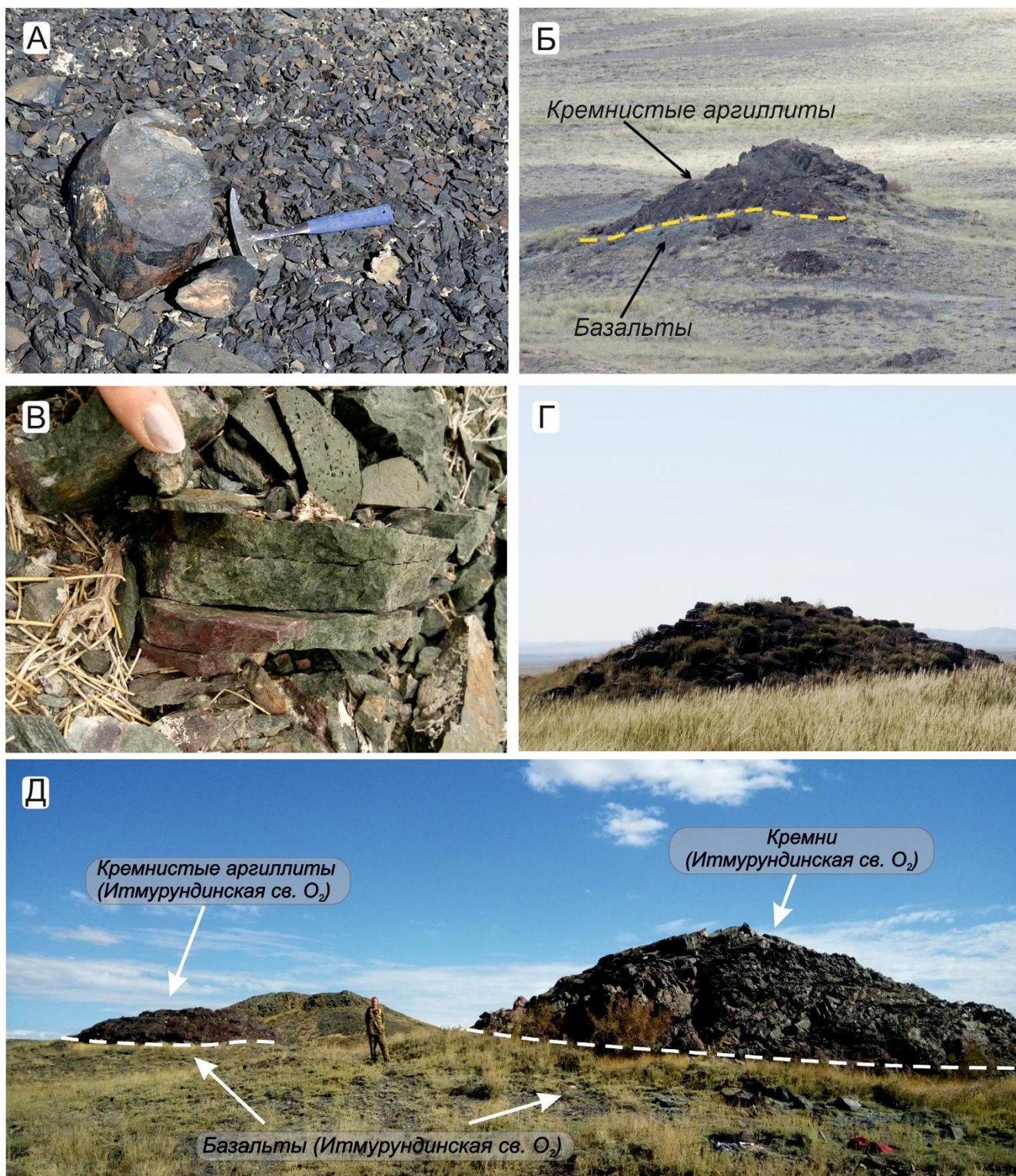


Рис. 2.4. Фото коренных обнажений пород ИСЗ: А – пиллоу-лава; Б – сопка, сложенная базальтами (в основании) и кремнистыми аргиллитами; В – холодный контакт базальтов и вишнёвых аргиллитов; Г – тело микрогаббро; Д – взаимоотношения вулканических и осадочных пород итмурундинской свиты.

Итмурундинская свита перекрывается отложениями казыкской свиты (O_{2-3}), часто с размывом и с базальными конгломератами в основании (рис. 2.3). Породы казыкской свиты также смяты в складки и нарушены многочисленными разломами. Распространение дуплекс-структур (Сафонова и др., 2019; Safonova et al., 2020) делают определение истинной мощности

свиты сложной задачей. Повторение однотипных пачек пород в серии надвигов могло послужить причиной того, что ранее мощность казыкской свиты оценивалась вплоть до 2000 м (Паталаха, Белый, 1981; Кошкин и др., 1987), тогда как в современных работах она принимается не более, чем 100-200 м (Degtyarev et al., 2020). Казыкская свита сложена, в основном, кремнями, кремнистыми алевролитами и аргиллитами, разномерными полимиктовыми песчаниками и гравелитами (рис. 2.3). На некоторых участках присутствуют эффузивные породы основного состава, брекчии, состоящие из остроугольных обломков глинисто-кремнистых пород, алевролитов, песчаников, вулканитов основного, реже кислого состава, сцементированные алеврито-песчаным материалом (Паталаха, Белый, 1981). Средне-верхнеордовикский возраст казыкской свиты установлен по находкам конодонтов в ленточных кремнях (табл. 2; Новикова и др., 1983; Сафонова и др., 2019; Degtyarev et al., 2020).

Тюретайская свита (O_2-3) характеризуется пестрым, невыдержанным составом также с резкими фациальными переходами по латерали и вертикали (рис. 2.3). Распространение обломочных пород зачастую пространственно связано с магматическими породами основного состава. В структурном плане породы свиты слагают антиклинали, состоящие из гипербазитов и переслаивающихся брекчий, разномерных полимиктовых песчаников и гравелитов, алевропесчаников, алевролитов и кремнистых алевролитов. Максимальная мощность свиты в районе р. Ащизек достигает 780 м, из которых 280 м приходится на брекчии и 170 м на песчаники, в том числе крупномерные вплоть до гравелитов (Паталаха, Белый, 1981). Верхнеордовикский возраст свиты определен по конодонтам из кремней (табл. 2; Новикова и др., 1983; Degtyarev et al., 2020).

В ходе полевых работ 2017-2021 гг. соискателем с коллегами были отобраны пробы пород для дальнейших аналитических исследований на четырех основных участках: Хорс-1, Хорс-2, Восточный и Западный (рис. 2.3). Магматические породы от основного до кислого состава были изучены в блоках серпентинитового меланжа Кентерлау (уч. Западный, Хорс-2), вблизи массивов Архарсу и Восточный Архарсу (уч. Хорс-1, Хорс-2), а также в пределах распространения отложений итмурундинской и тюретайской свит (уч. Хорс-1, Хорс-2, Восточный) (рис. 2.3, табл. 3, прил. 1А). Детальное картирование участка Хорс-1 (рис. 2.5) показало, что его большая часть занята афировыми и порфировыми темно-зелеными и темно-серыми базальтами итмурундинской свиты. Также встречаются линзы гранитоидов мощностью до 2 м (рис. 2.5А-В). Кроме этого, при картировании были диагностированы коренные выходы диоритов, андезитов, дацитов и риолитов. В ходе полевых работ зафиксированы как отдельные сопки, сложенные диоритами без видимых контактов с другими породами (рис. 2.5Г), так и чередование более светлых (дациты/риолиты) вулканитов с более темными (базальты/андезибазальты) (рис. 2.5А, Б, Д, Е).

14	It-95-18	Андезибазальт	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°47'54.8" 76°22'00.3"
15	It-99-18	Базальт	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°48'02.6" 76°21'55.2"
16	It-02-19	Дацит	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°48'10.7" 76°22'09.6"
17	It-03-19	Базальт	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°48'10.5" 76°22'10.7"
18	It-06-19	Андезит	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°48'14.0" 76°22'06.1"
19	It-07-19	Риолит	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°48'14.3" 76°22'05.4"
20	It-10-19	Андезит	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°48'10.2" 76°22'08.1"
21	It-12-19	Диорит	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°48'16.2" 76°22'09.2"
22	It-14-19	Базальт	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°48'20.1" 76°22'06.7"
23	It-15-19	Диорит-порфир	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°48'17.7" 76°22'11.9"
24	It-16-19	Диорит	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°48'15.5" 76°22'20.3"
25	It-17-19	Базальт	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°48'17.8" 76°22'20.1"
26	It-18-19	Долерит	Восточный Архарсу	Хорс-1	46°48'19.4" 76°22'21.4"
27	N1901	Базальт	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°47'53.6" 76°21'51.0"
28	N1906	Андезибазальт	Итмурундинская свита	Хорс-1	46°47'57.2" 76°21'47.4"
29	N1914	Андезибазальт	Итмурундинская свита	Западный	46°54'43.7" 76°06'02.4"
30	N1915	Долерит	Меланж Кентерлау	Западный	46°54'44.0" 76°06'01.0"
31	N1917	Диорит	Меланж Кентерлау	Западный	46°56'06.8" 76°03'25.8"
32	N1955	Риолит	Итмурундинская свита	Западный	46°50'50.2" 76°18'12.5"
33	N1964	Базальт	Итмурундинская свита	Северный	46°47'01.9" 76°22'52.9"
34	KZH-5	Базальт	Итмурундинская свита	Западный	46°53'07.3" 76°08'59.5"
35	ARKH-3	Метагаббро	Итмурундинская свита	Хорс-2	46°51'02.7" 76°20'42.3"
36	JD6-1	Нbl-диорит	Меланж Кентерлау	Западный	46°57'02.2" 76°03'04.5"

2.3. Геологическое строение Тектурмасской складчатой зоны

Тектурмасская складчатая зона (ТСЗ) располагается в северной части Центрального Казахстана, в 50 км на юг от г. Караганда (рис. 2.6, 2.7). Она протягивается с запада на восток на расстояние более 350 км вдоль субширотной ветви девонского вулканоплутонического пояса (рис. 2.1). Также, как и Итмурундинская, Тектурмасская зона относится к ДБСО и состоит из пород океанического и островодужного происхождения (Антонюк, 1976; Якубчук, 1991; Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2022). История геологических исследований района гор Тектурмас насчитывает не один десяток лет. Первые сведения о строении гор Тектурмас были получены А.А. Богдановым (Богданов, 1939) в процессе изучения геологического строения южной и западной окраин Карагандинского угольного бассейна. Он объединил кремнисто-вулканогенные отложения гор Тектурмас в уртынджальскую серию, состоящую из двух свит – карамурунской

(преимущественно базальт-вулканогенной) и тектурмасской (кремнистые океанические и терригенные отложения). Последовательность, состав и возраст этих отложений обсуждались многими геологами (Четверикова и др., 1966; Антонюк, 1974, 1976; Назаров, 1975; Беспалов, 1976, 1980; Якубчук, 1991; Зайцев, 1997; Антонюк и др., 2015). Полученные позднее данные по конодонтам в кремнистых породах гор Тектурмас, Сарытау и Аркалык позволили усовершенствовать предложенную изначально А.А. Богдановым общую схему строения региона (Курковская, 1985; Новикова и др., 1991; Герасимова и др., 1992). Построенная на основании этих данных стратиграфическая схема лучше соответствовала теории тектоники плит, т.к. включала и толщи офиолитового разреза, в том числе и в меланже, с которыми связана потенциальная рудоносность Тектурмасской зоны, и олистострому в горах Тектурмас и Аркалык (Герасимова и др., 1992).

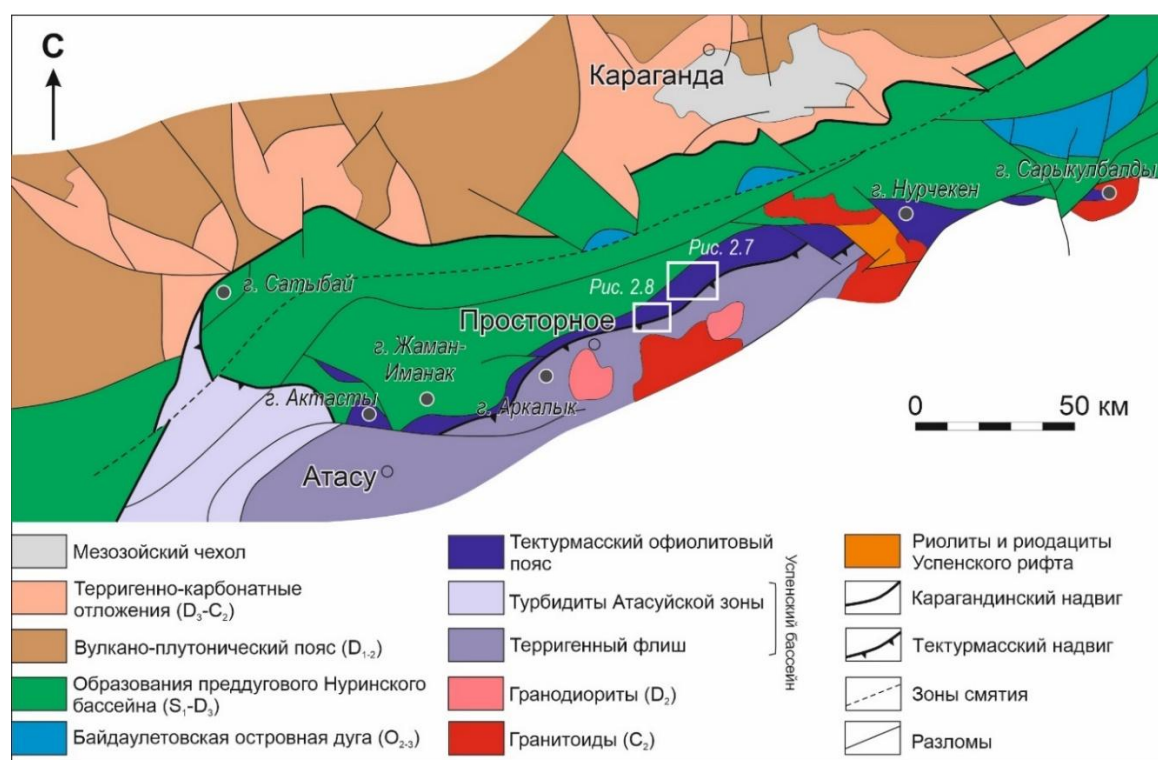


Рис. 2.6. Геодинамическая схема Тектурмасской складчатой зоны и смежных территорий ДБСО по (Антонюк и др., 1995; Степанец, 2016).

Перидотиты, габброиды, их метаморфические разности, гранитоиды, ассоциирующие с вулканитами карамурунской и кремнями тектурмасской свит, были ранее изучены Н.Ф. Трусовой (Трусова, 1948), Н.П. Михайловым и В.Н. Москалевой (Михайлов, Москалева, 1972), Р.А. Антонюком (Антонюк, 1974), И.Е. Кузнецовым (Кузнецов, 1980), В.Г. Степанцом (Степанец, 2016). Еще в начале семидесятых годов прошлого столетия, учитывая современные направления в геодинамике, в работе (Антонюк, 1974) проведено сопоставление пород офиолитовой ассоциации гор Тектурмас с океанической корой геологического прошлого. Для этого региона

он впервые отнес габбро-перидотиты офиолитовой ассоциации к серпентинитовому меланжу и сопоставил его с меланократовым океаническим фундаментом. Далее Р.М. Антонюк несколько усовершенствовал геодинамическую модель формирования Тектурмасского офиолитового пояса, рассматривая его как шовную полихронную покровно-складчатую структуру, в составе которой тектонически совмещены фрагменты двух офиолитовых зон (Антонюк и др., 2015). В Сарытау-Тектурмасской зоне в меланже он выделил фрагменты океанической коры открытой части океана и океанических островов, в пределах Базарбайской зоны – фрагменты океанической коры глубоководной впадины окраинно-морского бассейна. В Тектурмасской складчатой зоне выделяются четыре структурно-формационные подзоны, разделенные разломами – Успенская, Тектурмасская, Базарбайская и Нурина (рис. 2.7) (Антонюк, 1974, 1976; Якубчук, 1991; Антонюк и др., 1995, 2015).

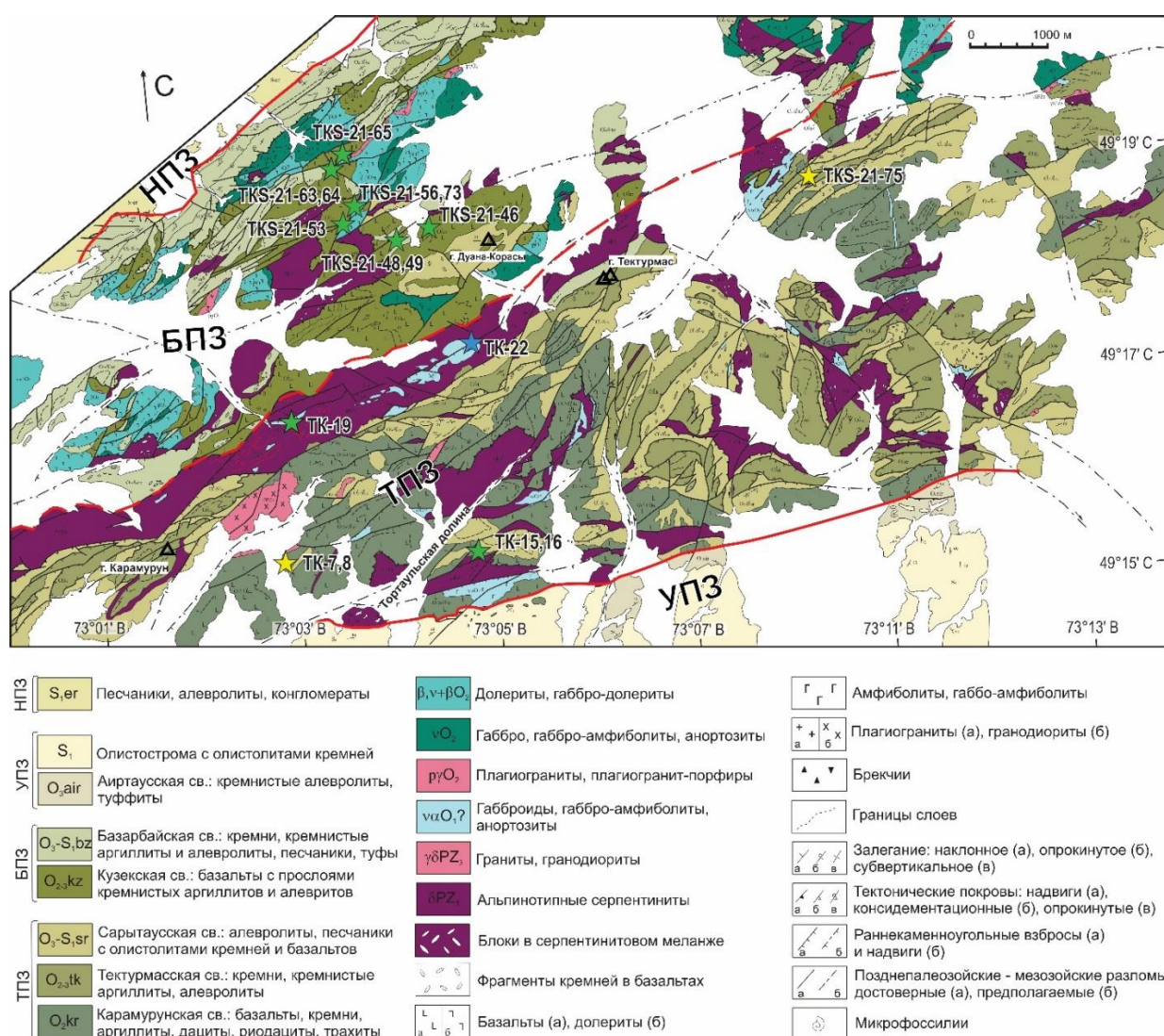


Рис. 2.7. Схема геологического строения Тектурмасской складчатой зоны Центрального Казахстана в районе гор Тектурмас по (Якубчук, 1991) с изменениями. Звезды – точки отбора образцов. Подзоны: Тектурмасская (ТПЗ), Базарбайская (БПЗ), Успенская (УПЗ), Нурина (НПЗ).

Тектурмасская подзона протягивается более чем на 40 км с юго-запада на северо-восток (рис. 2.7) и состоит из серпентинитового меланжа в основании, пород офиолитовой ассоциации и отложений карамурунской, тектурмасской и сарытаусской свит (рис. 2.7, 2.8, 2.9А). Основные формации – перидотиты, габбро, базальты и кремнистые осадки и их метаморфизованные аналоги, серпентинитовый меланж (Антонюк, 1974; Кузнецов, 1980; Турманидзе и др., 1991; Степанец, 2016). Меланж состоит из лизардитового и хризотил-лизардит-гарцбургитового матрикса и блоков дунитов, лерцолитов, пироксенитов, габбро (рис. 2.10А) и долеритов (рис. 2.10Б), а также гнейсов, кремней и базальтов, плагиогранитов, сиенитов и амфиболитов. Все контакты перидотитов и габброидов с базальтами карамурунской толщи являются тектоническими (Антонюк, 1976; Авдеев, 1986; Магматические..., 1988). Блоки в меланже интерпретируются как Тортаульская офиолитовая ассоциация, U-Pb возраст (по цирконам) плагиогранита которой составляет 473 ± 2 млн лет (Degtyarev et al., 2022). В южной части Тектурмасской подзоны (пос. Акои) выявлены островодужные надсубдукционные комплексы раннекембрийского возраста, представленные эффузивами кислого и среднекислого состава, а также плагиогранитами (U-Pb возраст плагиогранита – 537 ± 5 млн лет), имеющие только тектонические взаимоотношения с ордовикскими образованиями (Дегтярев и др., 2023).

Самая древняя свита ТСЗ – карамурунская (O₂kr), состоящая преимущественно из эффузивов основного состава, представленных деформированными пиллоу-лавами и базальтовыми лавобрекчиями, содержащими олистолиты кремней и кремнистых сланцев (рис. 2.9А). Базальты, как правило пиллоу-лавы, представлены массивными или миндалекаменными разновидностями (рис. 2.10В). Они изменены постмагматическими процессами и часто находятся в ассоциации с пелагическими осадками: кремнями и кремнистыми аргиллитами (рис. 2.10Г). Мощность потоков пиллоу-лав достигает 20-50 метров. Общая мощность свиты – от 150-200 до 500-600 метров. Среднеордовикский возраст свиты определен по конодонтам из кремней олистолитов и олистоплак (табл. 4, Герасимова и др., 1992).

В состав более молодой тектурмасской свиты (O₂-3tk) входят преимущественно красные, розовые и шоколадные ленточные кремни, часто смятые в складки, будинированные, с тонкими прослоями кремнистых аргиллитов, серых кремнистых алевролитов и сланцев (рис. 2.9А). Мощность отдельных слоев кремней – от 0.5 до 2 м, а кремнистых аргиллитов и алевролитов – 0.5-1 см (Khassen et al., 2020). Кремни встречаются в контакте с вулканическими породами и в виде фрагментов разрушенных и сложно деформированных тектонических чешуй в составе олистостром. Четких границ между тектурмасской свитой и другими стратиграфическими подразделениями зоны не задокументировано. Средне-верхнеордовикский возраст свиты определен по трем комплексам конодонт из кремней: ранний дарривилл, поздний дарривилл и ранний сандбий (табл. 4, Курковская, 1985; Новикова и др., 1991; Гридина, 2003). Мощность

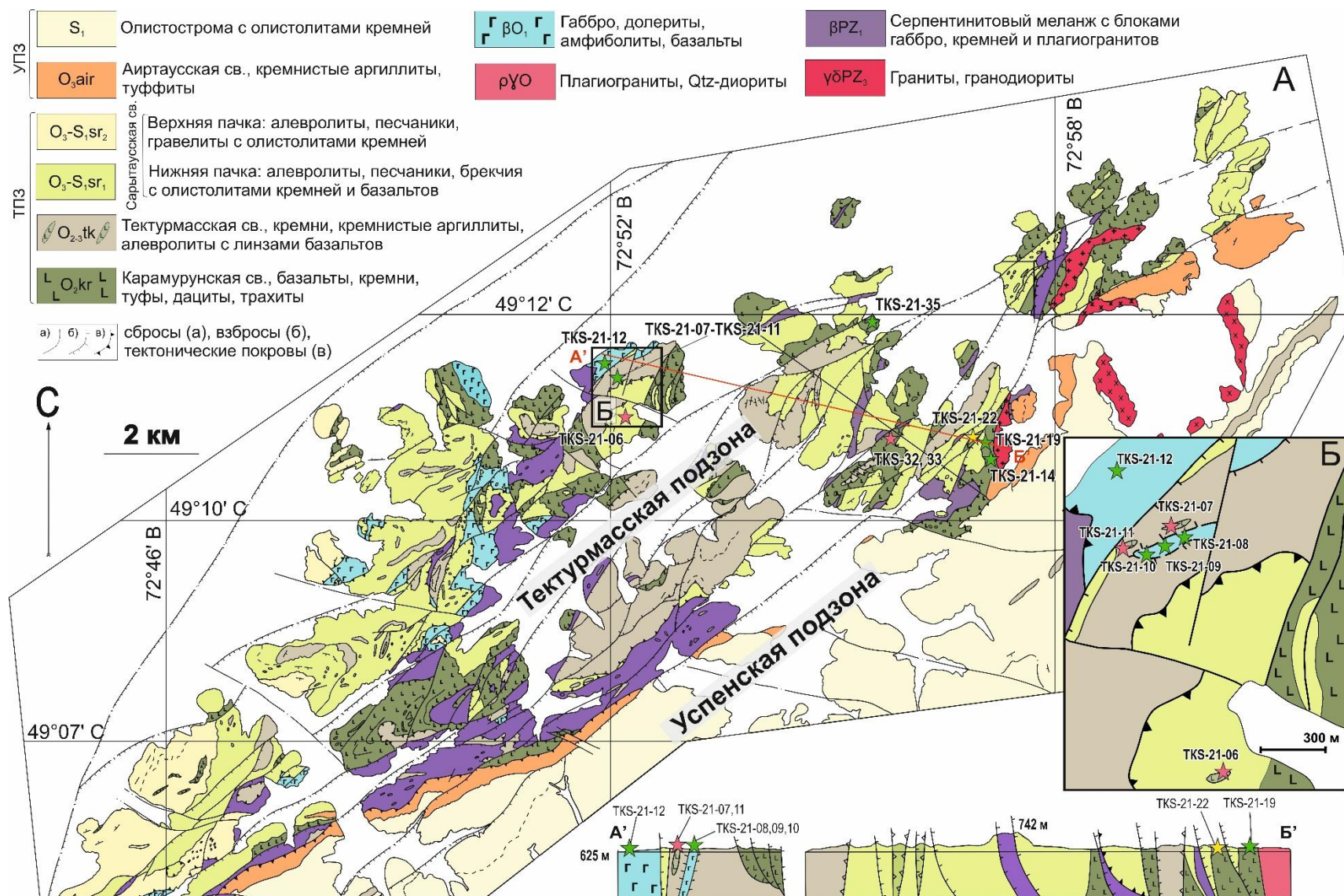


Рис. 2.8. А – геологическая карта ТСЗ в районе г. Сарытау по (Новикова и др., 1988) с изменениями; Б – геологическая схема распространения магматических пород. Звезды – точки отбора образцов. ТПЗ – Тектурмасская подзона, УПЗ – Успенская подзона.

свиты оценивается в 150-250 метров, но реальная мощность может быть существенно меньше, т.к. слои кремнистых осадков надвинуты друг на друга с образованием дуплекс-структур, что характерно для аккреционных комплексов (Isozaki et al., 1990; Wakita, Metcalf, 2005; Wakita, 2012; Safonova et al., 2016).

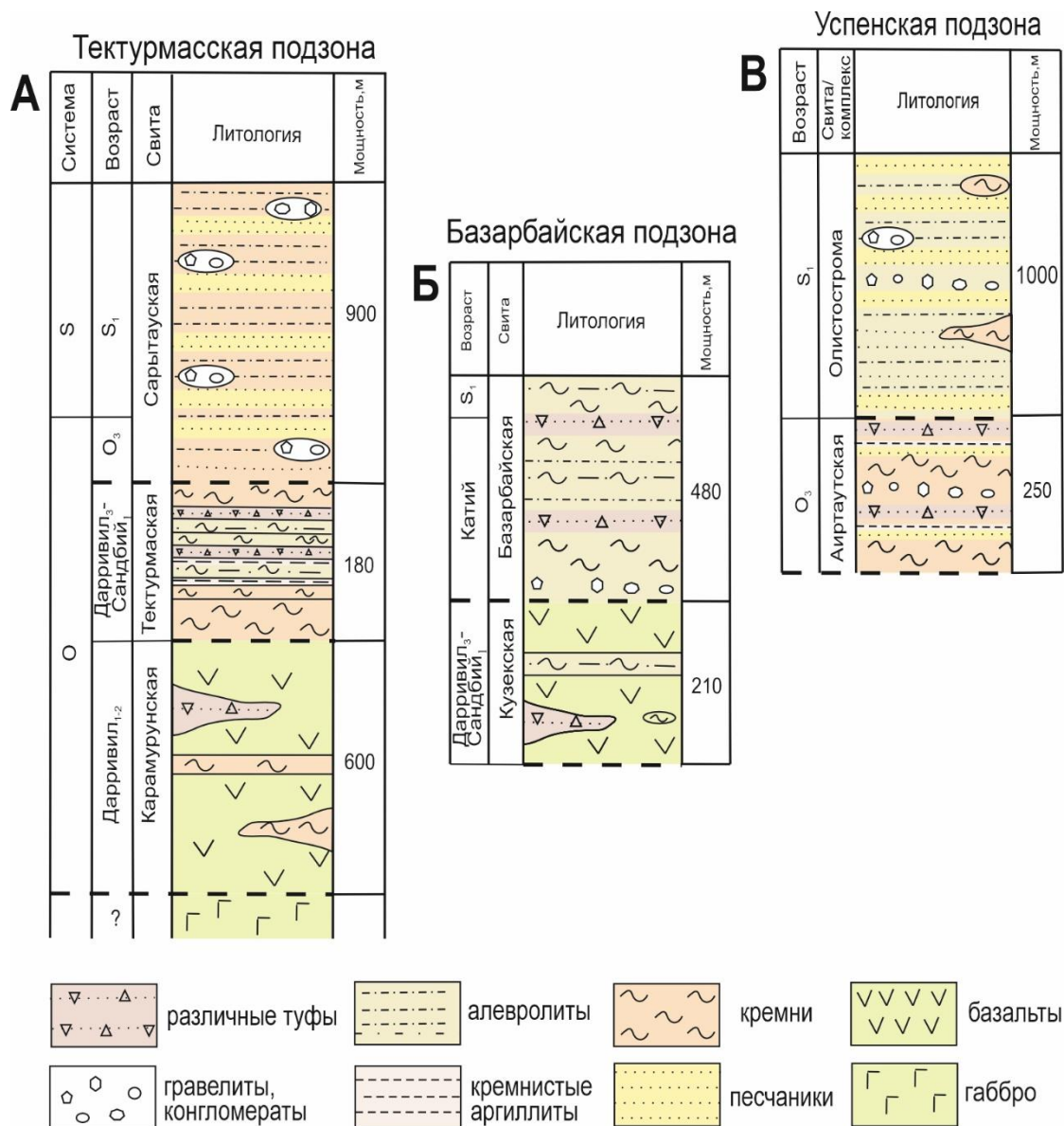


Рис. 2.9. Обобщенные литологические колонки Тектурмасской (А), Базарбайской (Б) и Успенской (В) подзон Центрального Казахстана по (Khassen et al., 2020). Пунктирная линия – тектонические границы.

Сарытауская свита (O₃-S₁sr) представляет собой олистострому, состоящую из алевро-глинистого и алевро-песчанистого матрикса и олистолитов кремней, базальтов, габброидов, перидотитов и серпентинитов (рис. 2.9А; Якубчук, 1991; Новикова и др., 1991). Матрикс рассланцован, отмечаются оползневые текстуры. Мощность олистостромовой толщи 400-500 м. Позднеордовикский возраст свиты определен по находкам конодонтов, а раннесилурийский по граптолитам (Герасимова и др., 1992; Degtyarev et al., 2022).

Таблица 4. Сводная таблица по микропалеонтологии и данным по U-Pb датированию из осадочных и магматических пород ТСЗ.

№	Локация	Порода	Возраст	Ссылка
Тектурмасская подзона				
1	7 км на СВ от г. Карамурун	Плагиигранит	Тортаульский офиолитовый комплекс: 473 ± 2 млн лет	Degtyarev et al., 2022
2	пос. Акои (Просторное)	Плагиигранит	Надсубдукционный комплекс: 537 ± 5 млн лет	Дегтярев и др., 2023
<i>Карамурунская свита</i>				
3	5.5 км на восток от г. Карамурун	Линзы кремней в базальтах	Средний дарривил Конодонты: <i>Periodon aculeatus</i> Hadding	Degtyarev et al., 2022
4	7 км на восток от г. Карамурун	Линзы кремней в базальтах	Средний дарривил Конодонты: <i>Periodon aculeatus</i> Hadding	Degtyarev et al., 2022
5	Тортаульская долина	Кремни	Поздний дарривил Конодонты: <i>Periodon aculeatus</i> Hadding, <i>Protopanderodus cf. parvibasis</i> (Lofgren), <i>Histiodellella holodentata</i> (Ethington et Clark)	Новикова и др., 1991; Герасимова и др., 1992
<i>Тектурмасская свита</i>				
6	г. Тектурмас	Желтые кремни	Поздний дарривил – ранний сандбий Конодонты: <i>Periodon aculeatus</i> Hadding, <i>Pygodus anserinus</i> Lamont et Lindström, <i>Protopanderodus</i> sp., <i>Drepanodus arcuatus</i> (Pander); <i>Pygodus anserinus</i> conodont zone	Degtyarev et al., 2022
7	г. Тектурмас	Желтые кремни	Поздний сандбий Конодонты: <i>Periodon grandis</i> (Ethington)	Degtyarev et al., 2022
8	3.7 км на ЮЗ от г. Карамурун	Красные кремни	Средний дарривил – ранний сандбий Конодонты: <i>Periodon grandis</i> (Ethington), <i>Periodon aculeatus</i> Hadding	Degtyarev et al., 2022
9	-	Кремни	Поздний дарривил Конодонты: <i>Pygodus serra</i> (Hadding), <i>Pygodus anserinus</i> Lamont et Lindström	Герасимова и др., 1992; Никитин, 2002
10	-	Кремни	Поздний дарривил – ранний сандбий Конодонты: <i>Drepanodus suberectus</i> (Branson et Mehl) s.f., <i>Paroistodus cf. originalis</i> (Sergeeva), <i>Periodon aculeatus</i> Hadding, <i>Drepanodus arcuatus</i> (Pander), <i>Pygodus anserinus</i> Lamont et Lindström	Новикова и др., 1991
<i>Сарытаусская свита</i>				
11	г. Дуана-Корасы	Кремни	Поздний ордовик (сандбий-катий) – ранний силур Конодонты: <i>Periodon grandis</i> (Ethington), <i>Drepanodus suberectus</i> (Branson et Mehl), <i>Scabbardella altipes</i> (Henningsmoen) Граптолиты: <i>Coronograptus gregarius</i> (Lapworth), <i>Monograptus convolutus</i> (Hisinger)	Герасимова и др., 1992
12	1.3 км на ЮЗ от г. Дуана-Корасы	Красные яшмы	Поздний ордовик (сандбий-катий) Конодонты: <i>Periodon grandis</i> (Ethington)	Degtyarev et al., 2022

Базарбайская подзона				
13	2.5 км на СЗ от г. Дуана-Корасы	Плагиогранит	Базарбайская офиолитовая ассоциация: 453 ± 4 млн лет	Degtyarev et al., 2022
14	2.4 км на СЗ от г. Дуана-Корасы	Риолит	Базарбайская офиолитовая ассоциация: 452 ± 3 млн лет	Safonova et al., 2025
15	2.4 км на СЗ от г. Дуана-Корасы	Гранит	Базарбайская офиолитовая ассоциация: 459 ± 3 млн лет	Safonova et al., 2025
Кузекская свита				
16	Север г. Дуана-Корасы	Кремни	Поздний дарривил – ранний сандбий Конодонты: <i>Periodon aculeatus</i> Hadding, <i>Pygodus serra</i> (Hadding), <i>Pygodus anserinus</i> Lamont et Lindström	Новикова и др., 1991
17	3.2 км на СЗ от г. Дуана-Корасы	Кремнистые аргиллиты	Поздний дарривил – ранний сандбий Конодонты: <i>Pygodus anserinus</i> Lamont et Lindström, <i>Periodon aculeatus</i> Hadding, <i>Cornuodus longibasis</i> (Lindström), <i>Protopanderodus</i> sp., <i>Drepanodus</i> sp.; <i>Pygodus anserinus</i> conodont zone	Новикова и др., 1991; Дегтярев и др., 2017
Базарбайская свита				
18	2.6 км на СЗ от г. Дуана-Корасы	Кремнистые туффиты	Силур (?) Конодонты: <i>Drepanoistodus</i> sp., <i>Decoriconus</i> sp.	Degtyarev et al., 2022
19	1.3 км на ЮЗ от г. Дуана-Корасы	Красные кремни	Поздний сандбий Конодонты: <i>Periodon grandis</i> (Ethington)	Degtyarev et al., 2022
20	-	Красные кремни	Поздний сандбий Конодонты: <i>Periodon grandis</i> (Ethington), <i>Panderodus mutatus</i> (Branson et Mehl), <i>Scabbardella</i> cf. <i>altipes</i> (Henningsmoen)	Герасимова и др., 1992
Метаморфический комплекс				
21	6.2 км на СВ от г. Карамурун	Срх-гранулит	454–478, 830, 1880, 2530 млн лет (главные пики)	Degtyarev et al., 2022
22		Гранат-содержащий гнейс	461–507, 914–112 млн лет (главные пики)	Degtyarev et al., 2022
Нуринская подзона, ермекская свита				
23	7 км на СЗ от Красной поляны	Песчаник	450, 510 млн лет (главные пики); MDA = 439 ± 3 Ma	Перфилова и др., 20226
Успенская подзона, олистострома				
24	7 км восточнее Красной поляны	Песчаник	453 млн лет (главный пик); MDA = 437 ± 3 Ma	Перфилова и др., 20226

MDA = максимальный возраст осадконакопления

При отборе образцов из Тектурмасской подзоны в районе гор Сарытау (рис. 2.11) зафиксированы несоответствия состава отображенных на карте свит и пород на местности. Например, в точках наблюдения, отмеченных на карте как тектурмасская свита, были закартированы базальты, ранне в составе этой свиты не рассматриваемые; на довольно протяженной территории сарытаусской свиты не было найдено выходов песчаников, а некоторые выходы габбро, присутствующие на местности, на геолкарте не отражены. Даже с учетом погрешности устройств GPS-навигации такие несоответствия в некоторых местах Тектурмасской подзоны очевидны. Одним из объяснений такой ситуации является присутствие большого количества разломов и надвиго-покровных структур, усложняющее как определение мощности свит, так и отнесение пород на местности к тем или иным свитам и их диагностику.

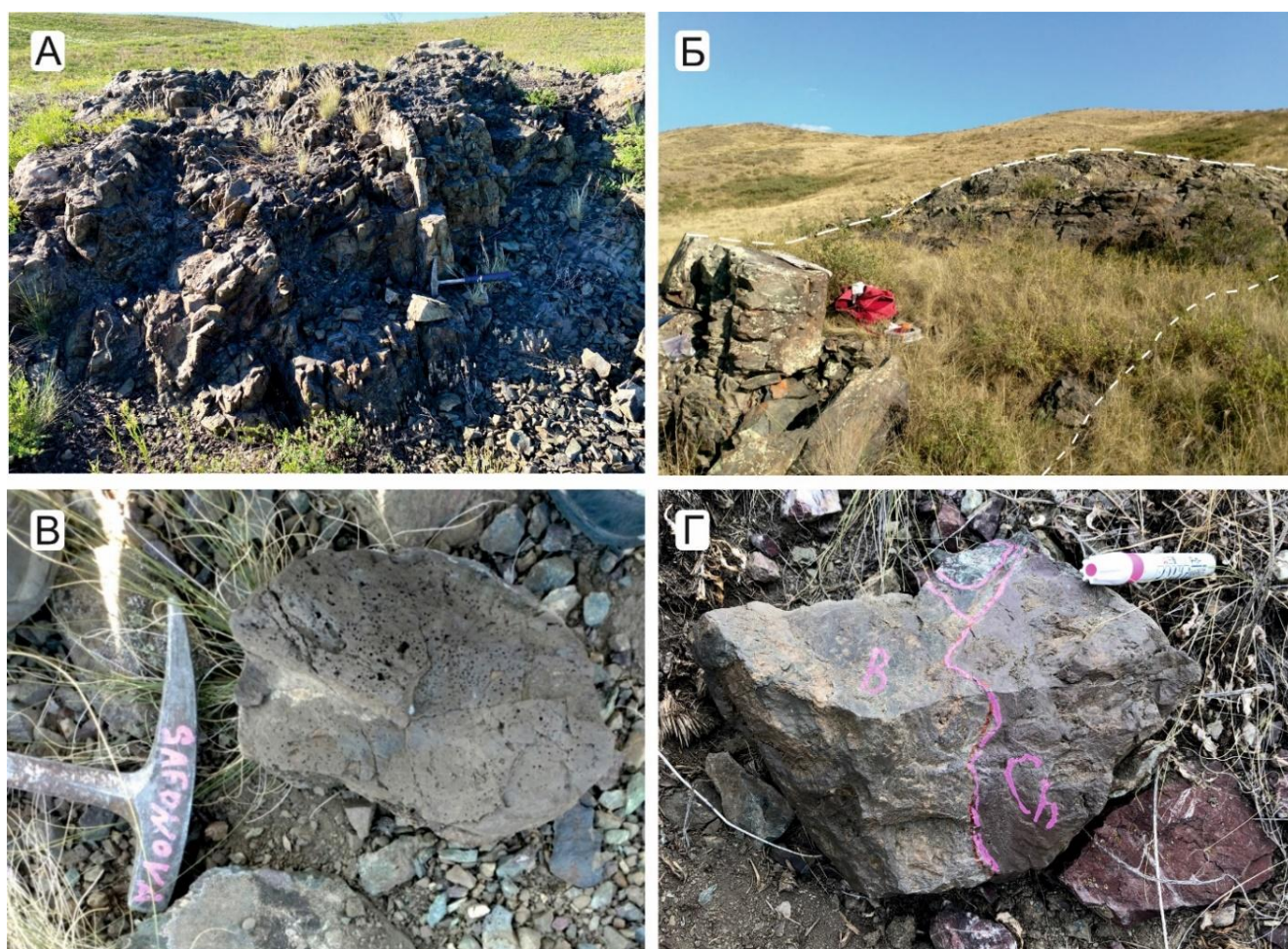


Рис. 2.10. Фото обнажений магматических пород ТСЗ: А – тело габброидов; Б – долеритовая дайка; В – пиллоу-лава; Г – контакт вишнёвых кремней и базальтов карамурунской свиты.

Севернее Тектурмасской подзоны расположена Базарбайская подзона, в составе которой выделяются породы кузекской и базарбайской свит (рис. 2.7, 2.9Б, 2.12) (Антонюк, 1974; Якубчук и др., 1988). Для Базарбайской подзоны характерно широкое распространение магматических пород офиолитовой ассоциации: расслоенные габбро, комплекс параллельных даек, базальты и

гранитоиды (Новикова и др., 1991; Степанец, 2016). Из серпентинизированных дунита и гарцбургита офиолитовой ассоциации восточной части Базарбайской подзоны были выделены акцессорные цирконы, которые показали возраст 467 ± 3 млн лет (Антонюк и др., 2021; Degtyarev et al., 2022). Присутствие цирконов в дунитах и гарцбургитах объяснялось последней стадией выплавки мантийных реститов (базальтов), сформировавших верхние части базарбайских офиолитов. Для плагиогранита из серпентинитового меланжа Базарбайской подзоны получен U-Pb возраст – 453 ± 4 млн лет (Degtyarev et al., 2022).

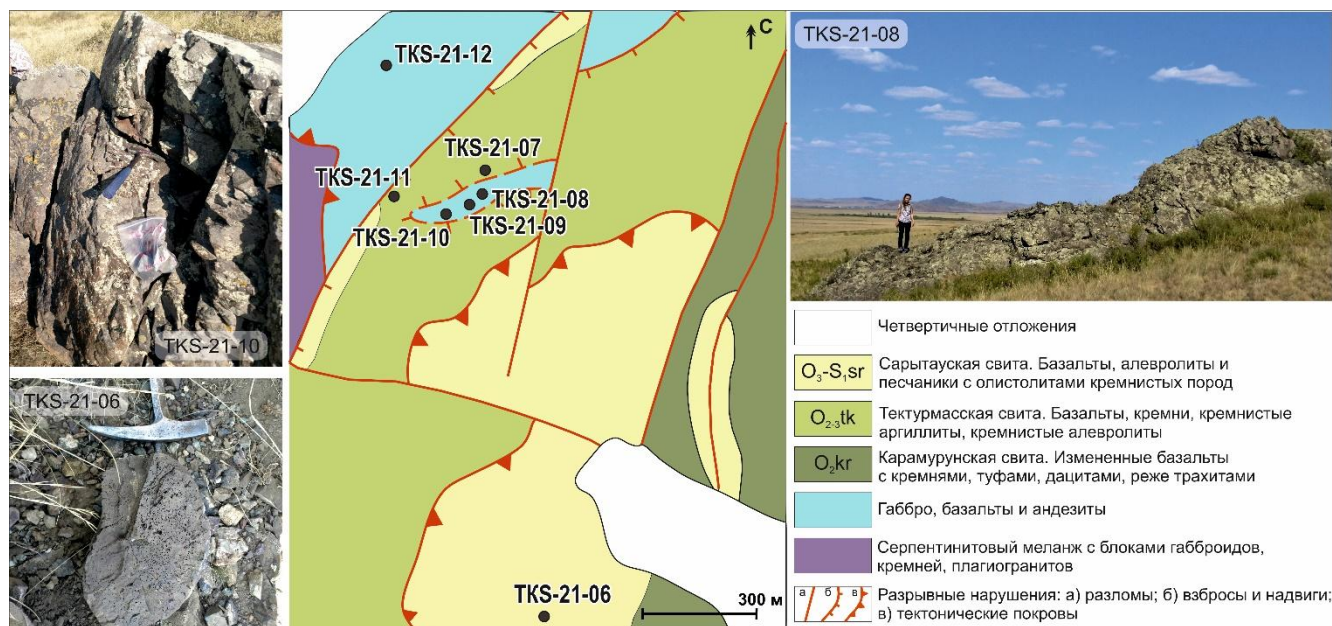


Рис. 2.11. Фрагмент геологической карты г. Сарытау по (Новикова и др., 1988 с изменениями) с точками отбора образцов и фото обнажений.

Кузекская свита (O_2-3kz) сложена массивными и миндалекаменными пиллоу-базальтами, андезибазальтами с прослоями кремнистых алевролитов и аргиллитов с линзами лавобрекчий и туфов основного состава (рис. 2.9Б). Границы кузекской свиты с другими стратиграфическими подразделениями в современной покровно-складчатой структуре – тектонические (рис. 2.12). Комплекс конодонтов из кремней и кремнистых аргиллитов определяет возраст кузекской свиты как средний-верхний ордовик (поздний дарривил – ранний сандбий) (табл. 4; Новикова и др., 1991; Дегтярев и др., 2017), что делает ее схожей по возрасту и составу с карамурунской свитой Тектурмасской подзоны (рис. 2.9А, Б).

Базарбайская свита (O_3-S_1bz) состоит из ленточных кремней, местами с прослоями туфов, кремнистых аргиллитов и алевролитов, кремнистых туфов и туффитов с преобладанием пепла, базальтовых и андезитовых туфов, туфопесчаников, полимиктовых и вулканомиктовых песчаников (граувакк) (Антонюк, 1971). Нижняя возрастная граница свиты определена по конодонтам из кремней как поздний сандбий-катий (табл. 4; Герасимова и др., 1992), а верхняя –

как ранний силур (табл. 4; Degtyarev et al., 2022). Базарбайская свита залегает в едином структурном плане с отложениями кузекской свиты и серпентинитовым меланжем и перекрывается силурийским флишем (рис. 2.9Б; Антонюк, 1971, 1974; Якубчук и др., 1988). Мощность базарбайской свиты оценивается в 480-500 метров (рис. 2.9Б).

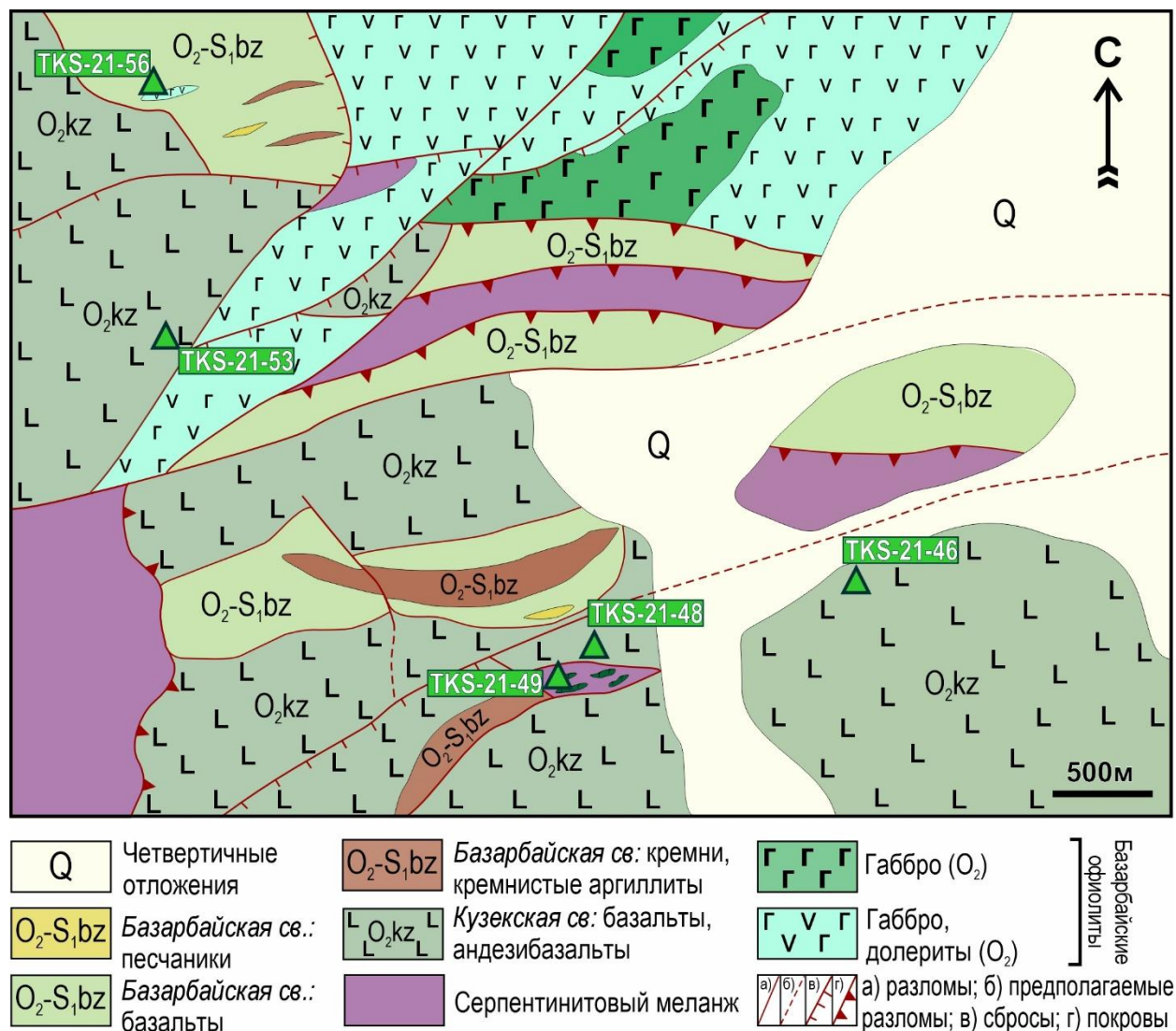


Рис. 2.12. Подробная геологическая схема участка отбора проб на участке Дуана-Корасы (табл. 5), показывающая взаимоотношения магматических и осадочных пород кузекской и базарбайской свит, а также Базарбайских офиолитов.

С северо-запада и юго-востока Базарбайская и Тектурмасская подзоны обрамляются Нуринской и Успенской подзонами соответственно (рис. 2.7). Нуринская подзона протягивается в северо-восточном направлении и ограничивается разломами, а её ширина меняется от 20 км на западе до 70 км на востоке (рис. 2.7). Она сложена мощными терригенными и флишоидными комплексами раннего силура – раннего девона, представленными олистостромами с олистоплаками базальтов и кремней, линзами органогенных известняков, горизонтами конгломератов, гравелитов, прослоями туффитов. Главными формациями являются

верхнеордовикско-нижнесилурийские кремнистые осадки, силурийско-нижнедевонские обломочные породы и средне-верхнедевонские вулканогенно-осадочные породы (Четвертикова и др., 1966; Орлов, Беспалов, 1981; Никитин, 1991). В Нуринской подзоне выделяется ермекская свита (S_{1er}), сложенная голубовато-зелеными алевролитами и песчаниками, с прослоями конгломератов. В известковистых алевролитах были обнаружены лландоверийские брахиоподы и граптолиты (табл. 4; Четвертикова и др., 1966). Согласно данным по U-Pb датированию обломочных цирконов из песчаника ермекской свиты максимальный возраст осадконакопления составляет 439 ± 3 млн лет (табл. 4; Перфилова и др., 2022б), что согласуется с палеонтологическими данными. Возраст основного пика магматизма в области сноса – 453 млн лет (Перфилова и др., 2022б). Общая мощность свиты достигает 3500-3900 м. Некоторые исследователи считают, что Нуринская подзона представляет собой преддуговой прогиб, контролирующий расположенный севернее девонский вулканоплутонический пояс (Якубчук, 1990). В целом, среднепалеозойские кремнисто-обломочные толщи Нуринской подзоны перекрывают более древние комплексы Тектурмасской и Базарбайской подзон (Degtyarev et al., 2022).

Успенская подзона включает в себя кремнисто-терригенные образования аиртаусской свиты и олистострому (рис. 2.7, 2.8, 2.9В; Антонюк и др., 1995, 2015). Аиртаусская свита (O_{zar}) сложена лиловыми и красными кремнями с прослоями туфов, зеленоватыми кремнистыми аргиллитами, песчаниками и гравелитами. Точный возраст свиты по микрофауне определен не был. Раннесилурийская олистострома (S_{1t}) состоит из серых и зеленовато-серых полимиктовых песчаников (граувакк) с прослоями и линзами кремнистых аргиллитов, турбидитов, гравелитов и конгломератов, а также олистолитов кремней и базальтов. По составу и возрасту она схожа с Сарытаусской олистостромой Тектурмасской подзоны. Раннесилурийский возраст пород олистостромы определен по конодонтам в олистолитах кремней (табл. 4, Degtyarev et al., 2022), а также по возрасту популяции самых молодых обломочных цирконов из граувакковых песчаников (табл. 4; Перфилова и др., 2022б). Возраст основного пика магматизма в области сноса близок к таковому для Нуринской подзоны и составляет 450 млн лет (Перфилова и др., 2022б).

В настоящей диссертационной работе представлены данные по магматическим породам основного и среднего состава, отобранным в районе гор Тектурмас и гор Сарытау, относящимся к Тортаульским, Базарбайским и Сарытаусским (Safonova et al., 2025) офиолитам, а также в составе карамурункой свиты Тектурмасской подзоны и кузекской свиты Базарбайской подзоны (рис. 2.7, 2.8; табл. 5; прил. 1Б).

Таблица 5. Общая характеристика магматических пород Тектурмасской складчатой зоны.

№	Образец	Порода	Комплекс	Участок	Координаты
Тектурмасская подзона					
1	TKS-21-06	Базальт	Карамурунская свита	Сарытау	49°11'35.5" 72°52'10.2"
2	TKS-21-07	Базальт	Карамурунская свита	Сарытау	49°12'11.3" 72°52'03.0"
3	TKS-21-08	Амфиболовое габбро	Сарытаусские офиолиты	Сарытау	49°12'9.7" 72°52'2.5"
4	TKS-21-10	Габбро	Сарытаусские офиолиты	Сарытау	49°12'08.1" 72°51'58.1"
5	TKS-21-12	Габбро	Сарытаусские офиолиты	Сарытау	49°12'20.4" 72°51'50.5"
6	TKS-21-19	Андезибазальт	Карамурунская свита	Сарытау	49°11'24.5" 72°57'00.6"
7	TKS-21-22	Трахидациит	Карамурунская свита	Сарытау	49°11'24.1" 72°56'52.5"
8	TKS-21-32	Базальт	Карамурунская свита	Сарытау	49°11'31.8" 72°55'04.0"
9	TKS-21-33	Базальт	Карамурунская свита	Сарытау	49°11'27.3" 72°55'37.2"
10	TKS-21-35	Андезибазальт	Карамурунская свита	Сарытау	49°11'31.7" 72°55'52.9"
11	TK-7	Трахиадезит	Карамурунская свита	Тортаульская долина	49°15'3.5" 73°03'5.9"
12	TK-8	Андезит	Карамурунская свита	Тортаульская долина	49°15'3.5" 73°03'5.9"
13	TK-15	Базальт	Карамурунская свита	Тортаульская долина	49°15'11.3" 73°05'49.4"
14	TK-16	Габбро	Тортаульские офиолиты	Тортаульская долина	49°15'11.3" 73°05'49.4"
15	TK-19	Габбро	Тортаульские офиолиты	Тортаульская долина	49°16'24.0" 73°03'16.9"
16	TKS-21-41	Габбро	Тортаульские офиолиты	Красная Поляна	49°13'16.7" 73°4'28.1"
17	TKS-21-42	Андезибазальт	Тортаульские офиолиты	Красная Поляна	49°13'15.8" 73°04'27.3"
18	TKS-21-75	Трахиадезит	Тектурмасская свита	тракт Подкова	49°18'46.3" 73°10'33.9"
Базарбайская подзона					
19	TK-22	Габбро	Базарбайские офиолиты	г. Дуана-Корасы	49°17'25.2" 73°05'48.0"
20	TKS-21-01	Долерит	Базарбайские офиолиты	Красная Поляна	49°15'36.3" 72°57'08.7"
21	TKS-21-04	Базальт	Кузекская свита	Красная Поляна	49°15'35.4" 72°57'02.5"
22	TKS-21-46	Андезибазальт	Кузекская свита	г. Дуана-Корасы	49°18'26.7" 73°05'16.4"
23	TKS-21-48	Андезибазальт	Кузекская свита	г. Дуана-Корасы	49°18'18.5" 73°04'46.8"
24	TKS-21-49	Амфиболовое габбро	Базарбайские офиолиты	г. Дуана-Корасы	49°18'19.3" 73°04'45.5"
25	TKS-21-53	Андезибазальт	Кузекская свита	г. Дуана-Корасы	49°18'33.1" 73°04'16.5"
26	TKS-21-56	Долерит	Базарбайские офиолиты	г. Дуана-Корасы	49°18'44.5" 73°04'11.1"
27	TKS-21-63	Риолит	Кузекская свита (?)	г. Дуана-Корасы	49°19'01.9" 73°04'01.3"

28	TKS-21-64	Дацит	Кузекская свита (?)	г. Дуана-Корасы	49°19'01.9" 73°04'01.3"
29	TKS-21-65	Гранит	Базарбайские офиолиты	г. Дуана-Корасы	49°19'04.3" 73°04'11.6"
30	TKS-21-73	Андезибазальт	Кузекская свита	г. Дуана-Корасы	49°18'43.8" 73°04'05.5"

Таким образом, Итмурундинская и Тектурмасская складчатые зоны имеют схожее геологическое строение, возраст и состав комплексов, слагающих их. Возможно, ранее они представляли собой единую структуру, впоследствии разделенную поздними разрывными нарушениями (Дегтярев, 1999). Обе зоны являются фрагментами западной части Палеоазиатского океана и его активных окраин, сформировавшимися в кембро-ордовикское время. Они представляют собой коллаж структур, включающий породы разного генезиса переходной зоны от океана к континенту. Магматические породы, представленные в данных зонах, находятся как в ассоциации с терригенными породами (кремнистыми аргиллитами, алевролитами), так и образуют отдельные коренные выходы без видимых стратиграфических границ. Об ордовикском возрасте магматических пород в ассоциации с осадками можно судить по микрофауне (радиолярии, конодонты). Имеются лишь единичные изотопные датировки для магматических пород, визуально не граничащих с осадочными породами, поэтому он требует уточнения.

ГЛАВА 3. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ К ИССЛЕДОВАНИЮ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

3.1. Особенности картирования и опробования палеозойских магматических пород в составе аккреционных комплексов

Проведение детальных полевых исследований является важнейшим этапом изучения горных пород любого происхождения. В первую очередь необходимо выяснить геологическое положение и форму структур, слагаемых магматическими породами. Плутонические породы могут слагать массивы и/или дайки, силлы, штоки. При этом нужно иметь представление о вмещающих их породах (состав, возраст). Вулканические породы, представленные в основном в виде потоков, могут рассматриваться в составе свит вместе с ассоциирующими с ними осадочными породами или выделяться в отдельную свиту (см. главу 2). Поскольку исследуемые породы входят в состав палеозойского СПТТ и относятся к аккреционному комплексу (АК), важно понимать особенности их картирования и опробования. Структуры, сформированные на КОТТ (АК, меланжи, магматические комплексы), отличаются крайне сложным строением, обусловленным особенностями их формирования: 1) в АК пространственно совмещены породы различного генезиса, состава и возраста; 2) для всех комплексов характерны деформации пород; 3) наличие блоков разновозрастных магматических и осадочных пород в меланже; 4) значительное количество разрывных нарушений разного порядка и природы; 5) нарушение исходной стратиграфической последовательности в результате аккреции (Miyashiro et al., 1982; Maruyama et al., 1996, 1997, 2007, 2011; Santosh et al., 2009; Safonova, 2017; Сафонова, 2020). Подход к геологическому картированию АК, используя в качестве основных структурных/стратиграфических элементов домены, юниты или единицы, выделенные по принципу СОП (см. главу 2), а не стандартные стратиграфические подразделения (свиты, подсвиты), был реализован для молодых мезозойских АК на российском Дальнем Востоке и в Японии (Matsuda et al., 1981; Isozaki et al., 1990; Matsuda, Isozaki, 1991; Ханчук, 1993; Wakita, 2000, 2012; Kemkin et al., 2016; Safonova et al., 2016; Сафонова, 2020). Кроме того, в последние годы появляется все больше работ, в которых такой подход реализован для палеозойских АК в пределах ЦАСП (Патент РФ № 2667329; Safonova et al., 2020, 2022, 2024a, b; Savinskiy et al., 2022; Safonova, Perfilova, 2023).

Коренные выходы плутонических пород в составе ИСЗ и ТСЗ представлены телами от первых до десятков метров (рис. 3.1А). На геологических картах тела габброидов или долеритов обособляются разломами (см. Главу 2). Часто габброиды находятся в непосредственной близости

с базальтами, что может предполагать единый поток, нижняя часть которого сложена раскристаллизованными породами (габбро/долериты), а верхняя часть – базальтами. Также долериты часто присутствуют в центральных частях пиллоу-базальтов (рис. 3.1Б). Выходы долеритов встречаются в виде даек, иногда наблюдаются горячие контакты с вмещающими породами (рис. 3.1В). Кислые разновидности (граниты и гранодиорит-порфиры) plutonических пород при полевом исследовании описывались как единичные выходы в виде небольших сопок без видимых контактов с окружающими породами или как линзы в потоке базальтов/андезибазальтов (рис. 3.1Г). При этом на геологических картах (масштаба 1:200 000) они, как правило, не отмечаются ввиду их малых/незначительных размеров.

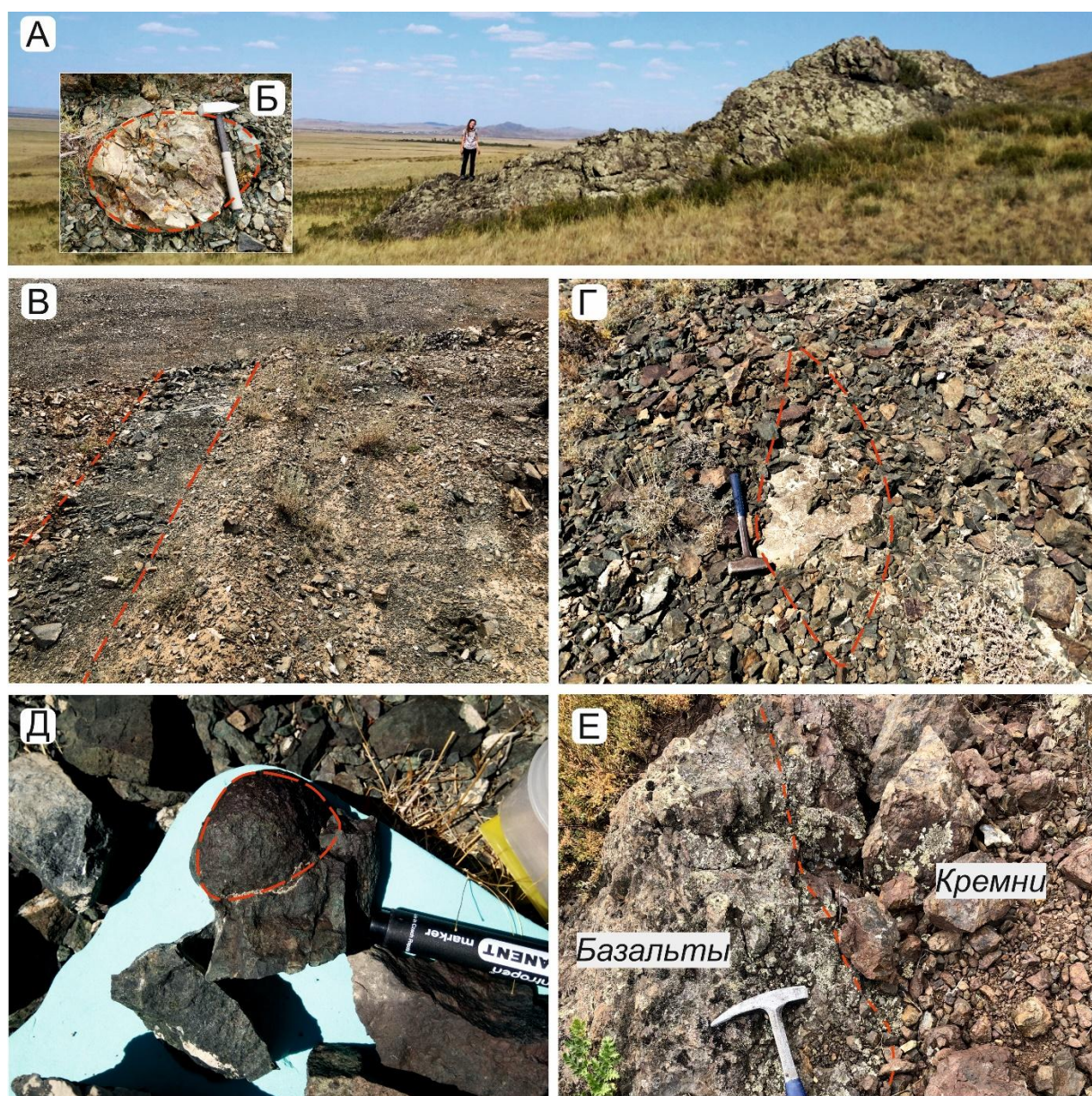


Рис. 3.1. Полевые фотографии магматических пород в составе аккреционных комплексов Центрального Казахстана. А – выходы габбро без видимых контактов с окружающими породами; Б – пиллоу-базальт; В – долеритовая дайка в песчаниках; Г – линза гранитоидов в андезибазальтах; Д – пиллоу-лава; Е – «холодный» контакт базальтов и кремней.

Вулканические породы, представленные в основном массивными и миндалекаменными базальтами и андезибазальтами, в пределах АК распространены повсеместно. Они встречаются в виде сопок, протяженностью до десятков и первых сотен метров. Характерной особенностью базальтов является широкое проявление в них подушечной структуры (пиллоу-лавы; рис. 3.1Д). Как правило, вулканические породы находятся на контакте с глубоководными осадками (кремнями) (рис. 3.1Е), реже встречаются вместе с гемипелагическими (кремнистые аргиллиты и алевролиты) и обломочными (гравелиты, песчаники) породами. Довольно часто невозможно определить место контакта вулканических пород с другими осадочными и магматическими породами из-за их сильной дислоцированности или задернованности. Более кислые разновидности вулканических пород встречаются редко, иногда находятся в ассоциации с основными разностями.

Для проведения аналитических исследований отбирались наиболее свежие, не измененные в ходе вторичных (наложенных) процессов образцы вулканических и plutонических пород. Для геохронологических исследований отбирались объёмные пробы: не менее 5 кг. Большое внимание в полевых условиях уделялось визуальному определению степени их вторичных изменений, предварительному описанию минерального состава, текстурных особенностей, а также прослеживанию контактов с осадочными породами. Если таковой присутствует, то брались пробы и из зоны контакта для дальнейшего петрографического подтверждения его природы (холодный или горячий).

3.2. Петрографические исследования

Магматические породы в составе СПТТ как океанического, так и надсубдукционного происхождения почти всегда в разной степени подвержены вторичным изменениям, что достоверно фиксируется при петрографическом исследовании (прил. 2, 3). Самые распространенные породы – базальты и андезибазальты – состоят преимущественно из плагиоклаза, клино- и ортопироксена, иногда оливина. Оливин очень редко сохраняется в первоначальном виде как в вулканических (рис. 3.2.А), так и в plutонических (рис. 3.2.Б) породах, замещаясь хлоритом, эпидотом или серпентином (гидратация оливина в условиях морского дна), а также пироксенами. При гидротермальных изменениях плагиоклаз также подвержен изменениям в виде серицитизации (замещение серицитом – мелкие зерна мусковита; рис. 3.2В) и пелитизации (образование глинистых минералов в кислой среде; рис. 3.2Г), причём более основные плагиоклазы подвержены изменениям больше, чем кислые.

Амфибол (в том числе роговая обманка) может присутствовать как в основных (реже), так и в более кислых (чаще) разностях в качестве первичного и вторичного минерала. Первичные

амфиболы обычно имеют достаточно крупные, оформленные кристаллы с характерной призматической формой, имея четкие границы зерен. Вторичные амфиболы как правило встречаются в виде мелких зерен с нечеткими границами или как псевдоморфоза по пироксену, при этом сохраняя его форму. В проходящем свете первичная роговая обманка обычно желтовато-зеленая до бурой или темно-зеленой с признаками плеохроизма (рис. 3.2Д). Роговая обманка может замещаться эпидотом, который развивается по краям и/или трещинам зерна (рис. 3.2Е).

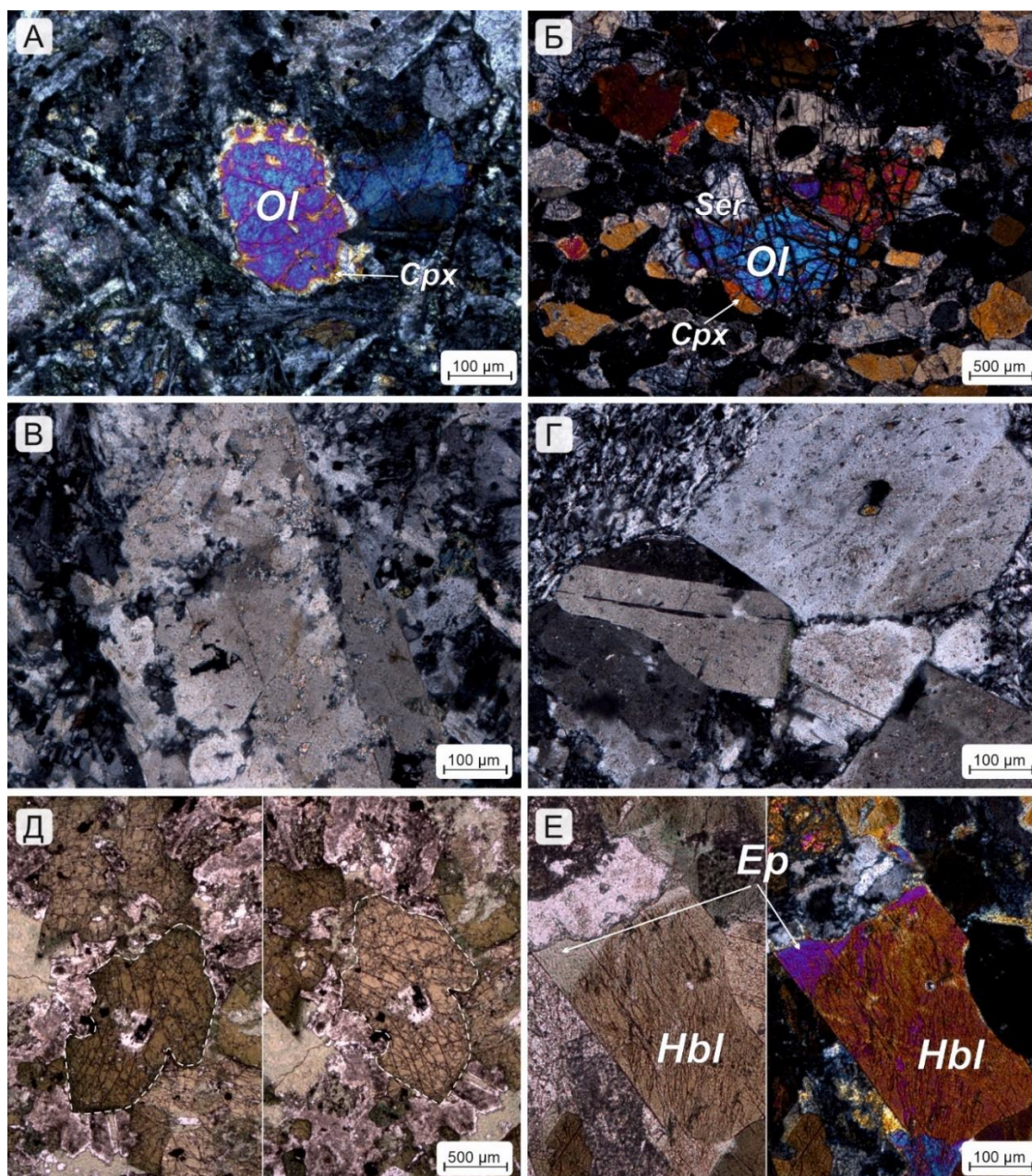


Рис. 3.2. Фотографии шлифов пород с вторичными изменениями. А – замещение оливина клинопироксеном в базальте; Б – замещение оливина серпентином и клинопироксеном в габбро; В – серицитизация плагиоклаза; Г – пелитизация плагиоклаза; Д – первичная роговая обманка с эффектом плеохроизма; Е – вторичный эпидот по роговой обманке. Срх – клинопироксен; Ер – эпидот; Hbl – роговая обманка; Ol – оливин; Ser – серпентин.

Довольно часто в вулканических породах встречаются признаки карбонатизации, когда карбонатные минералы заполняют миндалины (рис. 3.3А) или трещины (рис. 3.3Б). Хлорит может замещать не только минералы, но и вулканическое стекло (рис. 3.3В) и также, как и карбонатные минералы, присутствовать в миндалинах. Признаком вторичных изменений является также наличие гидроокислов железа, которые имеют темно-коричневый цвет, не меняющийся при скрещивании николей, и представлены в виде примазок в основной массе и на краях зёрен (рис. 3.3Г).

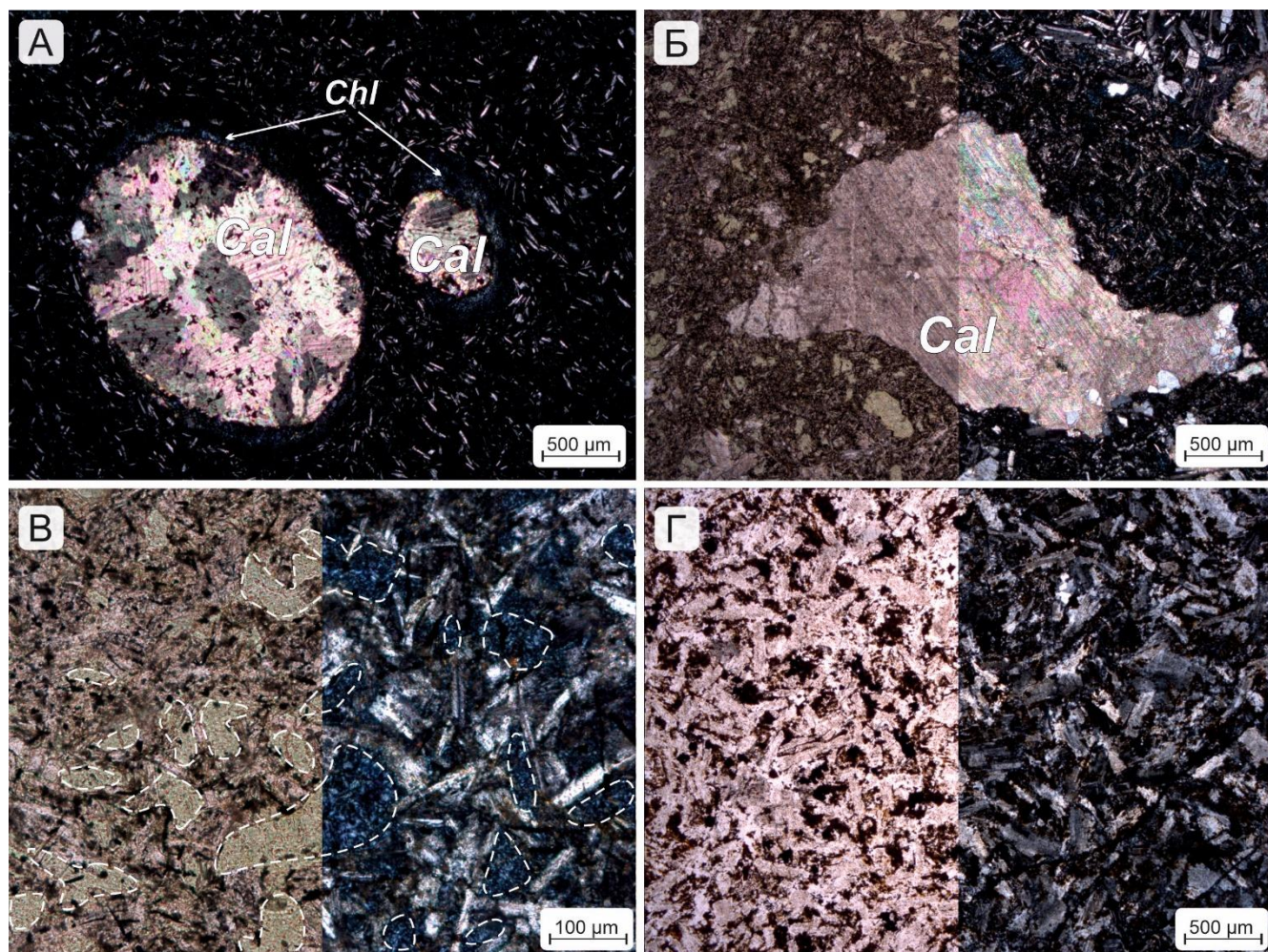


Рис. 3.3. Фотографии шлифов сильно измененных магматических пород. А – миндалины кальцита; Б – замещение пироксена кальцитом; В – замещение вулканического стекла хлоритом; Г – сильно ожелезненный долерит.

Большое количество карбонатных и водосодержащих минералов может привести к высоким значениям П.П.П. (потери при прокаливании, см. п. 3.4). Поэтому для последующих аналитических исследований отбирались образцы магматических пород из наименее измененных и деформированных структур потоков и даек с минимальным количеством минералов с карбонатами и прожилков. На стадии петрографических исследований, породы, в значительной степени подверженные вторичным изменениям (большое количество водосодержащих

минералов), были исключены из выборки. Наиболее свежие образцы отправлялись на рентгенофлуоресцентный анализ (см. раздел 3.4).

3.3. U-Pb датирование цирконов из магматических пород

3.3.1. Пробоподготовка и методика датирования

Определение возраста пород является важнейшим этапом любых геологических и петрологических исследований. Особое значение имеет определение точного возраста пород с помощью U-Pb изотопного анализа цирконов. Выделение цирконов проводилось в Лаборатории эволюции палеоокеанов и мантийного магматизма Новосибирского государственного университета (ЛабЭПОМ НГУ) по стандартной методике: дробление, промывка, сепарация в тяжелой жидкости и магнитная сепарация. Зерна цирконов были отобраны вручную под биноклем Carl Zeiss Discovery V12, при необходимости использовалось ультрафиолетовое освещение, т.к. циркон люминесцирует при нем оранжевым цветом. Далее цирконы выкладывались на скотч на пластмассовой заготовке и заливались эпоксидной смолой. Сформированная «шашка» диаметром 25 мм полировалась абразивами 6-3 мкм до вскрытия зёрен. Для выбора наиболее подходящих для датирования цирконов использовался метод катодолюминесцентной микроскопии. Для получения катодолюминесцентных изображений использовался микроскоп Carl Zeiss Axio.1, оборудованный специальной приставкой CL8200 Mk5-2 (ЛабЭПОМ, НГУ). U-Pb-датирование выполнено в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac). Параметры масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}$, используя стандарт NIST SRM612. Сканирование выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th , для которых использовали режим triple. Диаметр лазерного луча составлял 25 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц, плотность энергии лазерного излучения 2.3 Дж/см². Длительность холостого измерения составляла 25 секунд с последующей абляцией материала в течение 30 секунд. Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы “Glitter” (Griffin et al., 2008). U-Pb изотопные отношения нормировали на соответствующие значения изотопных отношений стандартного циркона Plešovice (Sláma et al., 2008). Стандартный циркон Temora

(Black et. al., 2004) использовался в качестве контрольного образца. Диаграммы с конкордией и гистограммы были построены с использованием онлайн программы IsoplotR (Vermeesch, 2018).

3.3.2. Особенности отбора цирконов из магматических пород и интерпретация данных

Циркон является одним из самых распространенных акцессорных минералов в кислых магматических породах, при этом в интрузивных породах циркон сохраняется лучше, чем в эффузивных, потому что в глубинных камерах, где они формируются нет условий быстрого охлаждения, что может послужить причиной дефектов в кристаллической решетке циркона. Наиболее предпочтительными породами для U-Pb датирования цирконов служат гранитоиды. В базальтах и габброидах циркон встречается крайне редко и в малых количествах, поскольку эти породы как правило обеднены цирконием и кремнезёмом. В случае, если цирконы встречаются в магматических породах основного состава, то как правило их размеры крайне малы (менее 100 мкм), что усложняет их выделение и сам процесс датирования (ограничение по толщине пучка лазера). Несмотря на эти ограничения, существуют примеры успешного выделения и датирования цирконов из габброидов, долеритов, базальтов (Kaczmarek et al., 2008; Liu et al., 2010; Zhang et al., 2012; Wang et al., 2013; Туркина и др., 2023).

В ходе выполнения представленной диссертационной работы для U-Pb датирования цирконов были отобраны образцы как плутонических (габбро, диорит, гранит), так и вулканических (базальт, риолит) пород. Однако попытки выделения цирконов из пород основного состава не увенчались успехом, ввиду их малого размера и количества. В результате были продатированы один образец среднего состава (диорит) из ИСЗ и два образца кислых магматических пород (риолит и гранит) с Базарбайской подзоны ТСЗ (см. Главу 4). Для подтверждения магматического, а не метаморфического, происхождения циркона используются катодолюминесцентные изображения и отношения Th и U в цирконах. Магматические цирконы часто имеют хорошо сформированные призматические или пирамидальные формы, а также демонстрируют характерную концентрическую (осцилляторную) зональность (Hoskin, Schaltegger, 2003). Эта зональность обусловлена диффузией элементов-примесей во время формирования циркона. В процессе метаморфизма на зернах циркона образуются каймы (ободки), сформированные в результате перекристаллизации и имеющие яркий цвет на катодолюминесцентных снимках. Для магматических цирконов наиболее характерны значения Th/U в диапазоне от 0.2 до 1.0, для метаморфических цирконов значения ниже (< 0.1), за исключением высокометаморфизованных пород, в которых Th/U часто выше 0.1 (Vavra et al., 1999; Kelly, Harley, 2005; Harley et al., 2007; Korhonen, et al., 2013; Kelsey, Hand, 2015; Rubatto, 2017).

На стадии обработки результатов U-Pb датирования проверялась конкордантность возрастов, т.е. соответствие возрастов, определяемых двумя изотопными отношениями: ^{238}U – ^{206}Pb и ^{235}U – ^{207}Pb . Графически это представляется на конкордии, где идеальная конкордантность – это точка анализа циркона, попадающая на кривую конкордии. Дискордантные анализы (отклоняющиеся от кривой конкордии более чем на 5%) не учитывались при финальных расчетах возраста. Потеря свинца связывается исследователями с диффузией свинца при высоких температурах (Mezger, Krogstad, 1997), с метаморфическими процессами (Kröner et al., 1994) или с гидротермальными изменениями (Geisler et al., 2007). Расчет конкордантности для цирконов с возрастом менее 1 млрд лет производился по формуле $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) \cdot 100$, а для построения конкордии использовались отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

3.4. Геохимические исследования

Изучение химического состава магматических пород является одним из важнейших инструментов для понимания их природы, возраста и магматической эволюции. Традиционно геохимические данные разделяются на четыре категории: породообразующие оксиды, редкие элементы, радиогенные изотопы и стабильные изотопы (Rollinson, 1993). В данной диссертационной работе будут рассмотрены данные первых трех типов.

Породообразующие оксиды – набор оксидов, который преобладает в составе любой магматической породы. К ним относятся SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , а их концентрации выражаются в массовых процентах (мас. %). Сумма оксидов в образце должна составлять 99-100%, в случае если качество проведенного анализа хорошее. При анализе также учитывается п.п.п. (потери при прокаливании) – это параметр, с помощью которого можно оценить содержания летучих компонентов, таких как вода и углекислый газ. Высокий п.п.п. часто указывает на наличие таких минералов, как серпентин и хлорит, что говорит о высокой степени измененности породы. При подготовке данной работы не учитывались анализы с п.п.п. > 7%. Значения породообразующих оксидов используются для построения классификационных, бинарных и дискриминационных диаграмм.

Редкими элементами (элементами-примесями) считаются такие элементы, концентрация которых в породе менее 0.1%, их изменение не оказывает влияние на стабильность ни одной из фаз системы, формирующей породу, т.е. породообразующих минералов, а их распределение между фазами можно рассчитать с помощью коэффициента распределения (Hanson, Langmuir, 1978). Последний рассчитывается из формулы $K_r = C_s / C_l$, где C_s и C_l – концентрации элемента в твердой (рестит) и в жидкой (расплав) фазе при кристаллизации породы соответственно. Наиболее часто используемые группы редких элементов – редкоземельные (REE),

высокозарядные (HFSE), крупно-ионные литофильные (LILE). Их концентрации используются для построения редкоземельных и мультиэлементных спектров, дискриминационных диаграмм и для построения моделей эволюции мантийного источника.

Анализ радиогенных изотопов включает в себя установление отношений концентраций изотопов, которые распадаются самопроизвольно, а также конечных продуктов их распада. К этой группе относятся следующие изотопные системы: U-Th-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf, Pb-Pb. С их помощью можно установить модельный возраст и тип мантийного источника (деплетированный или обогащенный; Глава 1) магматических пород.

3.4.1. Аналитические методы

Анализ породообразующих оксидов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , P_2O_5) и набор редкоземельных элементов (14) и редких (Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U) элементов был выполнен в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН (ИГМ СО РАН, Новосибирск) в «Центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» и в Институте геологии и геохимии им. академика Заварицкого УрО РАН, (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург) в аналитическом центре коллективного пользования (ЦКП) «Геоаналитик». Определение породообразующих оксидов производилось методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на спектрометре ARL-9900XP (ИГМ СО РАН) и многоканальных спектрометрах CPM-25 и CPM-35 с использованием гидравлического пресса Atlas Power 25T (ИГГ УрО РАН). Редкие элементы были проанализированы на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Finnigan Element II (ИСП-МС; ИГМ СО РАН) и NexION 300S (Perkin Elmer) (ИСП-МС; ИГГ УрО РАН).

Исследование изотопной системы Sm-Nd по породе было проведено с помощью мультиколлекторного масс-спектрометра TRITON Plus в ИГГ УрО РАН методом ТИМС в статическом режиме. Образец истирался в порошок (навеска ~100 мг) в ЛабЭПОМ НГУ на шаровой мельнице Retsch PM400, далее отправлялся в ЦКП «Геоаналитик». Процедура химической подготовки образцов к измерению концентраций и изотопного состава элементов состояла из кислотного разложения проб при 120°C с добавлением изотопной метки ^{149}Sm - ^{150}Nd , хроматографического выделения суммы REE и разделения Sm и Nd на смоле LN-spec. Измерения Nd корректировались с помощью стандарта JNdi-1 (Tanaka et al., 2000). Отношения концентраций $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте во время работы составило 0.512109 ± 10 (2 SD, N = 7). Точность определения концентраций Sm и Nd $\pm 1\%$ (2 σ), а изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.3\%$ (2 σ) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.0025\%$ (2 σ).

Анализ отношений Lu и Hf в цирконах выполнен на многоколлекторном ИСП-МС NEPTUNE Plus (Thermo Fisher Scientific) с приставкой для лазерной абляции NWR 213. Расчет изотопных отношений $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, а также значений $\varepsilon(\text{Hf})$ и модельного возраста выполнен с использованием макроса Excel Hf-INATOR. Диаметр кратера – 25 мкм, частота повторения импульсов – 20 Гц, плотность энергии – 12-12.5 Дж/см². В качестве первичного стандарта использовали образец сравнения циркона GJ-1 (в качестве вторичных – образцы сравнения циркона 91500, Plešovice), измеренного через 5 неизвестных. Основным критерием оптимизации (правильности) подобранных параметров служила согласованность полученных значений с базой данных GeoREM и литературными источниками для используемых стандартных образцов циркона. Средневзвешенное значение изотопного отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для стандартов GJ-1, Mud Tank и Plešovice составило 0.282035 ± 0.000005 (N = 6; 2σ), 0.282517 ± 0.000006 (N = 4; 2σ) и 0.282468 ± 0.000008 (N = 2; 2σ), соответственно. Погрешность измерения изотопного отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для стандартов циркона варьируется от 0.003 до 0.007 % в виде 2σ.

Анализ изотопов свинца по породе был выполнен в ЦКП Геоаналитик ИГГ УрО РАН. Для разложения образцов применяли смесь кислот HCl и HNO₃ (120°C). Свинец выделялся по методике HBr-HCl (Kamber, Gladu, 2009; Методика измерений, 2014). Для коррекции эффекта дискриминации по массе по экспоненциальному закону к образцу добавляли метку таллия (Woodhead, 2002). Измерения отношений изотопов свинца были выполнены на МК-ИСП-МС Neptune Plus (Thermo Finnigan) в статическом режиме (49 циклов, с интеграцией 8 сек.) из азотнокислого раствора с интенсивностью ионного пучка изотопов ^{208}Pb в 6 В. Также был измерен ^{202}Hg для коррекции интерференций ^{204}Hg на ^{204}Pb ($^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg} = 4.350370$). Точность и долговременная воспроизводимость определения отношения изотопов свинца была оценена с использованием NIST SRM 981.

3.4.2. Классификационные и бинарные диаграммы

Определение типа магматических пород – вулканический или плутонический – начинается с полевых наблюдений и петрографических исследований шлифов. Детальное изучение химического состава пород позволяет более подробно классифицировать исследуемые породы и отнести их к определенному классу. Основной и наиболее часто используемой классификацией для магматических пород является диаграмма SiO₂ – (K₂O + Na₂O), также называемая TAS–диаграммой (Total Alkali vs. Silica; общая щелочность к кремнезёму) (Le Maitre et al., 1984; Le Bas et al., 1986) (рис. 3.4). Российскими учёными она была усовершенствована для кислых вулканитов и трахитов (Шарпенко и др., 2008) и в этом виде была представлена на 33-м

Международном геологическом конгрессе (МГК) в Осло в 2008 году (Sharpenok et al., 2008), а после введена в Петрографический кодекс России (Петрографический кодекс..., 2009).

На 33-м Международном геологическом конгрессе председателем Подкомиссии МГК Бернардом Бонином был поставлен вопрос об использовании диаграммы TAS и для плутонических пород. Для решение данного вопроса было проанализировано 11000 химических анализов для плутонических пород различного состава из разных регионов мира (Шарпенок и др., 2013). На основе такого комплексного анализа были проиллюстрированы различия полей на диаграмме TAS для вулканических и плутонических пород (рис. 3.4). Эти различия объяснялись в значительной мере разницей в условиях кристаллизации, что отразилось на производных магмы, испытавшей кристаллизационную и гравитационную дифференциацию (Шарпенок и др., 2013).

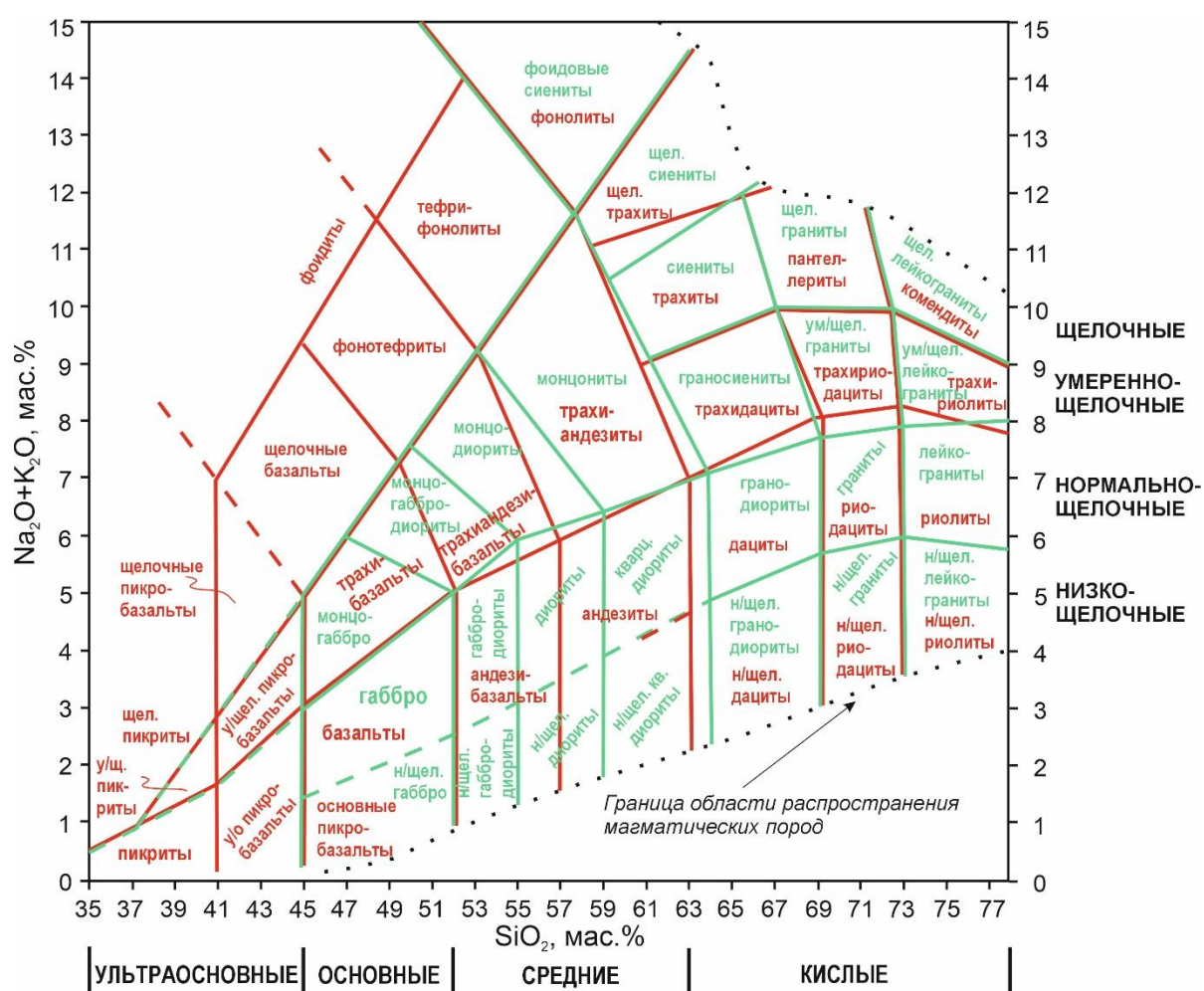


Рис. 3.4. TAS-диаграмма для вулканических (красные линии) и плутонических (зеленые линии) магматических пород по (Шарпенок и др., 2013).

Для выявления возможных связей между отдельными породами в пределах одного региона, а также степень дифференциации магмы, из которой они образованы, могут использоваться бинарные (вариационные) диаграммы породообразующих оксидов, где они

отображаются относительно одной общей переменной, например, кремнекислоты или оксида магния, которые являются самыми яркими индикаторами дифференциации магмы от более основных к более кислым (рис. 3.5). Такие диаграммы в совокупности называются диаграммами Харкера (Harker, 1909). При построении этих диаграмм выделяются тренды кристаллизации магмы, при учёте общего источника магм для группы пород, выносящихся на диаграмму. Зависимости разных оксидов от MgO (или SiO_2) отражают кристаллизацию определенного минерала в породе: MgO – оливин, ортопироксен; CaO – клинопироксен; Al_2O_3 – плагиоклаз, КПШ. Такие диаграммы иногда используются как способ отражения эволюции определенной магматической системы в течение определенного промежутка времени. Например, в работе (Lee et al., 1995) была зафиксирована эволюция магм на протяжении 40 млн лет, которые продуцировали породы Марианской дуги, и выделены тренды изменения состава стекол тефры (рис. 3.5).

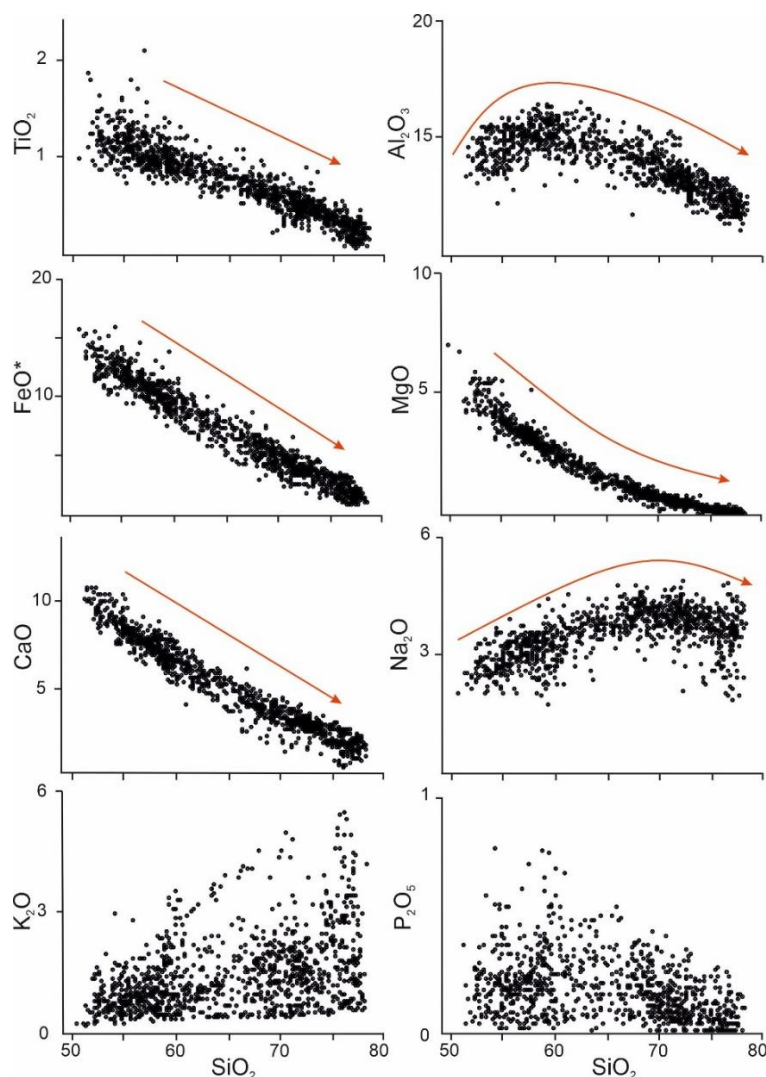


Рис. 3.5. Бинарные диаграммы SiO_2 – породообразующие оксиды для тефры Марианской дуги по (Lee et al., 1995).

Однако при использовании диаграмм Харкера следует проявлять осторожность, особенно в случае применения SiO_2 . Проблема заключается в том, что явные тенденции, видимые на вариационной диаграмме, могут не соответствовать реальным геохимическим связям, а быть искусственно получены из-за выражения концентраций порообразующих оксидов (как минералов, так и пород) в виде процентов, объединяющихся в 100% (Rollinson, 1993). По этой причине диаграммы Харкера были дискредитированы в глазах некоторых геохимиков, в то время как многие другие продолжают широко использовать их, хотя и с осторожностью. Одним из вариантов решения данной проблемы является рассмотрение тенденций, наблюдаемых на диаграмме Харкера, исключительно в свете конкретной гипотезы. То есть если наблюдаемые тренды соответствуют теоретической модели, то проверяемая гипотеза, соответствующая этой модели, скорее всего, верна (Rollinson, 1993).

3.4.3. Редкоземельные и мультиэлементные спектры

Для оценки геохимических характеристик источника породы используют в первую очередь концентрации в них совместимых (кристаллохимически близкие к петрогенным элементам и изоморфно входящие в структуру порообразующих минералов) и несовместимых (со слишком большими или маленькими ионными радиусами и не входящие в структуру порообразующих минералов) редких элементов.

Редкоземельные элементы (REE; лантаноиды) – это переходные металлы из третьей группы периодической таблицы. Все они имеют одинаковую валентность +3 (за исключением Ce и Eu, которые также существуют как Ce^{4+} и Eu^{2+}) и схожие химические свойства, обусловленные их электронной конфигурацией. Они отличаются друг от друга в одном конкретном отношении, а именно в ионных радиусах, что также называется «лантаноидное сжатие». Из-за этого явления, а также учитывая тот факт, что они имеют почти одинаковое валентное состояние, их ионный потенциал и, следовательно, совместимость (в системе расплав-рестит) будут увеличиваться от La к Lu: легкие REE (LREE; от La до Sm) будут относительно несовместимы, тогда как тяжелые REE (HREE; от Gd до Lu) будут относительно совместимы (например, в гранате). Результатом такого различного геохимического поведения является то, что высокодифференцированные будут значительно обогащены LREE и обеднены HREE.

REE обычно нормируются на хондрит, который, как считается, представляет средний химический состав Солнечной системы, а значит, наименее дифференцированный состав REE (Larimer, 1967). Нормировочные значения для хондрита берутся из (Sun, McDonough, 1989). Полученные таким образом диаграммы называются спектрами REE (рис. 3.6), которые широко используются исследователями по всему миру. Такие спектры интерпретируются как в

отношениях значений концентраций, так и по форме кривых распределения. Европиевая аномалия на спектрах REE в основном контролируется полевыми шпатами, особенно в кислых магмах, поскольку Eu (присутствующий в двухвалентном состоянии) совместим в плагиоклазе и КШШ, в отличие от трехвалентных REE, которые несовместимы. Таким образом, удаление полевого шпата из кислого расплава путем кристаллизационной дифференциации или частичного плавления породы, в которой полевой шпат сохраняется в источнике, приведет к отрицательной аномалии Eu в расплаве.

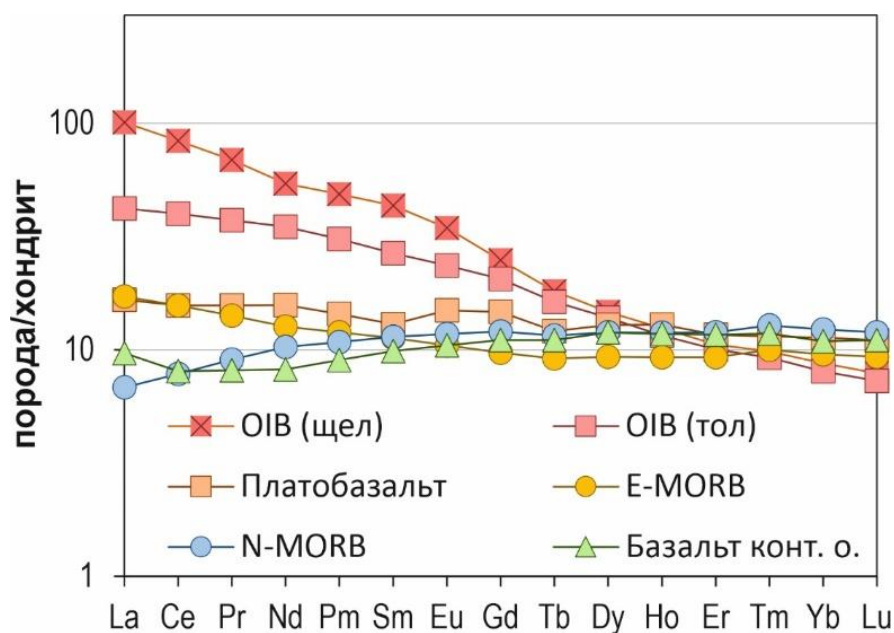


Рис. 3.6. Диаграмма спектров редкоземельных элементов для разных типов базальтов. OIB (щел) – средние значения OIB из (Sun, McDonough, 1989); OIB (тол) – толеитовый базальт Гавайских островов (стандарт BHVO1); Платобазальт Онтонг-Джава из (Mahoney et al., 1993); N-MORB и E-MORB из (Sun, McDonough, 1989); Базальт континентальной окраины с ЮВ окраины Гренландии (Hooper et al., 1999).

Фракционирование LREE относительно HREE характерно либо для основных пород, образованных из обогащенного мантийного источника (базальты OIB-типа), либо для средних и кислых пород, образованных путем фракционной кристаллизации основных расплавов. Сильное фракционирование HREE указывает на присутствие граната в источнике (Hirschmann, Stolper, 1996). Построенные спектры REE для породы принято сравнивать со стандартами, т.е. спектрами базальтов уже известных современных геодинамических обстановок формирования: океанического острова/симаунта, океанического плато, СОХ, внутриокеанической дуги/активной окраины (см. Главу 1). Стандарты N-MORB, E-MORB и OIB типов базальтов берутся из фундаментальной работы (Sun, McDonough, 1989), концентрации элементов для которых приведены на основе обзора имеющейся на тот момент литературы о базальтах из разных геодинамических обстановок. Основные отличия MORB и OIB на спектрах REE проявлены в деплетированности первых LREE, что и характеризует их истощенный источник, а

также его бóльшую степень плавления по сравнению с OIB. Для многих OIB характерна дифференциация HREE, и соответственно большой угол наклона кривой распределения, что указывает на присутствие граната в источнике (рис. 3.6).

Для сравнения концентраций редких элементов (REE, HFSE, LILE, а также радиоактивных элементов) в породах используются мультиэлементные спектры или спайдер-диаграммы (рис. 3.7). Они нормируются по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), а элементы на них располагаются в порядке увеличения коэффициентов распределения респит/расплав. При этом отличия OIB и MORB стандартов здесь будет выражено главным образом в повышенной концентрации редких элементов и положительной аномалии по Nb для первых (рис. 3.7). Подробно теории о причинах возникновения этой аномалии были рассмотрены в Главе 1.

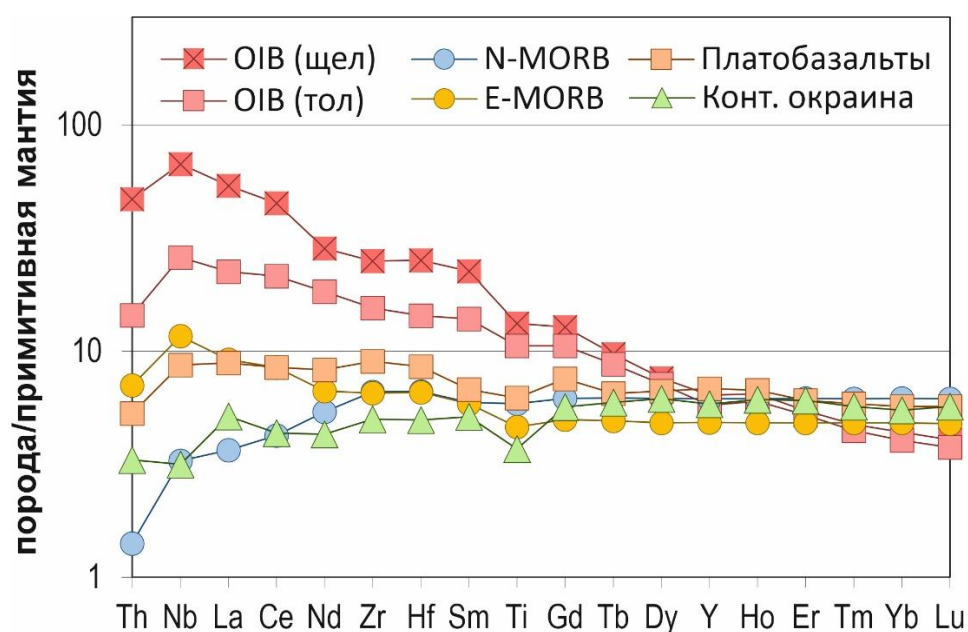


Рис. 3.7. Мультиэлементные спектры (спайдер-диаграммы) для разных типов базальтов. Ссылки на источники как на рис. 3.6.

В работе Джулиана Пирса (Pearce, 2008) хорошо продемонстрирована возможность использования информации о составе редких элементов в магматических горных породах. Используя составы базальтов разных современных геодинамических обстановок (толеитовый и щелочной базальты океанических островов – OIB (тол) и OIB (щел), обогащенный базальт COX (E-MORB), платобазальт острова Онтонг-Джава, базальт континентальной окраины ЮВ Гренландии) и нормируя их на N-MORB, можно поэтапно отделять их. На рисунке 3.8А на фоне всех остальных четко выделяется спектр базальта континентальной окраины за счет отрицательной Ta-Nb аномалии (см. Главу 1). Для того, чтобы уменьшить влияние кристаллизационной дифференциации и сконцентрироваться на более совместимых элементах, все океанические базальты далее нормируются на Yb (рис. 3.8Б). Теперь более заметным

различием базальтов СОХ и океанического острова является угол наклона кривой распределения в её титан-иттербиевой части: для базальтов СОХ кривая горизонтальна, для базальтов океанического острова – наклонена. Это их ключевая отличительная черта, формирующая основу для дискриминационных диаграмм (напр. Ti-Zr-Y, см. п.п. 3.5.2). Кривая платобазальта Онтонг-Джава находится между БСОХ и базальтами океанических островов. Как уже обсуждалось ранее данная аномалия Ti/Yb объясняется присутствием граната в источнике, она может быть косвенным показателем глубины плавления (рис. 3.8Б; Pearce, 2008). Второе ключевое отношение – Nb/Ti. Наклон кривой распределения увеличивается от толеитовых к щелочным составам, как для базальтов океанических островов, так и для СОХ. Этот наклон нельзя объяснить совместимостью REE в гранате, поэтому эта часть диаграммы характеризует степень плавления и состав мантийного источника (рис. 3.8Б). Кривые распределения редких элементов, нормированные на N-MORB и Ti, лучше всего демонстрируют работу вышеупомянутых двух отличительных характеристик, разделяя диаграмму на квадранты по степени плавления, обогащенности и глубины источника (рис. 3.8В).

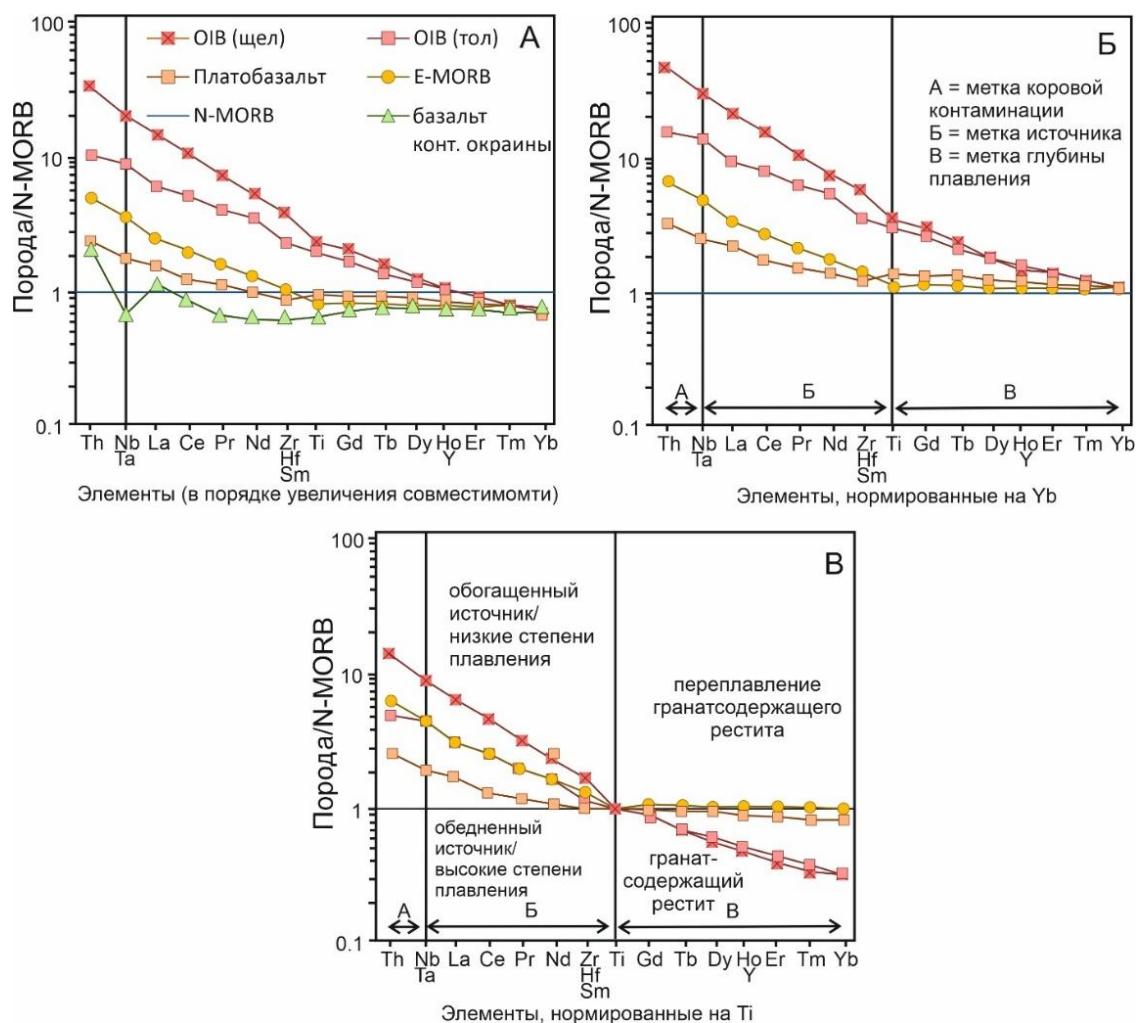


Рис. 3.8. Спайдер-диаграммы для разных типов базальтов, нормированные на N-MORB (А), N-MORB + Yb (Б) и N-MORB + Ti (В) из (Pearce, 2008) с изменениями.

3.5. Интерпретации геохимических данных

3.5.1. Изотопные данные и тип мантийного источника

Sm-Nd изотопная систематика. Самарий и неодим – редкоземельные элементы, встречающиеся во многих породообразующих силикатных, фосфатных и карбонатных минералах. Один из изотопов самария ^{147}Sm радиоактивен и распадается с образованием альфа-частицы и радиогенного изотопа неодима ^{143}Nd , что описывается уравнением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})(e^{\lambda t} - 1)$, где λ – постоянная радиоактивного распада (для ^{147}Sm $\lambda = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ год}^{-1}$), изотоп ^{144}Nd является стабильным, а отношение $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ соответствует исходному изотопному составу неодима в момент кристаллизации породы. В силу большого времени полураспада ^{147}Sm ($T_{1/2} = 1.06 \cdot 10^{11} \text{ лет}$), а также немобильности этих REE, их концентрации в палеозойских породах сохраняются с момента их образования.

Распространенность радиогенного ^{143}Nd и значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Земле увеличивались со временем вследствие распада ^{147}Sm . Зависящее от времени увеличение отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Земле может быть описано с помощью модели, основанной на отношении Sm/Nd в Земле и её возрасте, а также первоначальном отношении $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что известно из анализа каменных метеоритов (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Изотопная эволюция Nd Земли описана в терминах модели однородного хондритового резервуара (CHUR – chondritic uniform reservoir). Эта модель предполагает, что земной Nd эволюционировал в однородном резервуаре, отношения Sm/Nd в котором равно этому отношению в хондритовых метеоритах. Современные значения в хондритовом резервуаре $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984), а его изотопный состав на любой момент времени в прошлом вычисляется с помощью уравнения: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) \cdot (e^{\lambda t} - 1)$, где $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$ – отношение в любой момент в прошлом, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – современные значения для CHUR. Частичное плавление CHUR порождает магмы, имеющие более низкие отношения концентраций Sm/Nd по сравнению с CHUR, твёрдые фазы, которые остаются после удаления магмы, соответственно, имеют более высокие вышеупомянутые отношения концентраций.

Прямое сравнение первичных отношений концентраций $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в магматических породах с таковыми в CHUR неудобно, так как эти значения довольно малы. Поэтому в работе (DePaolo, Wasserburg, 1976) введен «параметр эpsilon», который определяется формулой $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = [((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{Образец}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}) - 1] \cdot 10^4$, где t – время образования породы. Если возраст пока не определен, можно использовать значение модельного возраста, т.е. времени, когда вещество, сформировавшее породу, отделилось от мантии или, когда порода имела такое же

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношение, как её мантийный источник. Для магматических пород кислого состава модельный возраст отражает возраст их корового источника. Значения модельного возраста вычисляется следующим образом: $T_{\text{DM}} = 1/\lambda * \{[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{образец}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] / ((^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{образец}} - (^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}) + 1\}$. Таким образом, зная значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ для породы, можно судить о степени обогащенности её мантийного источника. Положительное значение $\epsilon\text{Nd}(t)$ свидетельствует о том, что порода произошла из деплетированного источника, тогда как отрицательные значения предполагают происхождение пород из источника, обогащенного несовместимыми редкими элементами.

Lu-Hf изотопная систематика. Геохимические свойства Lu и Hf подобны свойствам Sm и Nd, так как Hf концентрируется относительно Lu в силикатных расплавах, образовавшихся в мантии в результате частичного плавления. Поэтому базальтовые магмы, произошедшие из мантии, обычно имеют более низкие отношения Lu/Hf по сравнению с исходными породами. После отделения магмы остаточные твердые фазы соответственно обедняются Hf и приобретают более высокие отношения Lu/Hf, чем первоначальный резервуар.

Первые работы, связанные с анализом Lu-Hf изотопной системы, были проведены с упором на геохронологию (Herr et al., 1958; Boudin, Deutsch, 1970; Owen, Faure, 1974; Patchett, Tatsumoto, 1980), так как ^{176}Lu радиоактивен. В дальнейшем, как и для Sm-Nd, Lu-Hf систематику стали использовать в рамках теоретической модели CHUR. Первичный изотопный состав Hf в магматических породах можно определить путем анализа богатых Hf минералов, преимущественно цирконов, где Hf^{4+} занимает постоянное положение в решетке, замещая Zr^{4+} . При этом первичный изотопный состав циркона будет отражать первичный изотопный состав породы при условии, если это не ксеногенный циркон (см. п.п. 3.3). Расчет формул идентичен таковым для Sm-Nd, учитывая разницу в постоянной радиоактивного распада, которая для ^{176}Lu составляет $1.865 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$: $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_T = (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{образец}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{образец}} * (e^{\lambda t} - 1)$, где T – возраст, полученный по данным изотопного $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ датирования, а $\epsilon\text{Hf}(t) = [((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_T / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{Ch}}^T) - 1] * 10^4$, где хондритовые величины $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ (Blichert-Toft, Albarede, 1997). Модельный возраст рассчитывается с помощью значений отношения концентраций в деплетированной мантии: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ (Chauvel, Blichert-Toft, 2001). Положительные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ указывают на то, что образец обогащен радиогенным изотопом ^{176}Hf по сравнению с хондритовым резервуаром и произошел из деплетированного мантийного источника, имеющего более высокие отношения Lu/Hf, чем CHUR. Отрицательные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ вызваны недостатком ^{176}Hf и подразумевают обогащенный мантийный источник с более низким Lu/Hf отношением, чем в CHUR.

При этом часто наблюдаются более высокие значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе, чем $\epsilon\text{Nd}(t)$ по породе. Данное явление может быть связано с различиями геохимических свойств Hf и Nd. В

работ (Patchett et al., 1981; Patchett, 1983) было показано, что в силикатных жидкостях, образовавшихся путем частичного плавления, Hf концентрируется в большей степени, чем Nd. Следовательно, мантия может быть сильнее обеднена Hf, чем Nd, и потому $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ могут быть выше $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$. В статье (Patchett et al., 1981) приводится примерная величина $\epsilon_{\text{Hf}}(t) \approx 2.0 * \epsilon_{\text{Nd}}(t)$. Это говорит о том, что отношения Lu/Hf в мантийных источниках магмы увеличивалась больше, чем отношения Sm/Nd, несмотря на то что история геохимической дифференциации для этих пар элементов была одной и той же.

Имеет место и различие распространения Hf и Nd в коровых породах. Это определяет их способность принимать участие в петрогенетической активности. В то время как Nd широко распространен во всех основных породообразующих силикатных минералах, Hf концентрируется в значительной степени только в Zr. Поэтому Nd более мобилен, чем Hf, который в больших концентрациях изолируется в весьма тугоплавком минерале. Поэтому изотопия Hf используется в первую очередь как чувствительный индикатор процессов в мантии, приводящих к увеличению Lu/Hf отношения, а изотопия Nd позволяет оценить вклад коровой составляющей в образовании магмы.

Pb-Pb изотопная систематика. Свинец – элемент, широко распространенный в Земле, при этом не только как продукт распада U и Th, но и образующий собственные минералы. Изотопный состав свинца варьирует в широких пределах от сильно радиогенного Pb в очень древних U и Th-содержащих минералах, до обычного Pb, содержащегося, например, в галените (минерал с низкими отношениями U/Pb и Th/Pb). Он также может входить в состав всех типов пород в качестве второстепенного элемента. Его изотопный состав в породах различного типа несет в себе информацию о химических средах, в которых он находится. При этом каждая среда характеризуется разными отношениями U/Pb и Th/Pb, которые влияют на изотопную эволюцию Pb. Отношения U/Pb и Th/Pb изменяются при образовании и фракционировании магмы, при гидротермальном изменении, метаморфических процессах и процессах выветривания. Изотопный состав Pb конкретного образца может меняться вследствие как радиоактивного распада Th и U, так и смешения со Pb, имеющим различные изотопные составы. Поэтому изотопная систематика Pb отражает индивидуальную геологическую историю определенного образца.

Отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в U-содержащей системе, имеющей возраст T и остающейся замкнутой относительно U и его дочерних продуктах распада, определяется уравнением: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} * (e^{\lambda T} - 1)$, λ для ^{238}U равна $4.84 \cdot 10^{-18} \text{ c}^{-1}$. При удалении Pb t лет назад из такой системы без фракционирования, отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ будет определяться в нем как $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} * (e^{\lambda T} - e^{\lambda t})$, где $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ – изотопное отношение в исходном Pb Земли T лет назад; T – модельный возраст Земли. Аналогичным

образом получают значение $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$. При делении одного уравнения на другое получают уравнение $((^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i) / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 1/137.88 * [(e^{\lambda_{27}t} - e^{\lambda_{26}t}) / (e^{\lambda_{27}t} - e^{\lambda_{26}t})]$), использованное Паттерсоном для вычисления по изохроне возраста трех каменных и двух железных метеоритов (4.5 млрд лет), который считается приблизительным возрастом образования Земли (Patterson, 1956). Инициальный изотопный состав Pb Земли принят на основе работы (Chen, Wasserburg, 1983) по троилиту из метеорита Каньон Дьябло: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9.3066$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10.293$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 29.475$. Используя данное уравнение для метеоритов с этими значениями, строится линия в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, являющаяся изохроной, наклон которой соответствует 4.55 млрд лет, и имеющая название «геохрона» (рис. 1.10).

Исследование изотопного состава Pb в базальтах СОХ, океанических островов, пород верхней континентальной коры и океанических осадков показало, что большинство из них имеют более радиогенный состав Pb, чем метеориты, располагаясь справа от геохроны (рис. 1.10). Поэтому усредненный состав Земли также смещается вправо от неё. Хотя если система испытывала уменьшение U/Pb в некоторый момент времени в прошлом (была деплетирована несовместимыми элементами и прежде всего U), то современный её состав должен был находиться слева, а если увеличение – справа. Соответственно, деплетированные резервуары должны находиться слева, а обогащенные – справа. При этом, например, базальты СОХ в большинстве своем смещены вправо от геохроны (рис. 1.10). Проводились исследования о привносе антропогенного свинца, связанного с использованием бензина и продуктами сгорания угля, для Тихого океана, Средиземного моря, морских и озерных осадков (Tatsumoto, Patterson, 1963; Chow et al., 1972), однако данное явление не прояснено до конца и до сих пор остается «свинцовым парадоксом», названным так в работе (Allegre, 1969).

В данной диссертационной работе изотопный состав Pb будет использоваться в контексте сравнения разных типов пород: степеней их обогащенности/деплетированности и контаминации их источника коровым материалом.

3.5.2. Дискриминационные диаграммы

Впервые успешная попытка выявления ключевых геохимических меток магм различных тектонических обстановок была сделана учеными Пирсом и Канном (Pearce, Cann, 1971, 1973). В этих двух важных статьях авторы показали, что можно использовать геохимический состав (в данном случае Ti, Zr и Y, см. п.п. 3.4.2) для разделения базальтов, образующихся в различных известных тектонических обстановках. Они создали так называемые тектоно-магматические дискриминационные диаграммы, на которых магмы, образовавшиеся в различных тектонических обстановках, можно отличить друг от друга на основе их химического состава. Пирс и Канн

представили относительно простой подход и широкую применимость полученных результатов и доказали, что условия извержения как древних, так и современных базальтов могут быть определены путем анализа породы всего по нескольким четко определенным признакам. Позднее появилось множество работ, в которых данный подход использовался для определения тектонической обстановки образования древних вулканических пород, плохая сохранность и обнаженность которых ранее не позволяли идентифицировать их палеотектоническую среду (например, Philpotts, 1985; Chakraborti, Bose, 1985; Vennum, Storey, 1987; Myers, Breitkopf, 1989; Wang, Glover, 1992 и др.). На сегодняшний день существует много дискриминационных диаграмм как по концентрациям породообразующих окислов (например, K_2O - TiO_2 - P_2O_5 (Pearce et al., 1975), MgO - FeO^* - Al_2O_3 (Pearce et al., 1977)) и редких элементов (например, Zr - Nb - Y (Meschede, 1986), La - Y - Nb (Cabanis, Lecolle, 1989)), так и по функциям, рассчитанным по ним (Pearce, 1976). Далее более подробно будут разобраны дискриминационные диаграммы, использованные в диссертационной работе.

Диаграмма $MnO \cdot 10 - TiO_2 - P_2O_5 \cdot 10$. Преимущество использования породообразующих оксидов в качестве дискриминационных характеристик между разными типами базальтов заключается в их высокой концентрации, а потому и легкости обнаружения и анализа. Базальты и андезибазальты с содержанием кремнезема 45-54 мас. % могут быть разделены на основе концентраций MnO , TiO_2 и P_2O_5 на следующие типы: базальты срединно-океанических хребтов, толеиты океанических островов, щелочные базальты океанических островов, островодужные толеиты, известково-щелочные базальты и бониниты (рис. 3.9А; Mullen, 1983). Границы, определенные на этой диаграмме, основаны на эмпирическом исследовании 507 опубликованных анализов базальтов. Значения MnO и P_2O_5 умножаются на 10, чтобы расширить поля на графике, и, хотя это увеличивает аналитические погрешности для MnO и P_2O_5 , они не превышают ширину полей. Следует отметить, что диапазоны содержания данных элементов невелики (средние значения для всех типов базальтов находятся в диапазоне $MnO = 0.16-0.24$ мас. %, $P_2O_5 = 0.14-0.74$ мас. % и $TiO_2 = 0.81-3.07$ мас. %) и требуют точности измерений. Марганец и титан легко входят в состав фракционирующих фаз в базальтах, марганец – в оливине, пироксенах и титаномagnetите, а титан – в титаномagnetите и пироксенах. Таким образом, отличия объясняются разными условиями при фракционной кристаллизации. С другой стороны, содержание P_2O_5 зависит либо от источника магмы, либо от степени частичного расплавления. Mn , Ti и P относительно немобильны и невосприимчивы к гидротермальным процессам в условиях зеленосланцевой фации. Лишь для карбонатитов дискриминация по данным элементам считается ненадежной.

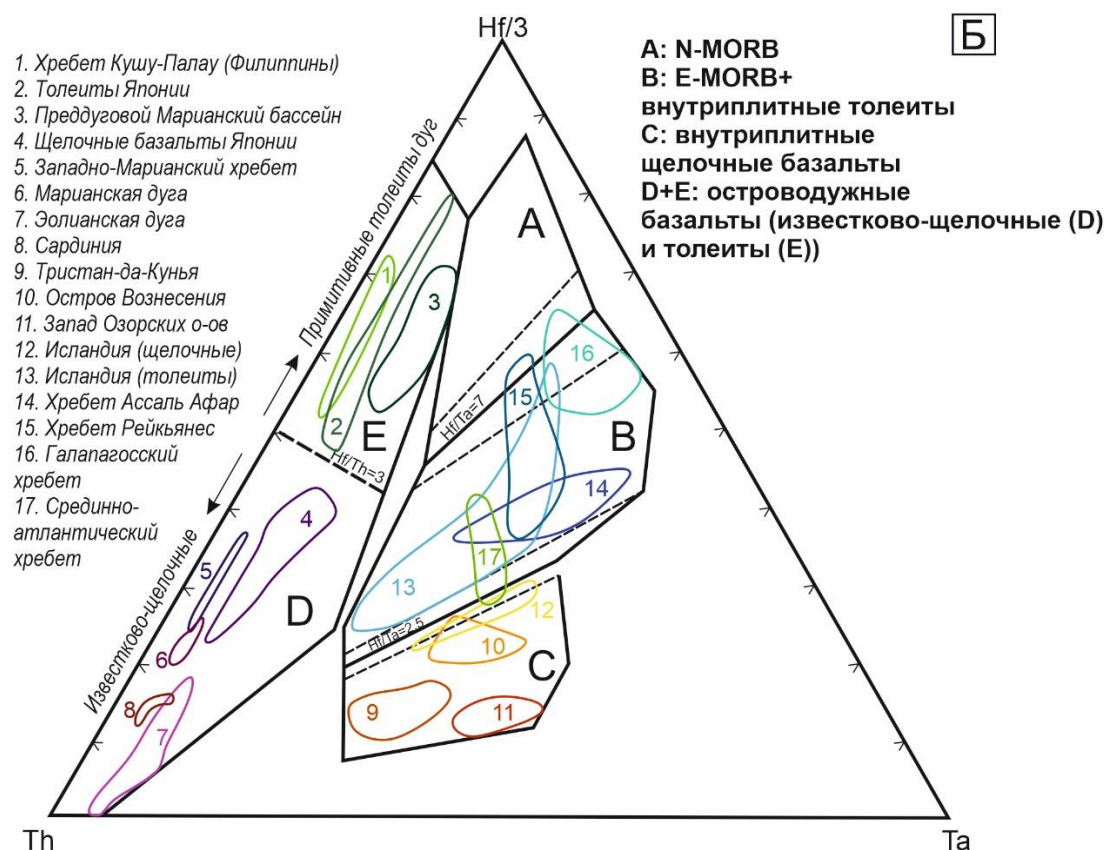
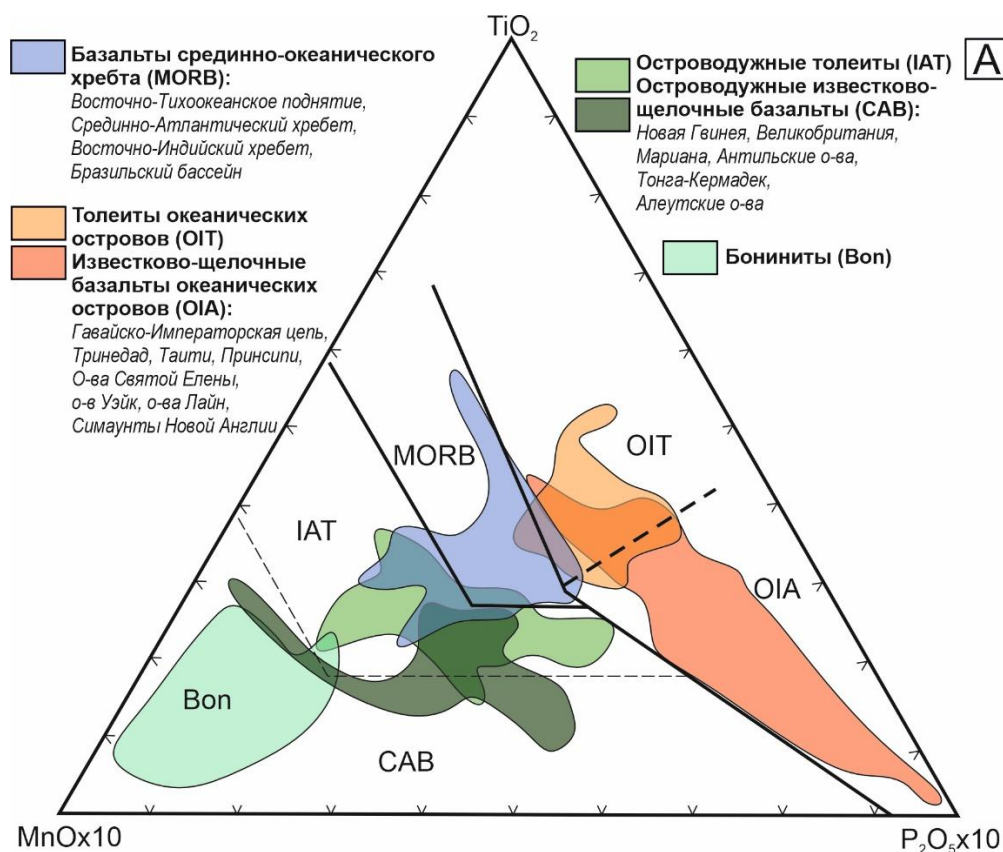


Рис. 3.9. Тектонические дискриминационные диаграммы. А – Диаграмма MnO – TiO₂ – P₂O₅ (Mullen, 1983); Б – Диаграмма Th – Hf – Ta (Wood et al., 1979). IAT – островодужные толейты; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; OIT – толейты океанических островов/симаунтов; OIA – щелочные базальты океанических островов; CAB – известково-щелочные базальты; Bon – бониниты. Поля для современных тектонических обстановок даны (А) по (Mullen, 1983 и ссылки там), (Б) по (Wood, 1980 и ссылки там).

Диаграмма Th – Hf/3 – Ta. Дискриминационная диаграмма, основанная на немобильных HFSE-элементах Th, Hf и Ta, впервые была предложена Вудом (Wood et al., 1979). Для расширения и центрирования полей разных типов базальтов концентрации представлены (в г/т) как Th, Hf/3 и Ta (рис. 3.9Б). В тех случаях, когда есть подозрение на ошибку в анализе Hf или Ta, но концентрации Zr и Nb определены верно, то значения концентраций Hf и Ta, можно получить из уравнений: $Zr/Hf = 39$, а $Nb/Ta = 16$ (Wood et al., 1979). Преимуществами данной диаграммы являются: 1) возможность дискриминации разных типов базальтов СОХ; 2) применимость как для основных, так и для средних и кислых лав; 3) высокая точность диагностики надсубдукционных базальтов (Rollinson, 1993). Существует некоторая неопределенность в мобильности Th в измененных базальтах, поэтому диаграмму стоит использовать при отсутствии большого количества вторичных минералов или замещенного стекла. При использовании диаграммы нужно иметь в виду и процессы фракционной кристаллизации. Например, при удалении из расплава магнетита, концентрирующего в себе Ta, точка состава расплава перемещается к танталовому углу диаграммы.

Однако дискриминационные диаграммы не всегда позволяют однозначно определить тектоническую обстановку образования пород, т.к. большинство из них основано на статистических данных по породам, образованным в современных тектонических обстановках. Поэтому чем древнее породы, тем выше риск предвзятого или неточного определения тектонической обстановки. Следовательно, они могут быть использованы скорее для предположения, а не в качестве абсолютно достоверного доказательства. Также рекомендуется использовать данные диаграммы при наличии нескольких типов пород именно для их сравнения и наглядной дискриминации. Только комплексный анализ, включающий рассмотрение общей геологической обстановки региона, полевые наблюдения, все виды геохимических и изотопных исследований в дополнение к дискриминационным диаграммам может дать точную информацию о той или иной геодинамической обстановке образования магматических пород.

ГЛАВА 4. ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИТМУРУНДИНСКОЙ И ТЕКТУРМАССКОЙ ЗОН

Итмурундинская складчатая зона. По данным группы К.Е. Дегтярева (U-Pb датирование цирконов) возраст плагиогранитов из блоков в серпентинитовом меланже Кентерлау 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 (Degtyarev et al., 2021). По данным U-Pb изотопного датирования обломочных цирконов из граувакковых песчаников итмурундинской, казыкской и тюретайской свит был определен возраст магматизма в области их сноса, предположительно внутриокеанической дуги (Перфилова и др., 2022а; Safonova et al., 2022, 2024; Safonova, Perfilova, 2023). Возрастные интервалы главных пиков распределения возрастов цирконов составили: 469-445 млн лет для итмурундинской свиты, 470-456 млн лет для казыкской свиты, 462-461 для тюретайской свиты (Safonova et al., 2024).

Соискателем был продатирован роговообманковый диорит (обр. JD6-1), присутствующий в виде блока в северо-западной части серпентинитового меланжа Кентерлау (уч. Западный; рис. 2.2). Всего было выделено 30 зерен циркона, варьирующих по форме и размеру. Присутствуют как относительно изометричные зерна диаметром от 20 до 50 мкм, так и удлиненные зерна длиной до 400 мкм. Цирконы бесцветные, светло-желтые или коричневатые, большинство из них прозрачные или полупрозрачные. Все цирконы сильно трещиноватые, что затруднило процесс их U-Pb датирования. В общей сложности было проанализировано 7 из 30 зерен (табл. 6), при этом только два зерна показали высокую конкордантность (99-100%) с $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастaми 501.5 ± 2.8 и 503.9 ± 3.6 млн лет (табл. 6; рис. 4.1). Два зерна с конкордантностью 89 и 90% показали $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастa 482.5 $\pm$ 4.6 и 453.7 $\pm$ 3.6 млн лет соответственно. Автор диссертационной работы принимает вероятный возраст роговообманкового диорита по средневзвешенному $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастa равному 502.4 ± 4.3 млн лет для двух зерен с конкордантностью 99-100% (рис. 4.1). Полученный возраст согласуется с ранее полученным кембрийским возрастa плагиогранита из меланжа Кентаралау (Degtyarev et al., 2021), но старше возрастa магматизма в области сноса песчаников (Safonova et al., 2022).

Тектурмасская складчатая зона. Ранее были получены единичные данные U-Pb датирования цирконов из плагиогранитов Тектурмасской и Базарбайской подзон ТСЗ. Возраст плагиогранита из серпентинитового меланжа Тортаул составил 473 ± 2 млн лет, а возраст плагиогранита из Базарбайских офиолитов составил 453 ± 4 млн лет (Degtyarev et al., 2022). Возраст главного пика магматизма в области сноса граувакковых песчаников ермекской свиты Нуринской подзоны и сарытаусской свиты Успенской подзоны, образованных при разрушении

внутриокеанических дуг, составил 450 и 453 млн лет соответственно (Перфилова и др., 2022б). Эти возрасты соответствуют возрасту плагиогранита Базарбайской подзоны (Degtyarev et al., 2022).

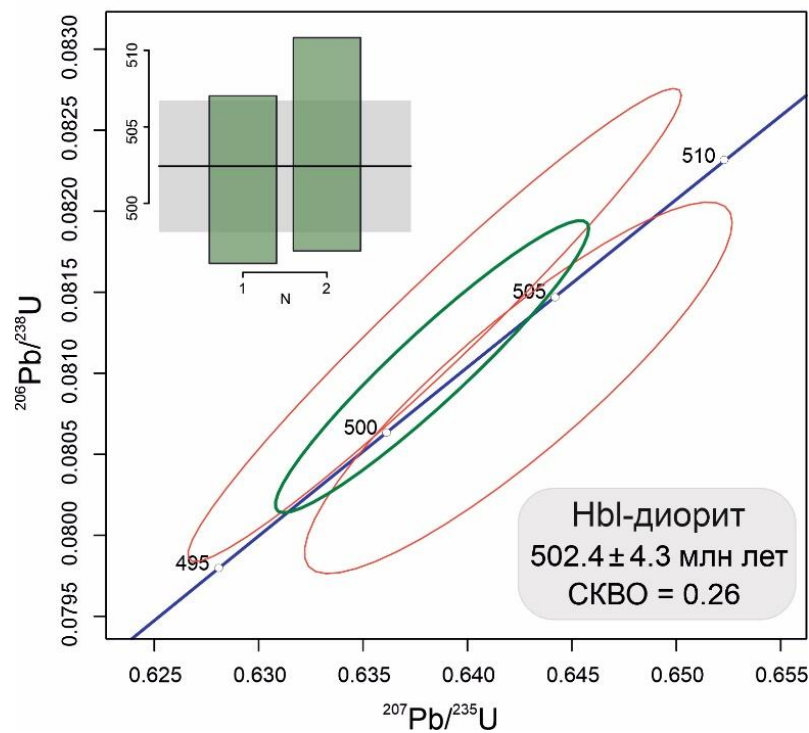


Рис. 4.1. Диаграмма с конкордией и со средневзвешенными $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастами цирконов из роговообманкового диорита JD6-1.

Автором диссертационной работы выполнила U-Pb датирование цирконов были выделены из двух образцов: риолита (TKS-21-63) и гранита (TKS-21-65), оба в центральной части Базарбайской подзоны (рис. 2.7). Результаты U-Pb датирования цирконов приведены в таблице 6. На рисунке 4.2 показаны катодолуминесцентные изображения представительных зерен циркона, диаграммы с конкордиями и гистограммы распределения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов для цирконов из гранита и риолита. Цирконы изометричной или вытянутой формы с соотношением сторон 1:2 или 1:3, бесцветные или желтоватые, прозрачные. Для них характерна осцилляторная зональность. Из гранита TKS-21-65 проанализировано 14 зерен цирконов, для 13 зерен характерна высокая конкордантность от 96 до 100% (табл. 6). Полученные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов находятся в диапазоне от 481.7 ± 6.0 до 442.9 ± 5.6 млн лет со средневзвешенным возрастом 458.8 ± 3.2 млн лет (СКВО = 4.4; рис. 4.2А). Из риолита TKS-21-63 было выделено и продатировано 21 зерно циркона, из которых для 20 зерен отмечается конкордантность от 96 до 102% (табл. 6). Полученные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов цирконов расположены в интервале от 470.8 ± 5.9 до 438.8 ± 5.7 млн лет со средневзвешенным возрастом 452.5 ± 2.6 млн лет (СКВО = 2.3; рис. 4Б), который рассматривается как усредненный возраст кристаллизации риолита.

Результаты U–Pb-датирования цирконов показали, что кристаллизация гранита произошла раньше (средний ордовик, дарривильский-сандбский ярусы), чем риолита (поздний ордовик, сандбский-катийский ярусы).

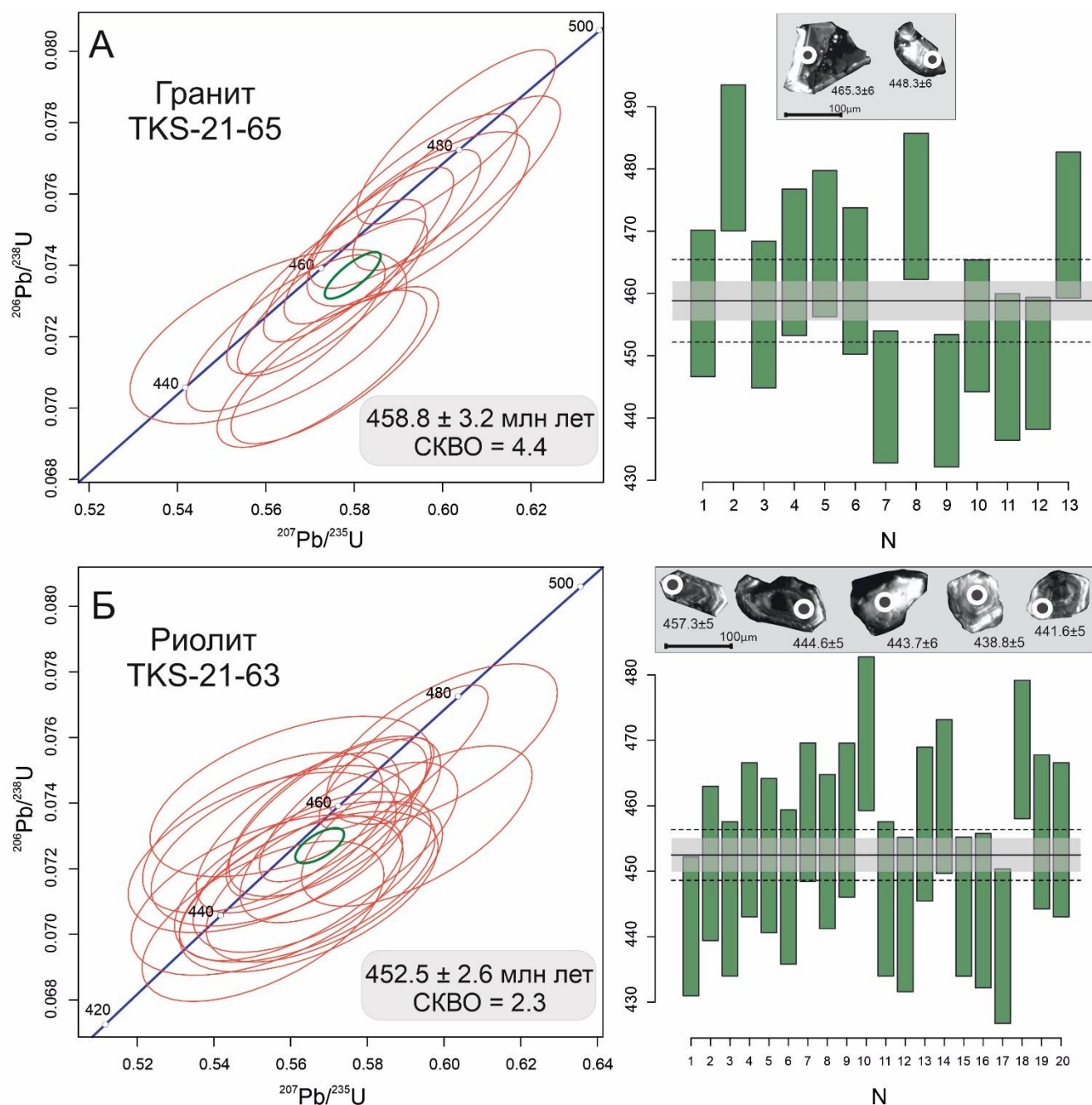


Рис. 4.2. Диаграммы с конкордиями и со средневзвешенными $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастами цирконов из гранита TKS-21-65 (А) и риолита TKS-21-63 (Б).

Таблица 6. Результаты U-Pb датирования цирконов из магматических пород ИСЗ и ТСЗ.

	Th/U	Изотопные отношения									Возраст, млн.лет								
		Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Rho	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	1σ	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	1σ	K*, %
Итмурудинская складчатая зона																			
JD6-1	0.25	0.1746	0.0024	1.8798	0.0217	0.0781	0.0005	0.51	0.1179	0.0010	2602	23	1074	7.6	484.9	2.8	2252.5	18.8	45%
	0.02	0.0576	0.0002	0.6424	0.0042	0.0809	0.0005	0.88	0.0374	0.0010	522	7	503.8	2.6	501.5	2.8	741.2	19.7	100%
	0.02	0.0998	0.0012	1.0878	0.0241	0.0784	0.0010	0.55	0.5448	0.0152	1620	22	747.4	11.7	486.7	5.8	8789.7	198.6	65%
	0.01	0.0569	0.0001	0.6384	0.0048	0.0813	0.0006	0.97	0.0369	0.0006	487	5	501.3	3.0	503.9	3.6	731.6	11.7	101%
	0.06	0.0632	0.0002	0.6356	0.0061	0.0729	0.0006	0.85	0.0449	0.0007	722	9	499.6	3.8	453.7	3.6	888.5	14.1	91%
	0.04	0.0649	0.0002	0.6967	0.0083	0.0777	0.0008	0.83	0.0721	0.0020	772	12	536.8	5.0	482.5	4.6	1407.8	37.9	90%
0.05	0.0769	0.0004	0.7307	0.0080	0.0689	0.0006	0.79	0.1046	0.0022	1118	12	557.0	4.7	429.4	3.6	2010.9	39.9	77%	
Тектурмасская складчатая зона																			
TKS-21-65	0.60	0.0565	0.0012	0.5733	0.0089	0.0737	0.0010	0.83	0.0218	0.0003	471	47	460.2	5.7	458.6	5.7	435.5	6.7	100%
	0.77	0.0565	0.0012	0.6031	0.0092	0.0776	0.0010	0.84	0.0222	0.0003	470	47	479.2	5.9	481.7	6.0	443.7	6.7	101%
	0.58	0.0568	0.0012	0.5737	0.0092	0.0734	0.0010	0.81	0.0212	0.0003	482	47	460.4	5.9	456.6	5.7	423.0	6.7	99%
	0.68	0.0569	0.0012	0.5864	0.0091	0.0748	0.0010	0.83	0.0205	0.0003	487	46	468.5	5.8	465.3	5.8	409.9	6.4	99%
	0.53	0.0573	0.0013	0.5945	0.0103	0.0753	0.0010	0.75	0.0210	0.0004	503	50	473.7	6.6	468.2	5.9	419.8	7.3	99%
	0.69	0.0568	0.0012	0.5810	0.0088	0.0743	0.0010	0.84	0.0202	0.0003	482	46	465.1	5.7	462.1	5.7	405.1	6.4	99%
	0.55	0.0587	0.0013	0.5756	0.0096	0.0712	0.0009	0.78	0.0192	0.0003	557	48	461.6	6.2	443.3	5.6	384.9	6.6	96%
	0.88	0.0574	0.0012	0.6032	0.0096	0.0763	0.0010	0.81	0.0179	0.0003	507	47	479.2	6.1	474.1	5.9	358.5	5.9	99%
	0.42	0.0585	0.0013	0.5727	0.0097	0.0711	0.0009	0.76	0.0202	0.0004	548	48	459.8	6.3	442.9	5.6	404.0	7.3	96%
	0.93	0.0571	0.0012	0.5751	0.0088	0.0731	0.0009	0.83	0.0207	0.0004	496	47	461.3	5.7	454.9	5.6	413.5	6.9	99%
	0.86	0.0614	0.0014	0.6110	0.0104	0.0723	0.0009	0.77	0.0187	0.0003	652	48	484.2	6.5	450.2	5.6	374.1	6.8	93%
	0.40	0.0565	0.0016	0.5606	0.0128	0.0720	0.0010	0.60	0.0209	0.0005	473	60	451.9	8.3	448.3	5.9	417.2	10.1	99%
	0.65	0.0569	0.0013	0.5645	0.0092	0.0721	0.0009	0.78	0.0198	0.0004	486	48	454.5	6.0	448.8	5.6	395.6	7.4	99%
	0.86	0.0569	0.0013	0.5934	0.0096	0.0758	0.0010	0.80	0.0207	0.0004	487	48	473.1	6.1	470.8	5.8	414.1	7.7	100%
TKS-21-63	0.50	0.0571	0.0014	0.5575	0.0105	0.0709	0.0009	0.68	0.0205	0.0004	496	53	449.9	6.9	441.6	5.5	410.9	7.2	98%
	0.48	0.0554	0.0017	0.5526	0.0143	0.0725	0.0010	0.52	0.0205	0.0005	428	66	446.7	9.4	451.1	5.9	409.6	9.4	101%
	0.50	0.0572	0.0017	0.5637	0.0139	0.0716	0.0010	0.55	0.0195	0.0004	499	63	453.9	9.0	445.6	5.8	390.1	8.8	98%
	0.42	0.0605	0.0018	0.5858	0.0147	0.0703	0.0010	0.54	0.0198	0.0005	622	63	468.2	9.4	438.2	5.8	397.1	9.9	94%
	0.43	0.0550	0.0015	0.5527	0.0128	0.0731	0.0010	0.57	0.0198	0.0004	410	60	446.7	8.3	454.6	5.8	396.0	8.8	102%
	0.43	0.0557	0.0016	0.5576	0.0139	0.0727	0.0010	0.54	0.0203	0.0005	440	64	449.9	9.0	452.5	5.9	406.6	9.5	101%
	0.51	0.0572	0.0016	0.5656	0.0127	0.0719	0.0010	0.59	0.0207	0.0004	498	59	455.2	8.2	447.4	5.7	413.8	8.3	98%
	0.50	0.0566	0.0013	0.5746	0.0093	0.0738	0.0009	0.78	0.0211	0.0003	473	49	461.0	6.0	459.2	5.6	421.5	6.6	100%
	0.50	0.0574	0.0015	0.5752	0.0116	0.0728	0.0010	0.65	0.0210	0.0004	507	55	461.4	7.5	452.9	5.7	419.3	7.8	98%
	0.49	0.0564	0.0014	0.5715	0.0113	0.0736	0.0010	0.65	0.0218	0.0004	467	55	459.0	7.3	457.9	5.7	435.5	7.9	100%
	0.48	0.0575	0.0015	0.5995	0.0123	0.0758	0.0010	0.64	0.0211	0.0004	510	56	476.9	7.8	470.8	5.9	422.2	8.2	99%
	0.44	0.0577	0.0016	0.5688	0.0126	0.0716	0.0010	0.60	0.0221	0.0005	518	58	457.3	8.1	445.9	5.7	441.0	9.2	98%
	0.38	0.0566	0.0017	0.5539	0.0145	0.0712	0.0010	0.53	0.0204	0.0005	473	66	447.6	9.4	443.2	5.9	408.3	10.8	99%
	0.51	0.0563	0.0014	0.5694	0.0107	0.0735	0.0010	0.69	0.0207	0.0004	463	53	457.6	6.9	457.3	5.7	414.4	7.3	100%
	0.34	0.0549	0.0017	0.5600	0.0150	0.0742	0.0010	0.52	0.0219	0.0006	406	68	451.5	9.8	461.3	6.2	438.0	12.1	102%
	0.47	0.0570	0.0015	0.5601	0.0119	0.0714	0.0009	0.62	0.0200	0.0004	491	57	451.6	7.7	444.6	5.7	400.1	8.1	98%
	0.30	0.0576	0.0017	0.5647	0.0138	0.0713	0.0010	0.56	0.0221	0.0006	514	63	454.6	8.9	443.7	5.8	441.0	11.8	98%
	0.46	0.0570	0.0016	0.5528	0.0129	0.0704	0.0010	0.58	0.0198	0.0004	492	61	446.8	8.5	438.8	5.7	396.3	8.8	98%
	0.58	0.0568	0.0012	0.5895	0.0090	0.0754	0.0009	0.82	0.0216	0.0003	483	47	470.6	5.7	468.6	5.7	432.4	6.6	100%
	0.52	0.0587	0.0015	0.5929	0.0123	0.0733	0.0010	0.64	0.0206	0.0004	558	55	472.7	7.9	456.2	5.8	411.2	8.1	97%
	0.53	0.0558	0.0014	0.5618	0.0108	0.0731	0.0010	0.68	0.0204	0.0004	444	53	452.7	7.0	455.1	5.7	408.1	7.5	101%

*К – конкордантность

Было проведено обобщение имеющихся и новых результатов U-Pb датирования цирконов для Итмурундинской и Тектурмасской зон из магматических пород (плагиограниты, диорит, гранит и риолит) и обломочных цирконов из граувакковых песчаников итмурундинской, казыкской и тюретайской свит ИСЗ и ермекской свиты Нуринской подзоны и сарытаусской свиты Успенской зоны ТСЗ. Полученные результаты отображены на гистограммах возрастов (рис. 4.3). Четко выделяются два основных пика магматизма для обеих зон: на уровне среднего кембрия и средне-позднего ордовика.

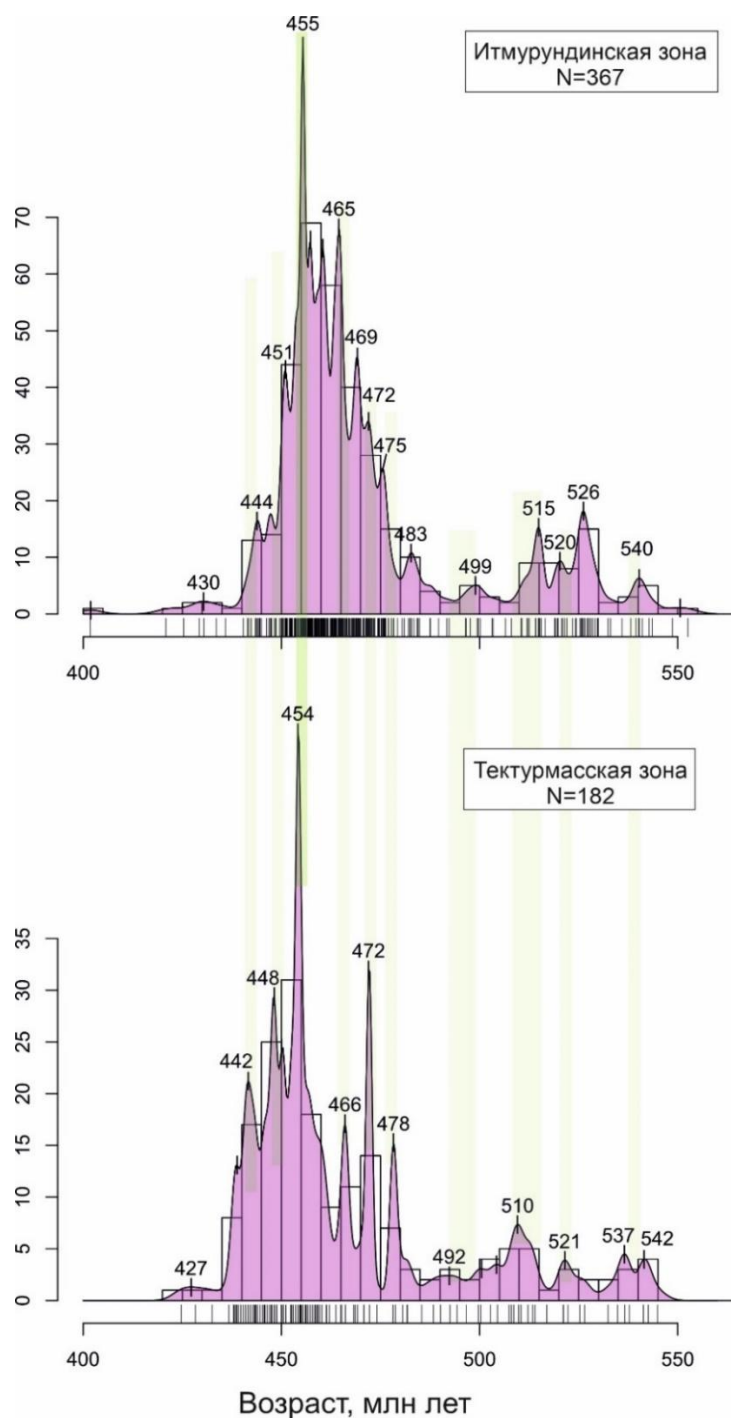


Рис. 4.3. Обобщенные гистограммы U-Pb возрастов цирконов ИСЗ и ТСЗ по данным из (Safonova et al., 2020, 2022, 2025; Degtyarev et al., 2021, 2022; Перфилова и др., 2022б; Дегтярев и др., 2023).

ГЛАВА 5. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИСЗ И ТСЗ

5.1. Итмурундинская складчатая зона

5.1.1. Петрографическая характеристика

Петрографические особенности магматических пород ИСЗ охарактеризованы на основе 54 шлифов (прил. 2). Магматические ассоциации ИСЗ представлены различными типами пород, как эффузивных (от базальтов до риолитов), так и интрузивных (от перидотитов до гранодиоритов) (рис. 5.1). Ультраосновные породы встречаются редко (рис. 5.1А), чаще в виде хризотил-лизардитовых гарцбургитовых серпентинитов с реликтами оливина и ортопироксена и верлитов (Сафонова и др., 2019; Degtyarev et al., 2021). Преобладающими разновидностями магматических пород ИСЗ являются базальты, андезибазальты, долериты и габбро, реже встречаются диориты, андезиты и риолиты.

Базальты и андезибазальты обладают порфировой и афировой (вплоть до афанитовой) микроструктурой, массивной и миндалекаменной текстурой (рис. 5.1Б-Г). Миндалины в базальтах, заполненные кальцитом, эпидотом, хлоритом и иногда кварцем, занимают до 20% объема породы и достигают диаметра от 0.5 до 6 мм (рис. 5.1В). Порфировые разновидности обычно состоят из тонкозернистого матрикса с вкрапленниками оливина, клинопироксена и плагиоклаза мелких и средних размеров (0.1–3 мм) или их гломеропорфировыми сростками (рис. 5.1Б, Г). Процентное содержание вкрапленников в породах варьирует от 5% до 20%. Вкрапленники оливина (0.1–1 мм) обычно имеют субидiomорфную форму (рис. 5.1Б), лишены зональности, зачастую частично или полностью замещены вторичными минералами (хлорит, серпентин). Вкрапленники ортопироксена и клинопироксена имеют идиоморфную или субидiomорфную форму (0.5–1 мм) (рис. 5.1Б). Они часто трещиноваты, по трещинам и границам зерен развивается хлорит и эпидот. Плагиоклаз обычно встречается как в виде больших вкрапленников, двойников (1–3 мм), так и в виде лейст в основной массе (рис. 5.1Б, Г). Вкрапленники и микролиты плагиоклаза часто альбитизированы и сосюритизированы. Непрозрачные рудные минералы образуют идиоморфные и субидiomорфные микрокристаллы размером от 0.1 до 0.4 мм (рис. 5.1Б-Г). Их изометричная квадратная форма позволяет предположить, что они представлены оксидами железа (магнетит, титаномagnetит). Основная масса порфировых разновидностей состоит из вулканического стекла, плагиоклаза, пироксеновых и актинолитовых микролитов и рудных минералов.

Более кислые разновидности присутствуют в подчиненном количестве и представлены андезитами и риолитами с порфировой, иногда афировой структурой и массивной текстурой (рис. 5.1Д-Е). Андезиты в основном имеют пилотакситовую, а иногда гиалопилитовую структуру основной массы с вкрапленниками до 5-10% объема породы. Вкрапленники представлены плагиоклазом, иногда встречаются идиоморфные зерна сильно хлоритизированного клинопироксена (рис. 5.1Д). Структура основной массы риолитов микрофельзитовая, вкрапленниками (до 15% объема породы) являются плагиоклаз (часто зональный), фенокристы которого иногда образуют гломеровые скопления, кварц и КППШ (рис. 5.1Е).

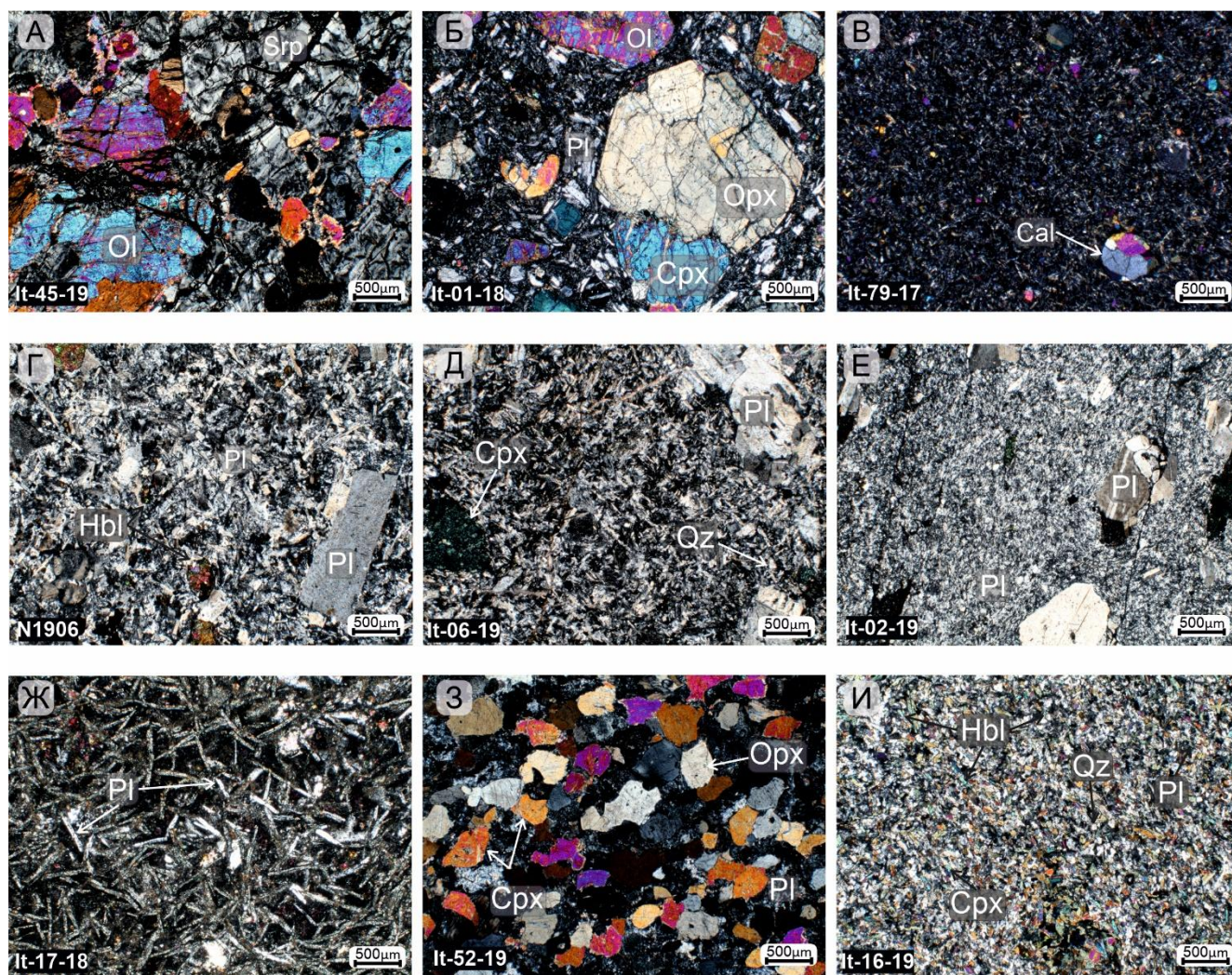


Рис. 5.1. Фотографии петрографических шлифов магматических пород ИСЗ. А – измененный перидотит; Б – порфировый базальт; В – афировый базальт; Г – андезибазальт; Д – андезит; Е – риолит; Ж – долерит; З – габбро; И – микродиорит. Pl – плагиоклаз; Orpx – ортопироксен; Cpx – клинопироксен; Cal – кальцит; Ol – оливин; Qz – кварц; Hbl – роговая обманка; Srp – серпентин.

Плутонические и субвулканические породы представлены в основном долеритами и габбро-долеритами с интерсертальной, долеритовой, микролитовой и пойкилофитовой микроструктурами и массивной текстурой (рис. 5.1Ж-З). Они состоят из плагиоклаза, клино- и

ортопироксена, иногда встречаются измененные зерна оливина, а также роговая обманка и рудные минералы (рис. 5.13). Более кислые разновидности встречаются редко и представлены диоритами и микродиоритами (рис. 5.1И). Они имеют гипидиоморфную, порфировидную, микрокристаллическую структуры, массивную текстуру и состоят из мелких зерен плагиоклаза, роговой обманки, пироксена, слюд и кварца, при этом степень идиоморфизма темноцветных минералов выше, чем плагиоклаза (рис. 5.1И). Вторичные изменения в виде хлоритизации и эпидотизации характерны для всех разновидностей. Среди вторичных минералов также присутствуют пренит, цоизит, лейкоксен и карбонаты. Непрозрачные рудные минералы часто замещены гидроксидами железа.

5.1.2. Геохимическая характеристика

Химический состав изученных магматических пород ИСЗ представлен в Приложении 4. Геохимическая характеристика была составлена на основе 38 анализов породообразующих и редких элементов пород. Первые прецизионные геохимические исследования магматических пород ИСЗ представлены в работах предыдущих исследователей и в работах с участием автора диссертации: из вулканических пород были проанализированы базальты ОІВ типа итмурундинской свиты, а также N-MORB типа тюретайской свиты (Сафонова и др., 2019; Safonova et al., 2020; Degtyarev et al., 2020). Исследования пород надсубдукционного происхождения представлены в работах (Сафонова и др., 2019; Safonova et al., 2020; Гурова и др., 2022; базальты, андезибазальты) а также (Degtyarev et al., 2021; гранитоиды, габбро, дациты, андезиты). Среди изученных вулканических, гипабиссальных и плутонических пород ИСЗ преобладают субщелочные разновидности, также присутствуют щелочные базальты, андезибазальты, трахиандезит, трахидацит и фонотефрит. На TAS-диаграмме большинство составов соответствует базальтам, андезибазальтам и андезитам, в меньшей степени представлены дациты и риолиты (рис. 5.2А). Поскольку вулканические породы часто встречаются в прямом контакте с глубоководными осадками (рис. 2.4Б, В), они, вероятно, изливались и соответственно подверглись гидротермальным изменениям в условиях океанического дна, что могло привести к миграции LILE и других мобильных элементов (Humphris, Thompson, 1978; Thompson, 1991). Учитывая вышесказанное, точки составов пород были вынесены и на диаграмму $\text{SiO}_2 - \text{Nb/Y}$ (Winchester, Floyd, 1977), основанную на относительно немобильных элементах, где они попадают в поля субщелочных базальтов – риолитов, а также в область щелочных разновидностей пород (рис. 5.2Б). На треугольной диаграмме $\text{Al} - \text{Fe}_t + \text{Ti} - \text{Mg}$ (Jensen, 1976) видно, что все породы относятся к толеитовой серии (рис. 5.2В).

Для изученных базальтов, андезибазальтов, андезитов, долеритов, габбро и диоритов характерен диапазон значений магнезиальности $Mg\#$ ($Mg/(Mg+Fe^{2+}) \times 100$) от 41.2 до 64.9 (прил. 4). Содержания SiO_2 варьируют в диапазоне от 44.6 до 60.0, $CaO = 2.2-11.0$ и $Al_2O_3 = 11.5-17.7$ мас. %. По данным содержаний порообразующих окислов исследуемые породы предварительно были разделены на три группы: высоко-Ti базальты и андезибазальты ($TiO_2 = 2.2-3.2$ мас. %, 8 образцов), средне-Ti базальты и долериты ($TiO_2 = 1.4-2.3$ мас. %, 6 образцов) и низко-Ti породы: от базальтов до андезитов, долериты и диориты ($TiO_2 = 0.7-1.0$ мас. %, 15 образцов). Диорит (JD6-1) из блока в серпентинитовом меланже Кентаралау на участке Западный, для которого получен U-Pb возраст по циркону (около 502 млн лет, см. Главу 4) (рис. 2.2), также содержит низкое значение TiO_2 (0.6). Для средне-Ti разностей характерны более высокое среднее содержание MgO (7.0 мас. %) по сравнению с высоко- и низко-Ti образцами (5.6 и 5.5 мас. % соответственно).

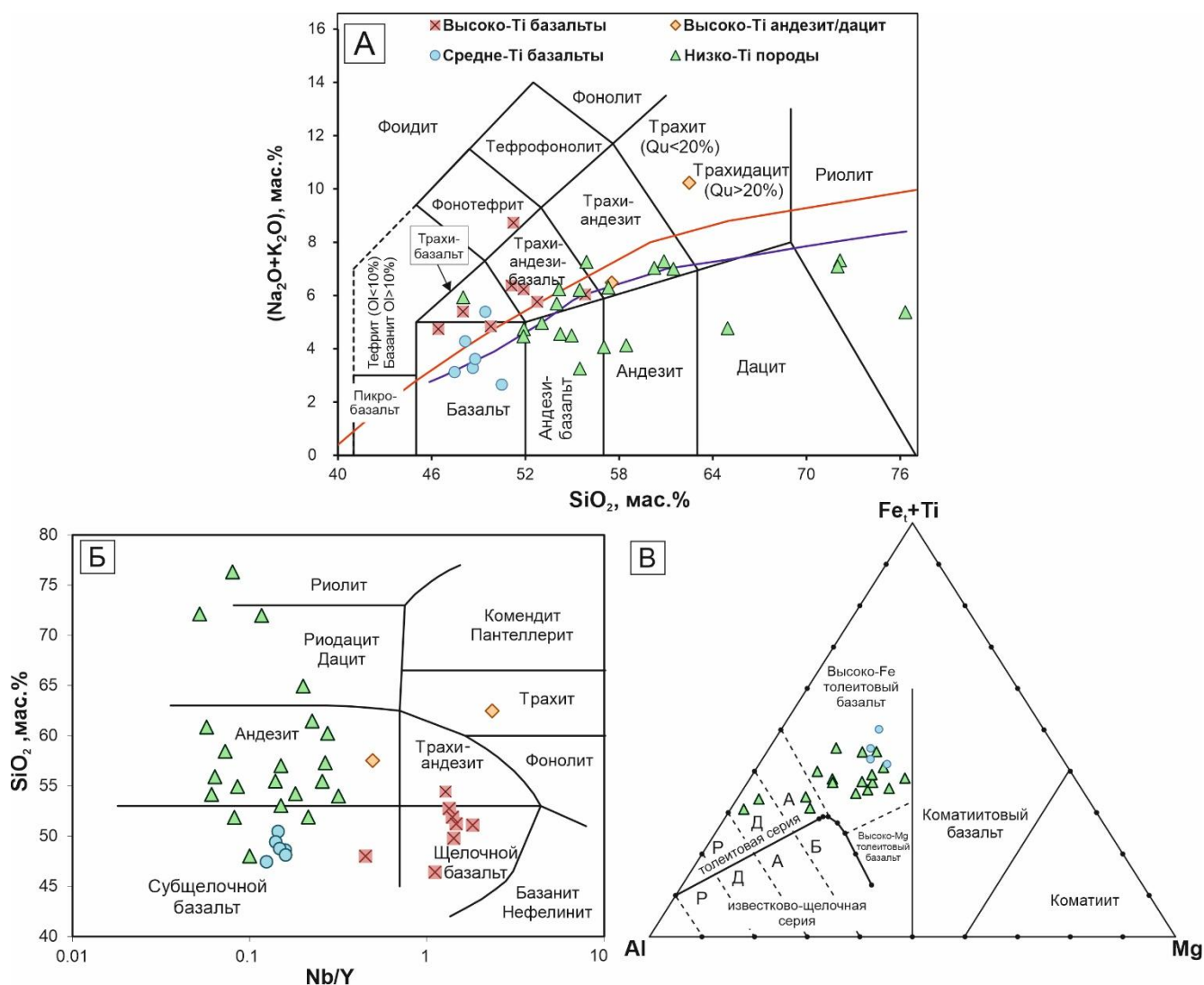


Рис. 5.2. Классификационные диаграммы для магматических пород ИСЗ. А – диаграмма TAS (Le Maitre et al., 2002); Б – диаграмма $Nb/Y - SiO_2$ (Winchester, Floyd, 1977); В – диаграмма $Al - Fe+Ti - Mg$ (Jensen, 1976). Б – базальт; А – андезит, Д – дацит, Р – риолит.

Для образцов с низким содержанием TiO_2 были построены классификационные диаграммы для идентификации бонинитов (Pearce, Reagan, 2019), где для примера нанесены точки составов пород типичных бонинитов Чичиджима (остров Бонин; Taylor et al., 1994). На рис. 5.3. видно, что только один образец (It-01-18; прил. 4) попадает в область истинных бонинитов, несколько образцов относятся к высоко-Mg андезибазальтам и андезитам, а остальные – к базальт-андезит-дацит-риолитовой серии нормальной магнезиальности.

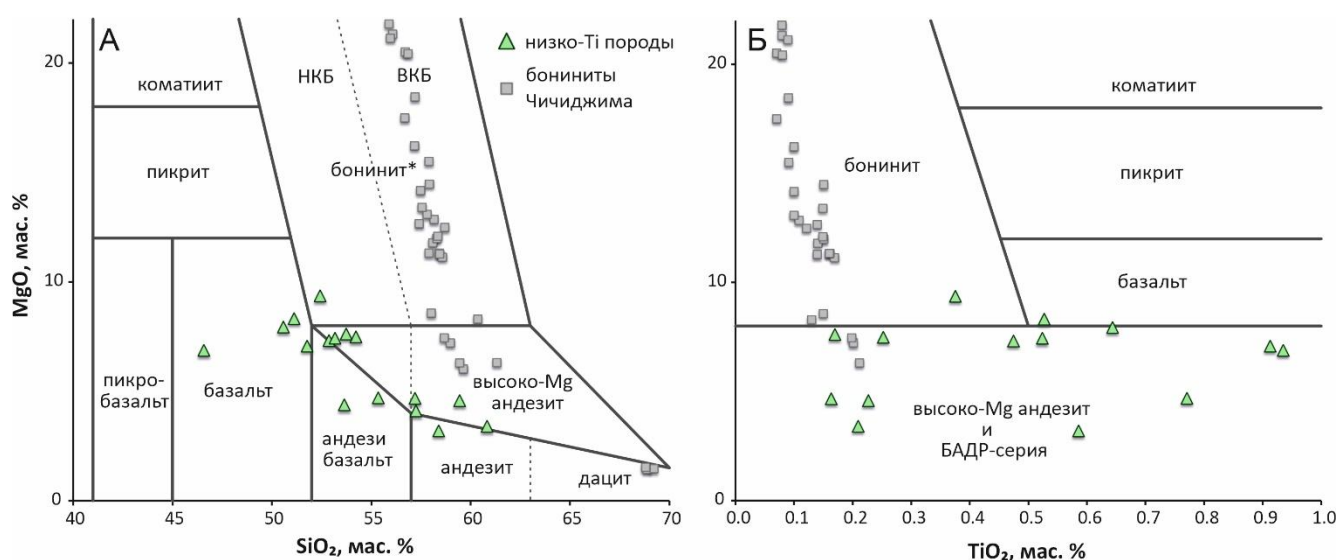


Рис. 5.3. Классификационные диаграммы SiO_2 - MgO (А) и TiO_2 - MgO (Б) для бонинитов (Pearce, Reagan, 2019). НКБ – низкокремнистые бониниты, ВКБ – высококремнистые бониниты, БАДР – базальт-андезит-дацит-риолитовая серия.

На бинарных диаграммах MgO к основным оксидам (рис. 5.4) для низко-Ti образцов отмечаются тренды по Fe_2O_3 , CaO (рис. 5.4В, Г), что может быть связано с фракционной кристаллизацией оливина, пироксенов и плагиоклаза, для высоко- и средне-Ti разностей такой тенденции не наблюдается. Для высоко-Ti базальтов отмечаются повышенные концентрации LREE (рис. 5.4И-Л), а отношения Zr/Nb (3.3–8.7) ниже, чем для средне-Ti (18.7–26.8) и низко-Ti (11.3–41.4) образцов. Низко-Ti роговообманковый диорит JD6-1 имеет также низкое значение Zr/Nb (5.4).

На спектрах REE, нормированных на хондрит, для высоко-Ti базальтов характерно обогащение в области легких редкоземельных элементов $((\text{La}/\text{Yb})_N = 2.6\text{--}13.0)$ (рис. 5.5А), а также дифференциация в области тяжёлых $((\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.9\text{--}3.6)$, что может говорить о присутствии граната в мантийном источнике. Спайдер-диаграммы редких элементов, нормированных на примитивную мантию, показывают высокие концентрации редких элементов для высоко-Ti базальтов (рис. 5.5Б), для большинства из которых отмечается положительная аномалия по Nb $((\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} = 0.8\text{--}1.7; (\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 1.1\text{--}1.4)$, что типично для большинства базальтов ОИВ-типа (Sun, McDonough, 1990; Regelous et al., 2003).

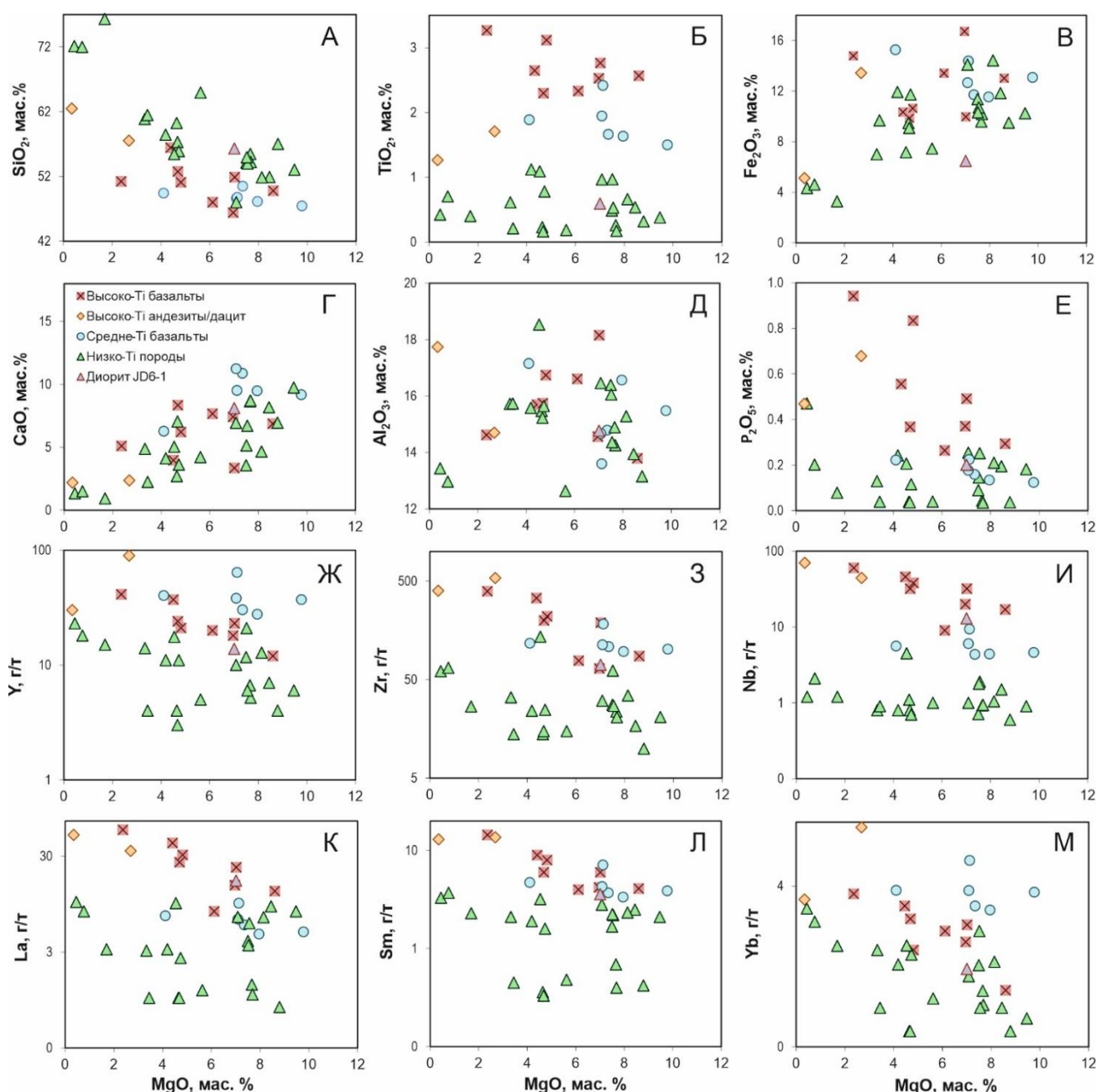


Рис. 5.4. Содержания породообразующих оксидов (А-Е) и редких элементов (Ж-М) по отношению к MgO для магматических пород ИСЗ.

Более кислые разновидности высоко-Ti пород представлены трахиандезитом и трахидацитом (рис. 5.2А; $\text{SiO}_2 = 56.3\text{--}61.6$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.3\text{--}10.0$, $\text{TiO}_2 = 1.2\text{--}2.8$ мас. %; 2 образца). Для них характерна $\text{Mg\#}$ от 12 до 28, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5.0\text{--}13.2$, $\text{CaO} = 2.2\text{--}2.3$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.4\text{--}17.5$ мас. %. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Fe}^*$ (где $\text{Fe}^* = \text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$) точки составов пород попадают в поле железистых разностей (прил. 6А). На бинарных диаграммах для них отмечаются повышенные концентрации Zr, Nb, Sm, La по сравнению с другими группами (рис. 5.4Ж-М). По значениям Zr/Nb (5.7–12.2), а также по характеру спектров распределения редких элементов высоко-Ti трахиандезит и трахидацит близки к высоко-Ti базальтам (прил. 4). На диаграммах REE кривые распределения этой подгруппы близки к таковой для OIB (рис. 5.5А): на спектрах

отмечается обогащение LREE и умеренная дифференциация HREE ($(La/Yb)_N = 2.5-10.2$; $(Gd/Yb)_N = 1.3-2.9$), при этом на спайдер-диаграммах видны положительная аномалия по Nb ($(Nb/Th)_{PM} = 0.7-1.7$; $(Nb/La)_{PM} = 0.9-1.4$), а также отрицательная по Ti ($Ti/Ti^* = 0.2$) (рис. 5.5Б).

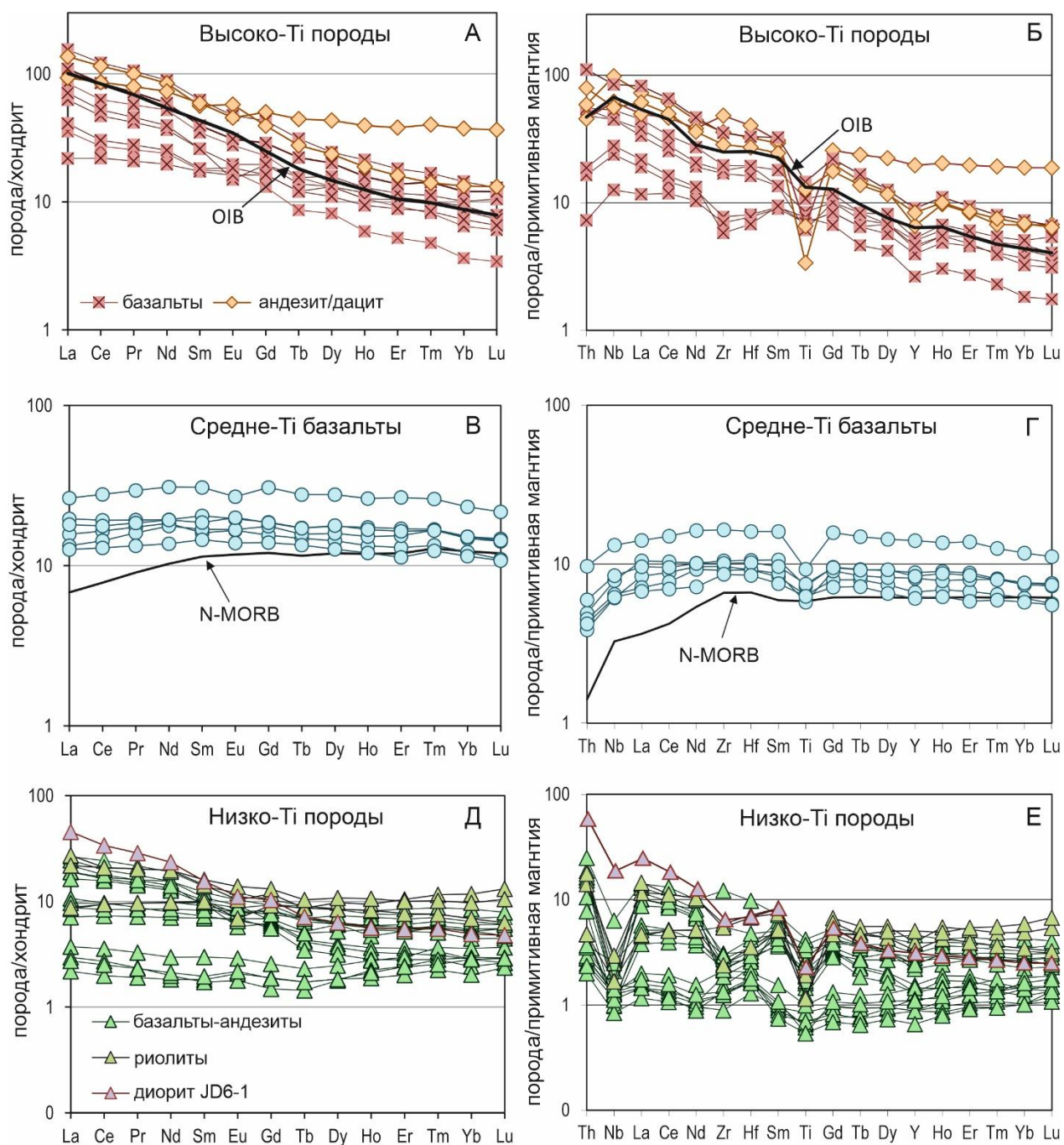


Рис. 5.5. Нормированные на хондрит кривые распределения редкоземельных элементов (А, В, Д) и нормированные на примитивную мантию спайдер-диаграммы (Б, Г, Е) для магматических пород ИСЗ. Данные для хондрита и примитивной мантии взяты из (Sun, McDonough, 1989).

Средне-Ti образцы характеризуются плоскими до умеренно обедненными в области LREE спектрами (рис. 5.5В; $(La/Yb)_N = 0.9-1.3$), им не свойственна выраженная дифференциация в области HREE ($(Gd/Yb)_N = 1.1-1.3$). На спайдер-диаграммах они демонстрируют обогащение Nb

относительно Th, но не La (рис. 5.5Г; $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} = 1.4\text{--}1.6$; $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.7\text{--}0.9$), что характерно для базальтов MORB-типа (Sun, McDonough, 1989).

Низко-Ti породы характеризуются разнообразными спектрами REE: от плоских до обогащенных LREE, с разной степенью дифференциации в области HREE (рис. 5.5Д). Роговообманковый диорит (JD6-1) демонстрирует обогащение в области LREE и дифференциацию в области HREE ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 9.2$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2.1$). На спайдер-диаграммах для всех низко-Ti пород, также как и для диорита JD6-1, чётко фиксируется отрицательная аномалия по Nb (рис. 5.5Е), что является геохимическим признаком формирования пород в надсубдукционных обстановках (Pearce, 1982; Briquieu et al., 1984).

Наиболее кислые низко-Ti разности представлены кварцевым диоритом и риолитами ($\text{SiO}_2 = 64.1\text{--}75.0$, $\text{TiO}_2 = 0.2\text{--}0.7$ мас. %; 4 образца). Для них характерны 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. %. В отличие от высоко-Ti трахиандезита и трахидациита, на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Fe}^*$ точки составов кислых низко-Ti пород попадают в поля как железистых, так и магнезиальных разновидностей (прил. 6А). Согласно классификации A/CNK к A/NK (где A/CNK – молярные отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; A/NK – молярные отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) они являются пералюминиевыми (прил. 6Б).

Поскольку низко-Ti группа наиболее разнообразна по геохимическому составу, и учитывая, что характер распределения редких элементов отражает состав мантийного источника (см. Главу 1), внутри этой группы пород были выделены три разных типа спектров (рис. 5.6). Первая подгруппа представлена диоритами, долеритом, базальтом, андезибазальтом и андезитом (7 образцов). Данные породы наиболее деплетированы редкими элементами (рис. 5.6А, Б). Их редкоземельные спектры характеризуются слабым обогащением LREE и отсутствием дифференциации HREE (рис. 5.6А; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.9\text{--}1.3$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.5\text{--}0.9$). На спайдер-диаграммах (рис. 5.6Б) для них слабее, чем для всех низко-Ti пород, выражены аномалии по Nb ($(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PMcp.}} = 0.5$; $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PMcp.}} = 0.8$) и Ti ($\text{Ti}/\text{Ti}^*_{\text{cp.}} = 1.0$), и присутствует положительная аномалия по Zr-Hf ($(\text{Zr}/\text{Nd})_{\text{PM}} = 0.9\text{--}1.8$; $(\text{Hf}/\text{Sm})_{\text{PM}} = 1.3\text{--}2.2$). Такие особенности видны и на спектрах бонинитов протодачи (45-50 млн лет) Идзу-Бонин-Марианской системы (рис. 5.6А, Б; Pearce et al., 1999).

Вторая подгруппа, состоящая из базальтов, андезибазальтов и риолита (5 образцов), характеризуется плоскими до умеренно обогащенных LREE спектрами (рис. 5.6В; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.2\text{--}2.0$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.2\text{--}1.4$), их редкоэлементные спектры (рис. 5.6Г) демонстрируют заметное обеднение HFSE ($(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PMcp.}} = 0.2$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PMcp.}} = 0.3$, $\text{Ti}/\text{Ti}^*_{\text{cp.}} = 0.7$, $(\text{Zr}/\text{Nd})_{\text{PMcp.}} = 0.5$, $(\text{Hf}/\text{Sm})_{\text{PMcp.}} = 0.8$). Похожие спектры характерны, например, для толеитовых базальтов современной Идзу-Бонинской дуги (рис. 5.6В, Г; Pearce et al., 1999).

Третья подгруппа пород представлена габбро, бонинитом, базальтами и риолитами (7 образцов). Их спектры (рис. 5.6Д) демонстрируют сильное обогащение в области LREE ($(La/Yb)_N = 2.2-9.0$) и дифференциацию в области HREE ($(Gd/Yb)_N = 1.0-2.3$). На спайдер-диаграммах (рис. 5.6Е) для них характерно значительное обеднение HFSE ($(Nb/Th)_{PM} = 0.1$, $(Nb/La)_{PM} = 0.2$, $Ti/Ti^*_{ср.} = 0.5$, $(Zr/Nd)_{PM} = 0.4$, $(Hf/Sm)_{PM} = 0.6$). По форме спектров эта группа пород схожа с современными базальтами Марианской дуги (рис. 5.6Д, Е; Pearce et al., 1999).

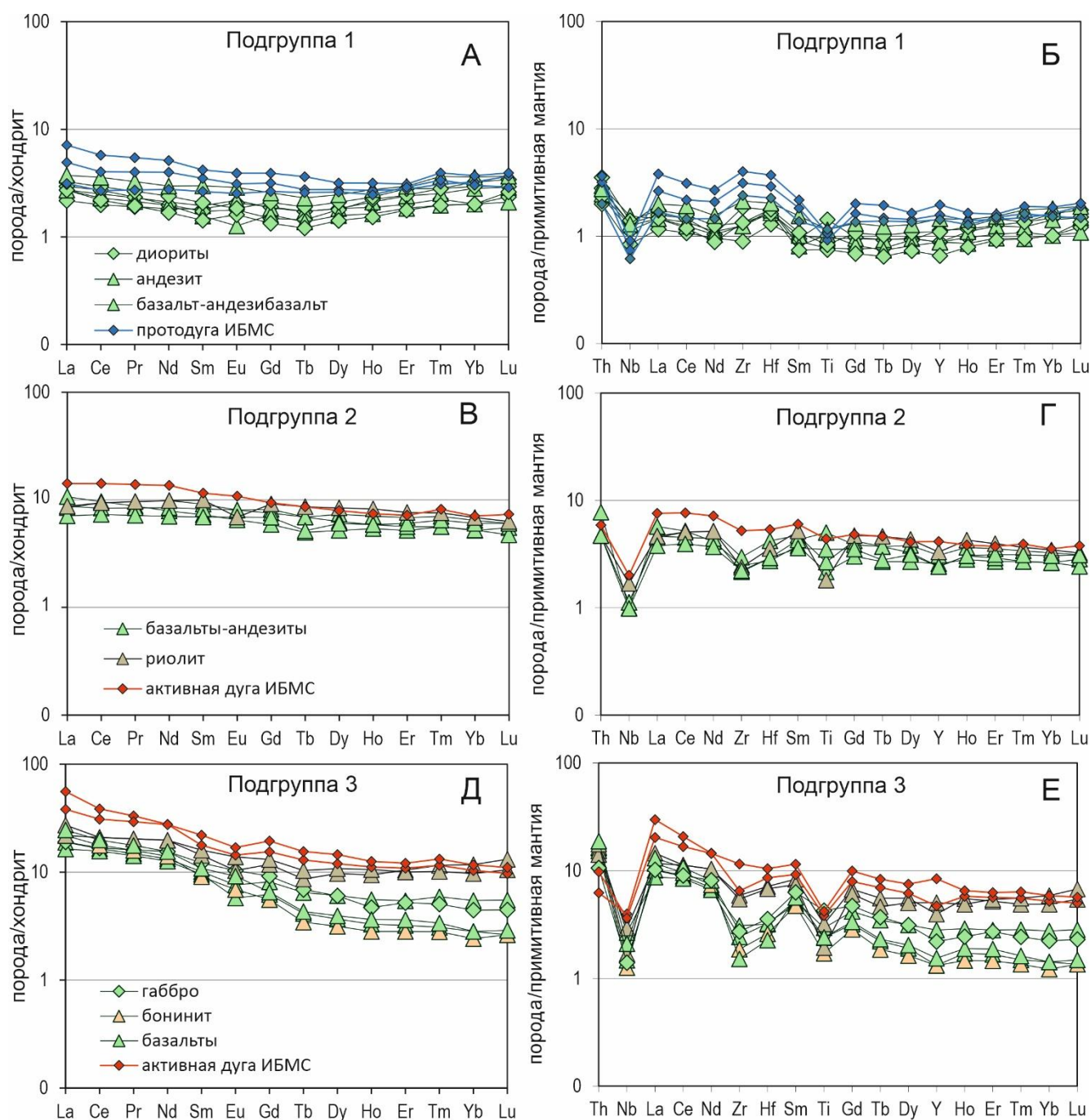


Рис. 5.6. Нормированные на хондрит кривые распределения редкоземельных элементов (А, В, Д) и нормированные на примитивную мантию спайдер-диаграммы (Б, Г, Е) для низко-Тi пород ИСЗ. Данные для хондрита и примитивной мантии взяты из (Sun, McDonough, 1989). ИБМС – Идзу-Бонин-Марианская островодужная система (Pearce et al., 1999).

5.1.3. Изотопная систематика Sm-Nd и Pb-Pb по породе

Изотопные данные в системах Sm-Nd и Pb-Pb являются одними из главных маркеров для определения природы мантийного резервуара магматических пород (Глава 1, раздел 1.4). Соискателем с коллегами были получены первые данные по изотопному составу Nd (12 анализов) и Pb (11 анализов) по породе для магматических пород ИСЗ разных групп (табл. 7; рис. 5.7; Safonova et al., 2020). Инициальные изотопные отношения были рассчитаны для позднекембрийского-раннеордовикского возраста, определенного по микрофауне (табл. 2; Zhylkaidarov, 1998; Никитин, 2002; Сафонова и др., 2019), а также по U-Pb датированию цирконов из роговообманкового диорита с возрастом ~500 млн лет (Глава 4; Safonova et al., 2020). Для средне-Ti образцов (геохимически близких к MORB) значения были рассчитаны на возраст 470 млн лет, что является средним возрастом ассоциирующих с ними ордовикских кремней (Глава 2, раздел 2.2; табл. 2). Высоко-Ti образцы (близкие к OIB) были рассчитаны на возраст 450 млн лет, т.к. магматические породы океанических островов могут быть одновозрастными или несколько моложе пород COX, находящихся с ними в одном аккреционном комплексе.

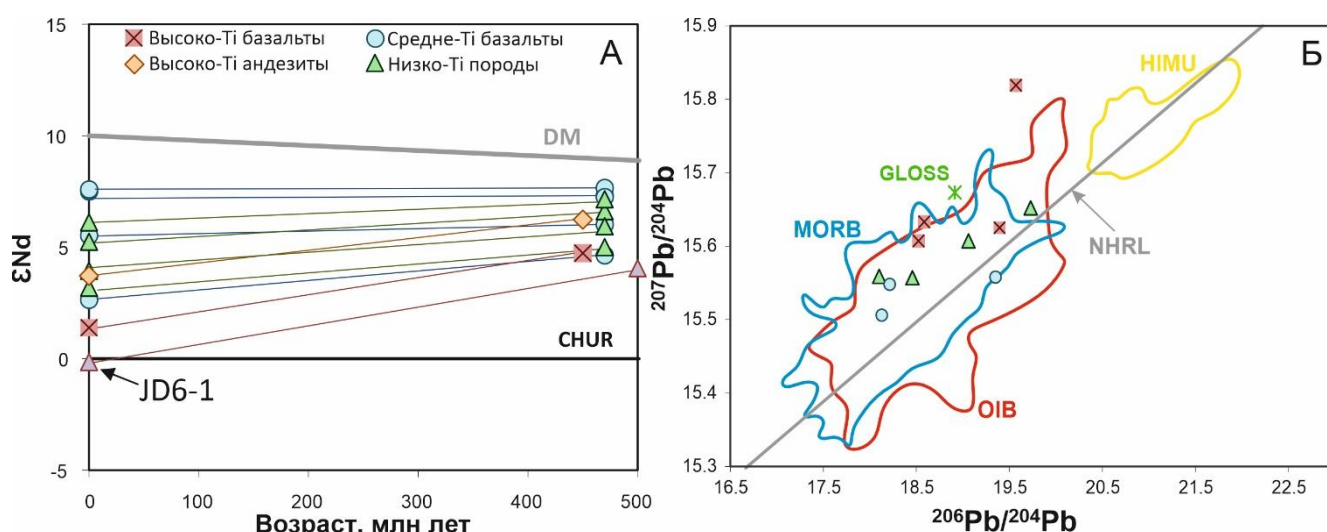


Рис. 5.7. Изотопные отношения Nd и Pb по породе для магматических пород ИСЗ (см. табл. 3). А – график вариации ϵNd со временем; Б – график $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ (исходные значения). NHRL – реперная линия Северного полушария (Hart, 1984); GLOSS – состав глобальных субдуцирующих осадков (Plank, Langmuir, 1998). Области для MORB, OIB и HIMU даны по (Stracke et al., 2005).

Средне-Ti и низко-Ti образцы имеют в более высокие значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.5130 и 0.5129), тогда как высоко-Ti разности отличаются более низкими значениями $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.5127) (табл. 7). Все исследуемые породы характеризуются положительными значениями $\epsilon Nd(t)$. Для высоко-Ti образцов $\epsilon Nd(t)$ варьирует от +4.8 до +6.3 (рис. 5.7А). Самые высокие значения наблюдаются у средне-Ti образцов (от +4.7 до +7.6), приближая их к линии эволюции деплетированной мантии (рис. 5.7А). Промежуточное положение по величине $\epsilon Nd(t)$ занимают

низко-Ti образцы с разбросом от +5.0 до +6.2, что указывает на бóльшую деплетированность источников средне- и низко-Ti образцов в сравнении с высоко-Ti. Низко-Ti диорит имеет самые низкие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5126) и самое низкое значение $\epsilon\text{Nd}(t) = +4.0$.

Различия изотопных отношений для разных групп прослеживаются и в системе Pb-Pb (рис. 5.7Б). Для высоко-Ti образцов характерны в среднем наиболее высокие отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.67; табл. 7), чем для средне- и низко-Ti пород (15.54 и 15.59 соответственно). Значения отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для высоко-Ti пород варьируется от 18.52 до 19.57, для средне-Ti от 18.13 до 19.35, а для низко-Ti от 18.10 до 19.75 (табл. 7). На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 5.7Б) точки составов абсолютного большинства пород лежат выше линии NHRL (линия среднего валового состава базальтов OIB и MORB Северного полушария), и в целом попадают в поля современных океанических базальтов (Stracke et al., 2005). При этом образец высоко-Ti долерит It-17-18 имеет повышенные значения отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.82 и 40.86 соответственно; табл. 7), что может объясняться повышенной степенью вторичных изменений при низкоградном метаморфизме в условиях морского дна; такие завышенные значения отношений изотопов Pb нередко наблюдаются и для древних океанических базальтов (Verma, 1992; Nanano et al., 2009). Однако разброс отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для разных групп пород может также указывать и на различные характеристики источника. Судя по данным в системе Pb-Pb источники всех групп пород имели некоторое количество корового Pb, однако для высоко-Ti пород это наиболее характерно. Наличие корового компонента в источнике говорит о его вовлечении путем погружения субдуцированного слэба, содержащего осадочный материал, в их мантийный источник (Глава 1, раздел 1.4; Chauvel et al., 1992).

Таблица 7. Изотопные данные Nd и Pb по породе для магматических пород ИСЗ.

	Образец	Порода	Группа	Возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
1	It-39-18	трахиандезит	высоко-Ti	450	15.76	62.24	0.1531	0.512828	3.72	6.23
2	ARKH-3	базальт	высоко-Ti	450	6.29	27.41	0.1387	0.512709	1.39	4.73
3	IT-35-17	базальт	средне-Ti	470	3.94	12.62	0.1886	0.512921	5.52	6.02
4	IT-73-17	габбро	средне-Ti	470	3.69	13.63	0.1635	0.512773	2.64	4.63
5	IT-76-17	базальт	средне-Ti	470	5.13	15.53	0.1998	0.513022	7.49	7.31
6	IT-79-17	базальт	средне-Ti	470	5.42	16.76	0.1955	0.513026	7.57	7.65
7	IT-80-17	базальт	средне-Ti	470	4.15	12.37	0.2026	0.513027	7.59	7.24
8	It-01-18	андезибазальт	низко-Ti	470	4.00	15.85	0.1525	0.512840	3.94	6.60
9	It-18-19	габбро	низко-Ti	470	0.48	1.76	0.1665	0.512801	3.18	5.00
10	N1914	базальт	низко-Ti	470	0.74	2.43	0.1853	0.512907	5.24	5.93
11	It-73-18	андезит	низко-Ti	470	2.53	8.52	0.1796	0.512951	6.11	7.14
12	JD-6/1	диорит	низко-Ti	500	3.36	17.36	0.1309	0.512630	-0.16	4.05

	Образец	Порода	Группа	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	SE, abs	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	SE, abs	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	SE, abs
1	It-17-18	долерит	высоко-Ti	40.866	0.0030	15.819	0.0010	19.570	0.0020
2	It43-18	базальт	высоко-Ti	38.500	0.0020	15.607	0.0007	18.524	0.0009
3	It-17-19	базальт	высоко-Ti	39.077	0.0030	15.633	0.0010	18.584	0.0010
4	ARKH-3	базальт	высоко-Ti	39.491	0.0050	15.625	0.0020	19.396	0.0020
5	It-77-17	базальт	средне-Ti	38.035	0.0030	15.548	0.0010	18.213	0.0010
6	It-78-17	базальт	средне-Ti	37.854	0.0030	15.506	0.0010	18.127	0.0020
7	It-79-17	базальт	средне-Ti	38.603	0.0090	15.558	0.0040	19.350	0.0040
8	It-14-19	андезибазальт	низко-Ti	38.908	0.0050	15.607	0.0020	19.073	0.0020
9	It15-19	диорит	низко-Ti	38.750	0.0100	15.652	0.0050	19.748	0.0070
10	N1906	андезибазальт	низко-Ti	37.938	0.0020	15.559	0.0009	18.101	0.0009
11	N1915	габбро	низко-Ti	38.134	0.0020	15.557	0.0008	18.463	0.0009

5.2. Тектурмасская складчатая зона

5.2.1. Петрографическая характеристика

Петрографическая характеристика магматических пород ТСЗ проведена на основе изучения 33 шлифов (прил. 3). Так же как и в ИСЗ, в пределах ТСЗ представлен широкий спектр как вулканических, так и плутонических пород: от базальтов до риолитов, от габброидов до гранитоидов (рис. 5.8). Преобладающая разновидность пород – базальты и андезибазальты часто в виде пиллоу-лав в контакте с глубокоководными осадками – ленточными кремнями и кремнистыми аргиллитами (рис. 2.10Г). Вулканисты имеют массивную и миндалекаменную текстуры, афировую и порфировую микроструктуры (рис. 5.8А-В). В порфировых базальтах и андезибазальтах присутствуют вкрапленники плагиоклаза размером до 2.5 мм (5–25 % объема породы), оливина (обычно замещенного хлоритом) и клинопироксена размером до 2 мм. Непрозрачные минералы размером 0.1–0.3 мм представлены обычно Fe-оксидами (возможно Ti-магнетит), местами измененные до гидроксидов и образующие идиоморфные или субидиоморфные изометричные зерна. Структуры основной массы – интерсерральная, толеитовая и пойкилоофитовая. В некоторых разностях клинопироксен имеет параллельную отдельность и плеохроирует от бледно-розового до бесцветного, что характерно для титан-авгита – типичного минерала щелочных базальтов (Ichiyama et al., 2014; Safonova et al., 2016). Миндалины в базальтах занимают до 25% объема породы, достигают диаметра от 1 до 5 мм и заполнены кальцитом, кварцем, эпидотом и хлоритом.

Средние и кислые разновидности магматических пород ТСЗ представлены андезитами, дацитами и риолитами (5.8Г-Е). Андезиты имеют афировую, иногда порфировую структуру и массивную текстуру. Вкрапленниками (5-10% объема породы) являются плагиоклаз и сильно хлоритизированный минерал, возможно, оливин или пироксен. Структура основной массы – пилотакситовая, гиалопилитовая (рис. 5.8Г). Дациты и риолиты встречаются реже и больше распространены в Базарбайской зоне. Дациты имеют порфировую структуру с редкими вытянутыми вкрапленниками плагиоклаза (до 0.5 мм) и идиоморфными кристаллами кварца (до 0.3 мм), структура основной массы фельзитовая (рис. 5.8Д). Один образец (TKS-21-22) с массивной текстурой и порфировой структурой состоит из вкрапленников плагиоклаза, калиевого полевого шпата и, возможно, лейцита. В его основной массе присутствуют вулканическое стекло, мелкие лейсты плагиоклаза и КПШ и непрозрачные минералы. Этот образец был определен как трахит. Образец риолита, отобранный для U-Pb датирования (TKS-21-63), имеет порфировую структуру и массивную текстуру (рис. 5.8Е). Структура основной

массы микрофельзитовая, вкрапленниками являются плагиоклаз (большие зерна до 0.8 мм), фенокристы которого иногда образуют гломеровые скопления, и кварц.

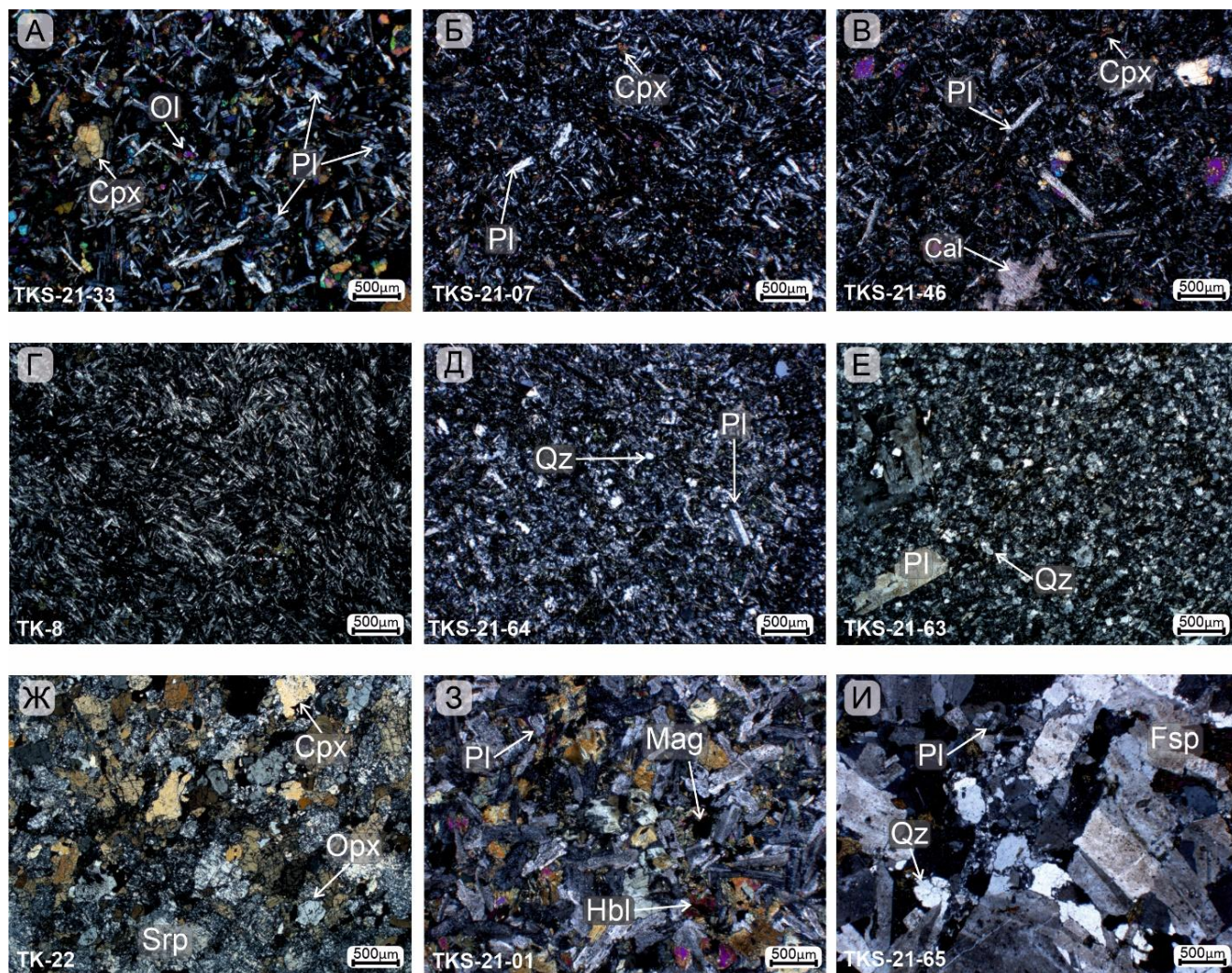


Рис. 5.8. Фотографии петрографических шлифов магматических пород ТСЗ. А – порфировый базальт; Б – афирный базальт; В – андезибазальт; Г – андезит; Д – дацит; Е – риолит; Ж – габбро; З – диорит; И – гранит. Pl – плагиоклаз; Орх – ортопироксен; Срх – клинопироксен; Cal – кальцит; Ol – оливин; Qz – кварц; Fsp – калиевый полевой шпат; Hbl – роговая обманка; Mag – магнетит; Srp – серпентин.

Плутонические разности представлены габбро, диоритами и гранитами (рис. 5.8Ж-И). Габбро отмечаются в центральных частях лавовых потоков или больших «подушек» пиллоу-лав. Для них характерна микрогаббровая структура и массивная текстура. Габбро состоят из клинопироксена и плагиоклаза, изредка присутствуют ортопироксен и оливин, замещенные хлоритом и серпентином (рис. 5.8Ж). Диориты и гранитоиды присутствуют в подчиненном количестве. Диорит TKS-21-01 (рис. 5.8З), состоящий из плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки и кварца (< 5% объема породы), имеет гипидиоморфную структуру и массивную текстуру. Гранит (рис. 5.8И), отобранный для U-Pb датирования (TKS-21-65), имеет гипидиоморфную структуру и массивную текстуру и состоит из плагиоклаза (35% объема

породы), калиевого полевого шпата (35% объема породы), роговой обманки (до 10% объёма породы) и кварца в виде мелких зерен в интерстициях между зернами плагиоклаза и КПШ.

Большая часть исследуемых пород метаморфизована в условиях зеленосланцевой фации, возможно в результате гидротермального метаморфизма в условиях морского дна, а также более поздних аккреционно-коллизийных процессов. Повсеместно наблюдаются процессы альбитизации, сосюритизации и пелитизации по плагиоклазу. Наиболее распространенными вторичными минералами являются альбит, хлорит, кальцит, эпидот, серпентин, лейкоксен, рудные минералы и халцедон.

5.2.2. Геохимическая характеристика

Химический состав изученных магматических пород ТСЗ представлен в Приложении 5. Геохимическая характеристика проведена на основе 30 анализов породообразующих оксидов и редких элементов пород.

Данные по геохимическому составу магматических пород ТСЗ, в основном, для вулканических пород в ассоциации с голубоководными осадками, были представлены ограниченном количестве публикациях (Степанец, 2016; Khassen et al., 2020; Гурова и др., 2022). В недавних работах К.Е. Дегтярева с соавторами был опубликован состав породообразующих и редких элементов для габбро, диоритов и плагиогранитов из Тортаульской и Базарбайской офиолитовой ассоциации, а также базальтов ОІВ-типа карамурунской свиты (Degtyarev et al., 2022; Дегтярев и др., 2023). В настоящей диссертационной работе рассмотрены обширные новые данные по составу для всего спектра (от основных до кислых разностей) как вулканических, так и плутонических пород, включая первые данные для Тектурмасской подзоны в пределах гор Сарытау (рис. 2.8, табл. 5).

Магматические породы ТСЗ представлены в основном субщелочными разновидностями, в подчиненном количестве присутствуют щелочные базальты, трахиандезиты и трахидацит. На диаграмме TAS большинство из них располагается в полях базальтов и андезибазальтов (рис. 5.9А). На диаграмме Nb/Y – SiO₂ (Winchester, Floyd, 1977), основанной на относительно немобильных элементах, точки составов образцов располагаются в полях субщелочного базальта и андезита, щелочного базальта, трахиандезита и трахита (рис. 5.9Б). Породы субщелочного ряда относятся к толеитовой серии, что видно на треугольной диаграмме Al – Fe_t+Ti – Mg (Jensen, 1976) (рис. 5.9В).

Преобладающими вулканическими и плутоническими породами ТСЗ являются базальты, андезибазальты, долериты и габбро (SiO₂ = 44.2–57.3 мас. %). Для них характерны значения магнезиальности Mg# в диапазоне от 24 до 71 при MgO = 2.5–13.4 и Fe₂O₃ = 8.6–15.7 мас. %

(прил. 5). В породах отмечается широкий интервал значений TiO_2 (0.5–2.6 мас. %), CaO (2.2–15.1 мас. %) и Al_2O_3 (11.8–18.3 мас. %). Образцы были предварительно разделены на три группы: высоко-Ti ($\text{TiO}_2 > 2.1$ мас. %; 4 образца), средне-Ti ($\text{TiO}_2 = 1.1$ мас. %; 1 образец) и низко-Ti ($\text{TiO}_2 = 0.3$ –1.2 мас. %; 18 образцов). Высоко- и средне-Ti разновидности обладают в среднем более низким содержанием MgO (5.8 мас. %) по сравнению с низко-Ti разновидностями (6.3 мас. %).

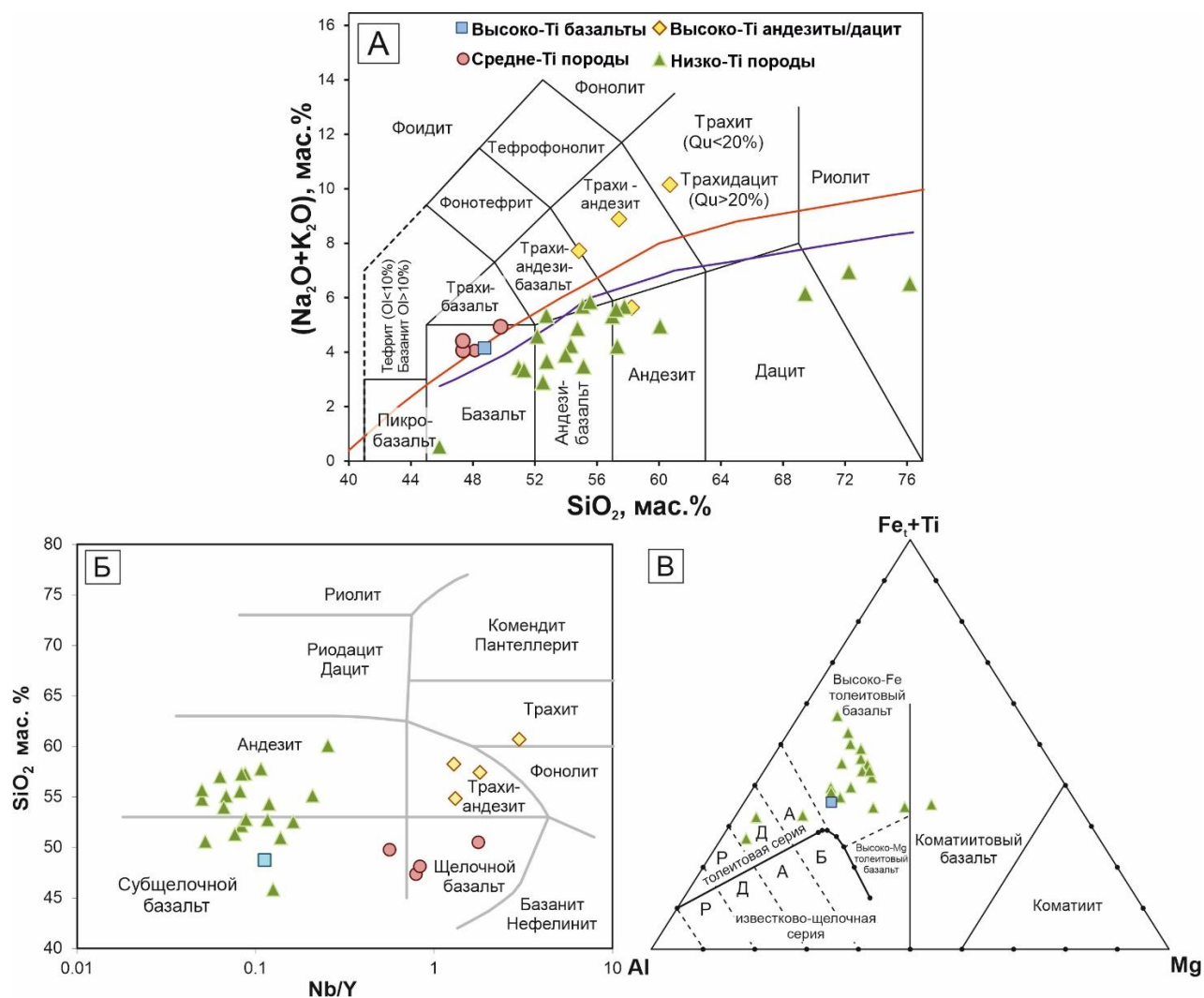


Рис. 5.9. Классификационные диаграммы для магматических пород Тектурмасской складчатой зоны. А – диаграмма TAS (Le Maitre et al., 2002); Б – диаграмма Nb/Y – SiO_2 (Winchester, Floyd, 1977); В – диаграмма Al – $\text{Fe}_t + \text{Ti}$ – Mg (Jensen, 1976). Б – базальт; А – андезит, Д – дацит, Р – риолит.

Так же как и в случае пород ИСЗ, для низко-Ti разновидностей были построены классификационные диаграммы для бонинитов (Pearce, Reagan, 2019). В случае ТСЗ ни один образец не попадает в область истинных бонинитов (рис. 5.10А, Б), несколько образцов относится к высоко-Mg андезибазальтам и андезитам, а большинство – к базальт-андезит-дацит-риолитовой серии нормальной магнезиальности.

На бинарных диаграммах MgO – порообразующие оксиды для низко-Ti пород наблюдаются тренды фракционирования оливина, пироксенов и плагиоклаза (рис. 5.11А, В, Г),

тогда как на других графиках четких трендов не наблюдается (рис. 5.11Б, Д, Е). Высоко-Ti разновидности характеризуются более высокими концентрациями несовместимых элементов, таких как REE и Nb (рис. 5.11Ж-М) и показывают самые низкие значения Zr/Nb (2.7–6.3) по сравнению с низко-Ti, для которых это отношение от 20.0 до 82.6 (прил. 5).

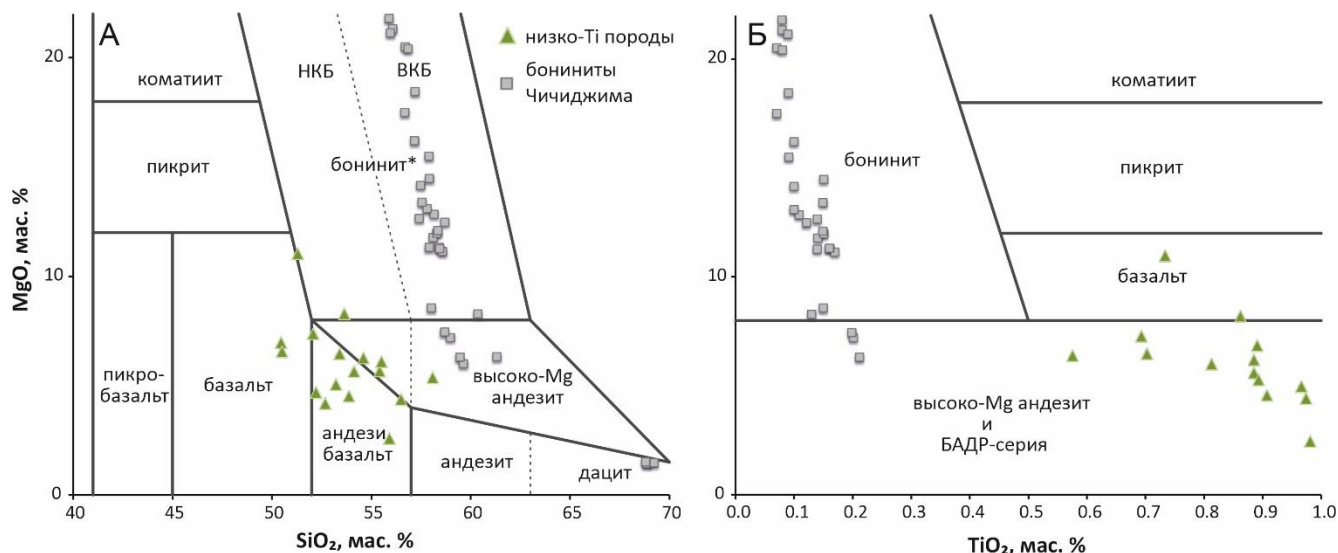


Рис. 5.10. Классификационные диаграммы SiO₂-MgO (А) и TiO₂-MgO (Б) для бонинитов (Pearce, Reagan, 2019). НКБ – низкокремнистые бониниты, ВКБ – высококремнистые бониниты, БАДР – базальт-андезит-дацит-риолитовая серия.

На спектрах REE, нормированных на хондрит (Sun, McDonough, 1989), для высоко-Ti базальтов (рис. 5.12А) отмечается обогащение легкими REE ((La/Yb)_N = 4.1–7.3) и дифференциация тяжелых REE ((Gd/Yb)_N = 2.2–2.7). Отрицательная европиевая аномалия для этих пород не наблюдается (Eu/Eu* = 0.9–1.1; рис. 5.12А; прил. 5). Нормированные по примитивной мантии спайдер-диаграммы для большинства высоко-Ti базальтов характеризуются положительными аномалиями по Nb ((Nb/Th)_{PM} = 1.3–2.5, (Nb/La)_{PM} = 1.0–1.7; рис. 5.12Б; прил. 5), что типично для большинства базальтов ОИВ-типа (например, Polat et al., 1999; Сафонова и др., 2008, 2011; Ichiyama et al., 2008; Safonova, Santosh, 2014; Safonova et al., 2015, 2016).

Высоко-Ti андезиты и дацит (SiO₂ = 52.8–59.6, TiO₂ = 1.1–2.2 мас. %; 4 образца) характеризуются низкой Mg# (26–41) при MgO = 1.1–4.0 и Fe₂O₃ = 3.8–12 мас. %, низким содержанием CaO (1.4–3.7 мас. %) и средним или высоким содержанием Al₂O₃ в диапазоне от 14.3 до 19.1 мас. % (прил. 5). На классификационных диаграммах они располагаются в полях трахиандезитов и трахидацита (рис. 5.9А, Б). Поскольку в «трахидаците» TKS-21-22 отсутствует кварц (см. раздел 5.2.1) и для него характерна очень высокая концентрация K₂O (9.5 мас. %), автор диссертационной работы будет применять термин «трахит» для данного образца.

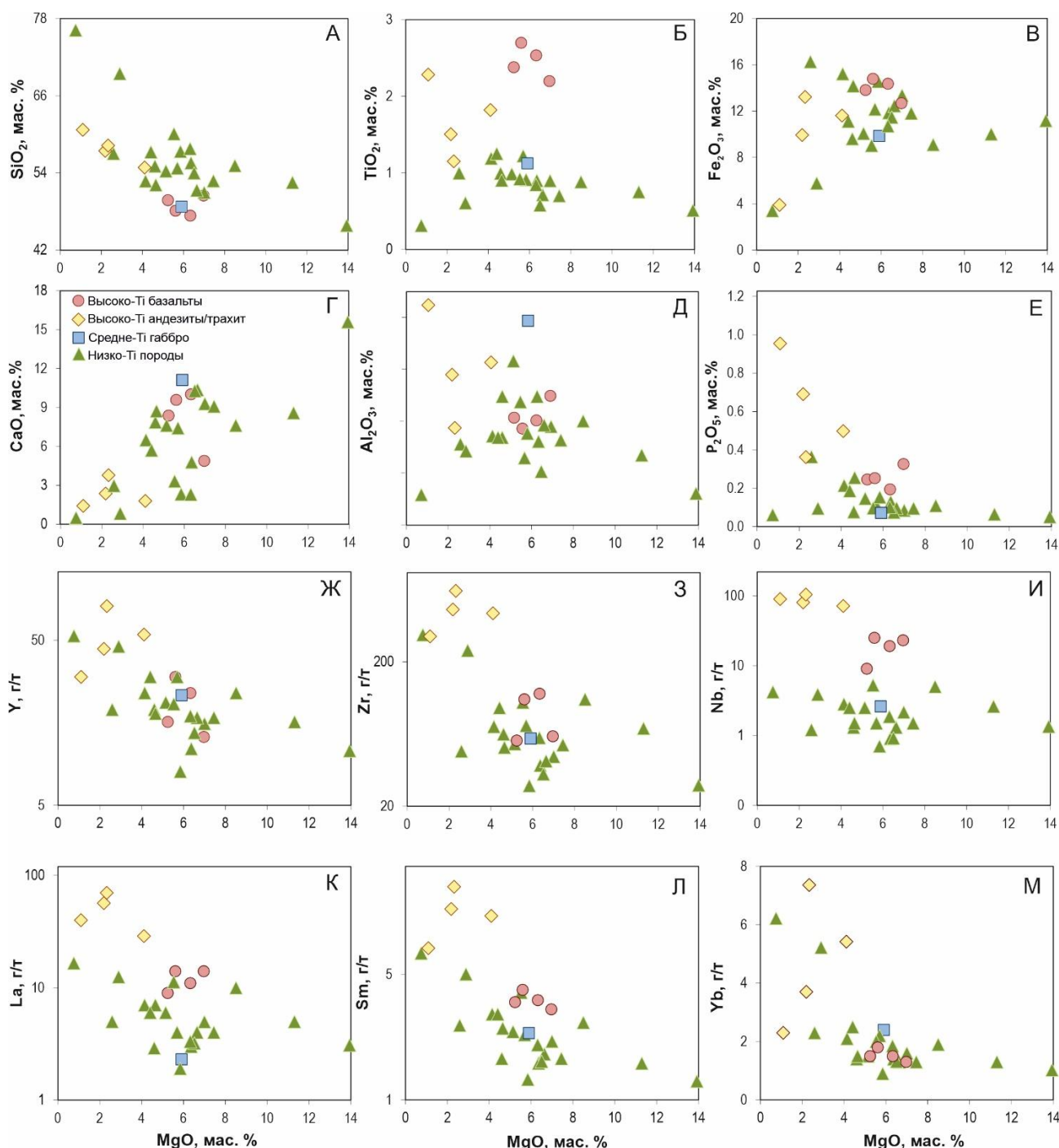


Рис. 5.11. Содержания породообразующих оксидов (А-Е) и редких элементов (Ж-М) по отношению к MgO для магматических пород ТСЗ.

На диаграммах MgO – редкие элементы (рис. 5.11Ж-М) высоко-Ті андезиты и трахит показывают повышенные концентрации REE и HFSE, таких как La, Sm, Nb и Zr. Их редкоземельные спектры близки по форме и концентрациям к OIB (рис. 5.12А): обогащение в области LREE и дифференциация в области HREE ($(La/Yb)_N = 3.6–11.8$, $(Gd/Yb)_N = 1.5–2.5$). Также, как и для высоко-Ті базальтов, для них не характерна отрицательная аномалия по Eu ($Eu/Eu^* = 0.9–1.0$; рис. 5.12А; прил. 5). На спайдер-диаграммах (рис. 5.12Б) для них наблюдается положительная аномалия по Nb ($(Nb/Th)_{PM} = 1.3–1.8$, $(Nb/La)_{PM} = 1.4–2.4$) и отрицательная

аномалия по Ti ($Ti/Ti^* = 0.2-0.6$). Подобно высоко-Ti базальтам они имеют низкие отношения Zr/Nb (3.3–6.1) относительно низко-Ti образцов (прил. 5). На диаграмме SiO_2-Fe^* большинство высоко-Ti средне-кислых пород попадают в поля железистых разностей (прил. 6A).

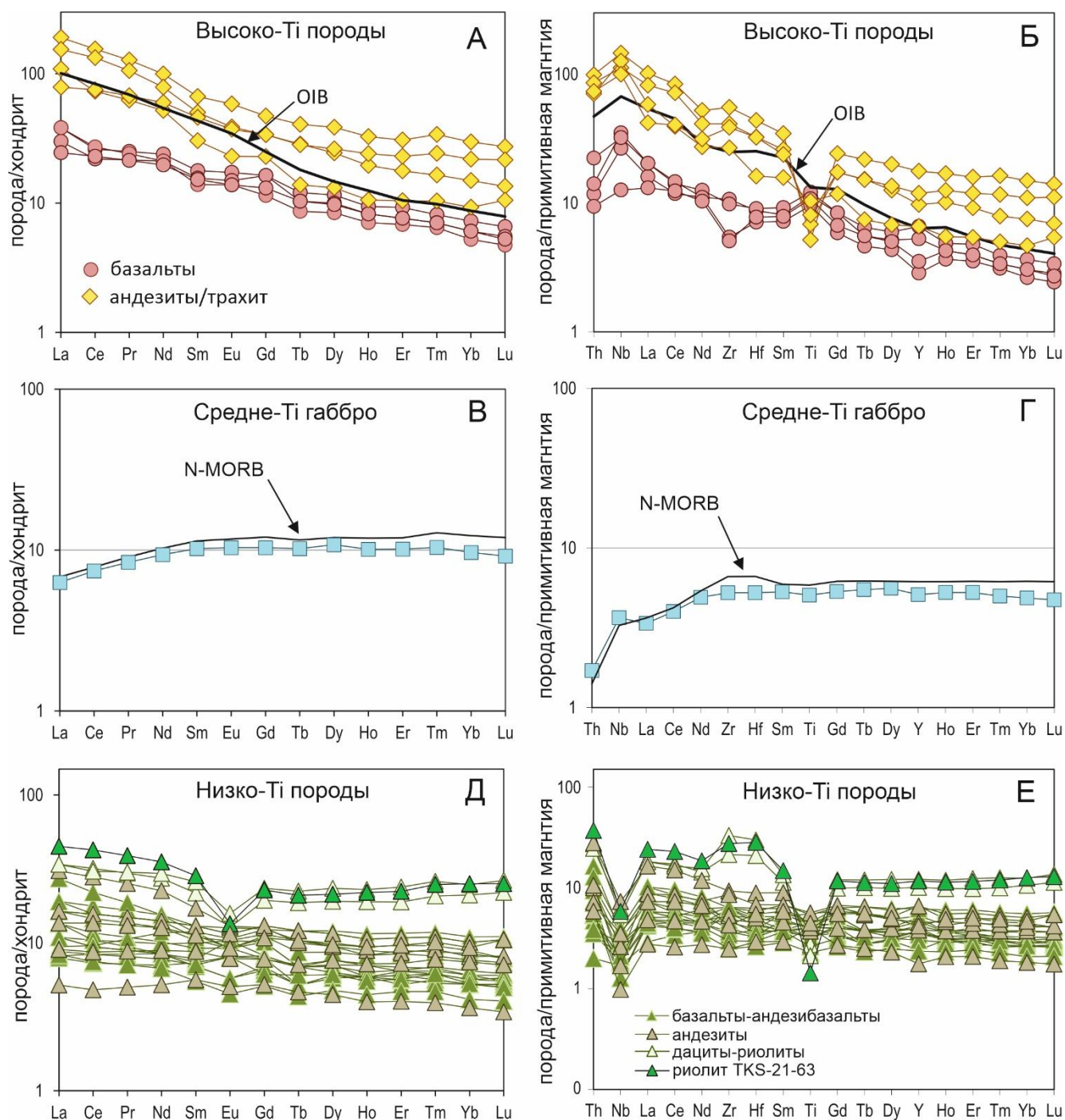


Рис. 5.12. Нормированные на хондрит кривые распределения редкоземельных элементов (А, В, Д) и нормированные на примитивную мантию спайдер-диаграммы (Б, Г, Е) для магматических пород Тектурмасской складчатой зоны. Данные для хондрита и примитивной мантии взяты из (Sun, McDonough, 1989).

На спектре REE для средне-Ti образца (габбро; рис. 5.12В) видно умеренное обеднение в области LREE ($(La/Yb)_N = 0.7$) и отсутствие дифференциации в области HREE ($(Gd/Yb)_N = 1.1$)

без отрицательной аномалии по Eu ($Eu/Eu^* = 1.0$; прил. 5). Спайдер-диаграммы средне-Ti габбро демонстрируют обогащение Nb относительно Th, но не La ($(Nb/Th)_{PM} = 2.1$; $(Nb/La)_{PM} = 1.1$). И спектр REE, и спайдер-диаграмма для этого образца максимально схожи с таковыми для среднего N-MORB (Sun, McDonough, 1989).

Так же как и в случае ИСЗ, низко-Ti разновидности ТСЗ характеризуется разнообразием спектров редких элементов (рис. 5.12Д, Е). Их общность обусловлена присутствием отрицательной аномалии по Nb абсолютно для всех образцов ($(Nb/La)_{PM} = 0.2-0.5$; $(Nb/Th)_{PM} = 0.2-0.6$), что предполагает их надсубдукционную природу. Для этих разновидностей пород были выделены три подгруппы спектров (рис. 5.13).

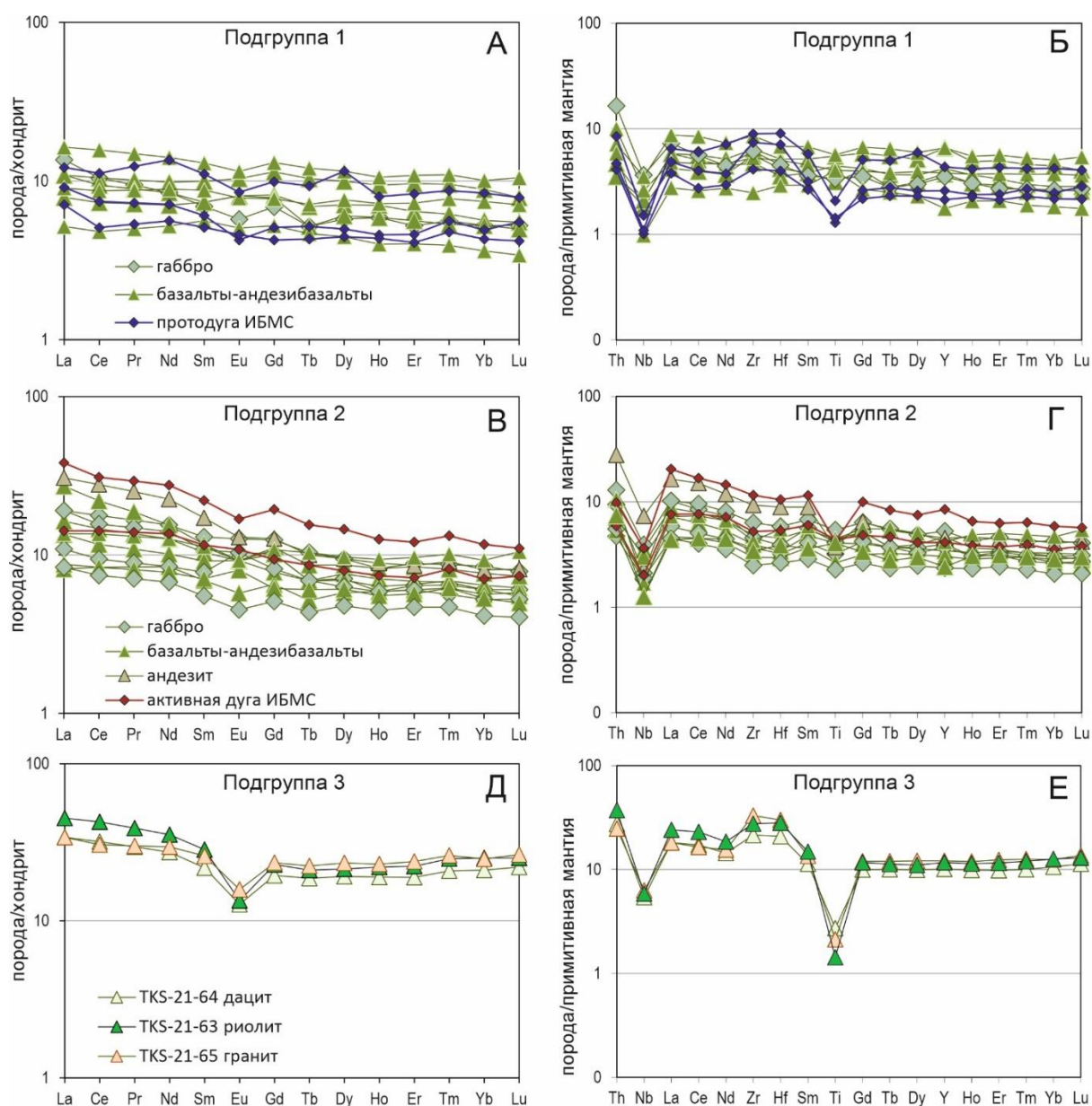


Рис. 5.13. Нормированные на хондрит кривые распределения редкоземельных элементов (А, В, Д) и нормированные на примитивную мантию спайдер-диаграммы (Б, Г, Е) для низко-Ti пород Тектурмасской складчатой зоны. Данные для хондрита и примитивной мантии взяты из (Sun, McDonough, 1989). ИБМС – Идзу-Бонин-Марианская островодужная система (Pearce et al., 1999).

Первая подгруппа, состоящая из андезитабазальтов, долеритов и габбро (7 образцов), характеризуется от плоских до умеренно обогащенных LREE спектрами со слабой дифференциацией HREE (рис. 5.13А; $(La/Yb)_{Ncp.} = 1.7$; $(Gd/Yb)_{Ncp.} = 1.3$). Их редкоэлементные спектры (рис. 5.13Б) демонстрируют обеднение Nb $((Nb/Th)_{PMcp.} = 0.4, (Nb/La)_{PMcp.} = 0.4)$, но не Zr-Hf и Ti $((Zr/Nd)_{PMcp.} = 1.2, (Hf/Sm)_{PMcp.} = 1.1, Ti/Ti^*_{cp.} = 1.0)$. Похожие спектры характерны, например, для базальтов протодачи (45-50 млн лет) Идзу-Бонин-Марианской внутритрокеанической островодужной системы (рис. 5.13А, Б; Pearce et al., 1999).

Вторая подгруппа – от базальтов до андезитов, долериты и габбро – характеризуются умеренно обогащенными LREE и дифференцированными HREE спектрами (рис. 5.13В; $(La/Yb)_{Ncp.} = 2.4$; $(Gd/Yb)_{Ncp.} = 1.4$); их редкоэлементные спектры (рис. 5.13Г) демонстрируют заметное обеднение HFSE $((Nb/Th)_{PMcp.} = 0.3, (Nb/La)_{PMcp.} = 0.4, Ti/Ti^*_{cp.} = 0.8, (Zr/Nd)_{PMcp.} = 0.8, (Hf/Sm)_{PMcp.} = 0.9)$. Такие особенности видны уже для современных (0 млн лет) толеитовых базальтов Идзу-Бонинской дуги (рис. 5.13В, Г; Pearce et al., 1999).

Более кислые разновидности (подгруппа 3) – низко-Ti дацит, риолит и гранит ($SiO_2 = 67.5–75.0$; $TiO_2 = 0.3–0.6$ мас. %; 3 образца). Они характеризуются Mg# от 24 до 51, $MgO = 0.7–2.8$, $Fe_2O_3 = 3.3–5.6$, $CaO = 0.1–0.8$ и $Al_2O_3 = 12.0–13.5$ мас. %. Гранит TKS-21-65 возрастом 459 млн лет (рис. 4.2А) является пералюминиевым и железистым, а риолит TKS-21-63 возрастом 452 млн лет (рис. 4.2Б) и дацит являются пералюминиевыми и магнезиальными (прил. 6А, Б). Они наиболее обогащены REE по сравнению с другими низко-Ti породами и для них не проявлена дифференциация HREE $((La/Yb)_N = 1.4–1.8; (Gd/Yb)_N = 0.91–0.95)$; на редкоземельных спектрах отмечается отчетливая Eu аномалия $(Eu/Eu^* = 0.5–0.6; \text{рис. 5.13Д})$. На спайдер-диаграммах для дацита, риолита и гранита проявлены отчетливые отрицательные аномалии по Nb $((Nb/La)_{PM} = 0.2–0.3; (Nb/Th)_{PM} = 0.2–0.3)$ и Ti $(Ti/Ti^* = 0.1–0.2; \text{рис. 5.13Е})$, но положительные по Zr-Hf $((Zr/Nd)_{PMcp.} = 1.7, (Hf/Sm)_{PMcp.} = 2.0)$.

5.2.3. Изотопная систематика Sm-Nd и Pb-Pb по породе и Lu-Hf в цирконе

В диссертационной работе представлены первые данные по изотопии Sm-Nd и Pb-Pb по породе и Lu-Hf в цирконах из магматических пород ТСЗ (табл. 8). Для расчета изотопных соотношений были использованы возрасты по микрофауне, а также возрасты, полученные по результатам U-Pb датирования цирконов (табл. 6). Для низко-Ti образцов характерны более высокие значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.5128–0.5130), тогда как для высоко-Ti образцов эти значения более низкие (0.5124–0.5126). На графике зависимости $\epsilon Nd(t)$ от возраста (рис. 5.14А) видно, что все образцы имеют положительные значения $\epsilon Nd(t)$. Самые высокие значения $\epsilon Nd(t)$, указывающие на сильно деплетированный мантийный источник, имеет низко-Ti риолит (+10.82)

и средне-Ti габбро (+8.05). Для других низко-Ti вулканитов, обладающих надсубдукционными геохимическими признаками, характерны значения $\epsilon_{Nd}(t)$ в диапазоне от +6.02 до +7.85. Высоко-Ti образцы (базальты, андезит и трахит) имеют самый широкий диапазон $\epsilon_{Nd}(t)$ от +2.01 до +6.77, что типично для вулканических пород ОИВ-типа (Zindler, Hart, 1986; Safonova et al., 2011b, c, 2015, 2020 и др.) (табл. 8).

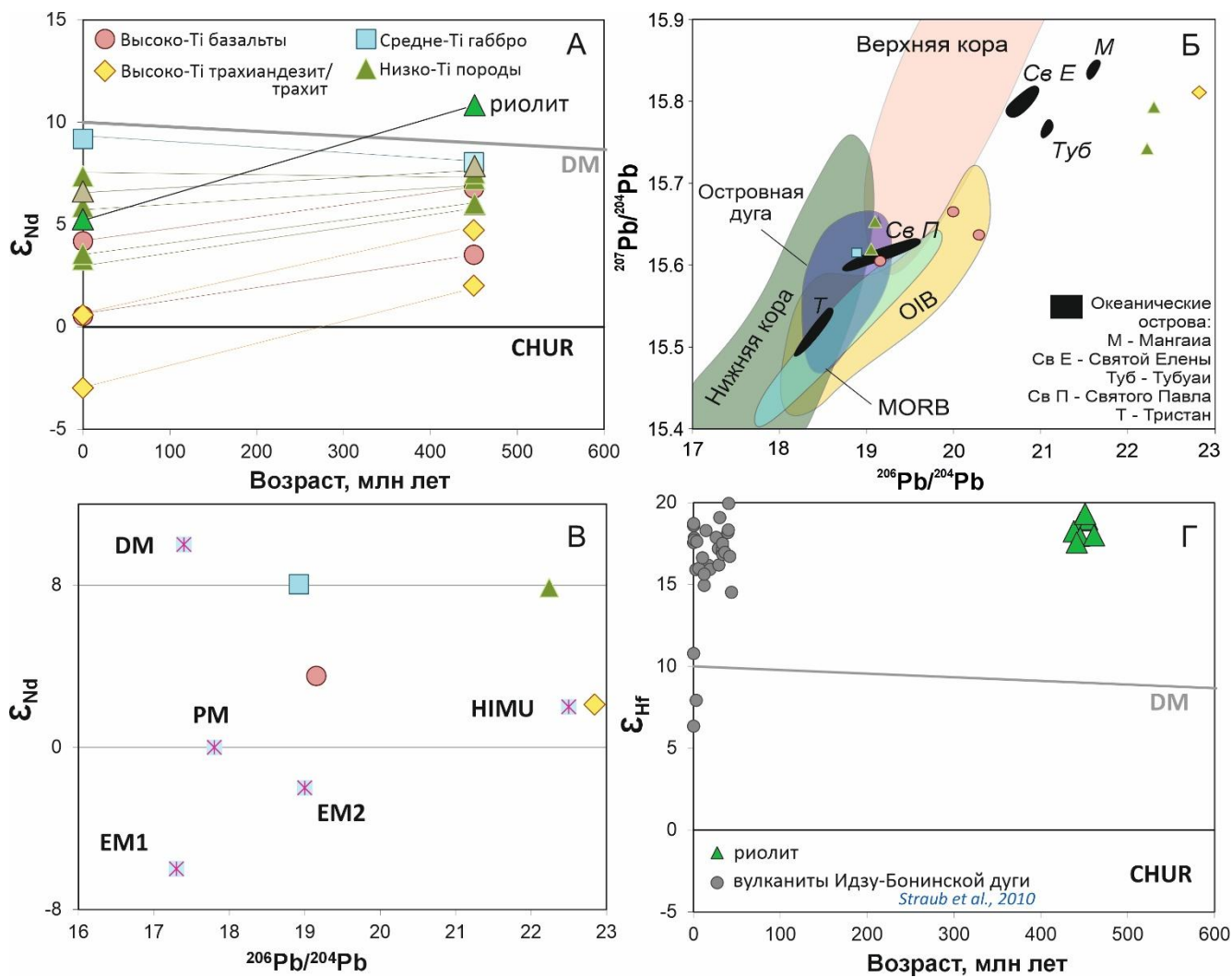


Рис. 5.14. (А) Диаграмма ϵ_{Nd} – возраст, млн лет. (Б) График $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (поля по Zartman, Doe, 1980; Sun, McDonough, 1989). (В) График ϵ_{Nd} – $^{206}Pb/^{204}Pb$; DM, деплетированная мантия; PM, примитивная мантия; EM, обогащенная мантия; HIMU, мантия с высоким μ (Zindler, Hart, 1986). (Г) Диаграмма ϵ_{Hf} – возраст, млн лет для риолита TKS-21-63; серые кружки – стекла от базальтового до дацитового состава из тефры молодой Идзу-Бонинской дуги (Straub et al., 2010).

Таблица 8. Изотопные данные Nd и Pb по породе для магматических пород ТСЗ.

	Образец	Порода	Группа	Возраст, млн лет	Sm	Nd	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (t)
1	TKS-21-07	базальт	высоко-Ti	460	5.49	21.85	0.152015	0.512853	4.19	6.77
2	TKS-21-33	базальт	высоко-Ti	460	5.66	23.62	0.144810	0.512666	0.54	3.53
3	TK-8	андезит	высоко-Ti	460	12.60	60.90	0.124862	0.512668	0.59	4.72
4	TKS-21-22	трахит	высоко-Ti	460	10.24	56.37	0.109878	0.512485	-2.99	2.01
5	TK-22	габбро	средне-Ti	460	2.27	6.33	0.216630	0.513109	9.19	8.05
6	TKS-21-08	габбро	низко-Ti	460	4.10	16.59	0.149349	0.512806	3.28	6.02
7	TK-19	габбро	низко-Ti	460	2.34	8.16	0.173392	0.512939	5.87	7.23
8	TKS-21-10	габбро	низко-Ti	460	3.27	12.83	0.154181	0.512821	3.58	6.03
9	TKS-21-46	андезибазальт	низко-Ti	460	2.49	7.75	0.194136	0.513015	7.36	7.51
10	TKS-21-53	андезибазальт	низко-Ti	460	4.20	14.47	0.175523	0.512977	6.62	7.85
11	TKS-21-63	риолит	низко-Ti	449	4.20	25.10	0.100324	0.512907	5.25	10.80

	Образец	Порода	Группа	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	SE, abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	SE, abs	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	SE, abs
1	TKS-21-06	базальт	высоко-Ti	40.188	0.003	15.665	0.001	20.029	0.001
2	TKS-21-32	базальт	высоко-Ti	39.865	0.006	15.634	0.002	20.309	0.003
3	TKS-21-33	базальт	высоко-Ti	39.275	0.006	15.606	0.002	19.155	0.003
4	TKS-21-22	трахит	высоко-Ti	40.262	0.003	15.811	0.001	22.840	0.001
5	TK-22	габбро	средне-Ti	39.067	0.009	15.611	0.003	18.920	0.004
6	TKS-21-01	долерит	низко-Ti	38.724	0.006	15.614	0.002	19.151	0.003
7	TKS-21-53	андезибазальт	низко-Ti	41.100	0.030	15.740	0.010	22.240	0.020
8	TKS-21-56	долерит	низко-Ti	38.721	0.005	15.656	0.002	19.137	0.003
9	TKS-21-64	дацит	низко-Ti	41.211	0.009	15.791	0.003	22.299	0.005

Данные по изотопии свинца (система Pb-Pb) для магматических пород разных групп ТСЗ представлены в таблице 8. 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) было зафиксировано для высоко-Ti трахита. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ к $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ все образцы располагаются вдоль орогенного тренда, а некоторые на его высоко радиогенном окончании (рис. 5.14Б). Тренд изотопов Pb предполагает различный вклад мантийного и корового Pb в источниках разных групп пород. Самые высокие значения отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ могут быть связаны с присутствием корового компонента в результате обогащения исходных расплавов субдущим коровым материалом. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ к $\epsilon\text{Nd}(t)$ высоко-, средне- и низко-Ti базальты располагаются между точками примитивной (PM) и деплетированной (DM) мантии и источника HIMU, а высоко-Ti трахит лежит вблизи точки HIMU (рис. 5.14В). Изотопия Nd предполагает сходство источников низко-Ti пород (с надсубдукционными характеристиками) со средне-Ti габбро (MORB-типа), что вполне допустимо, поскольку как базальты СОХ, так и надсубдукционные породы (в частности, те, которые образовались на молодых внутриокеанических дугах) произошли из истощенных источников (рис. 5.14А). Однако изотопия Pb указывает на то, что деплетированный источник низко-Ti надсубдукционных пород отличается от такового для средне-Ti габбро MORB-типа более высоким значением $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, что типично для континентальной коры (рис. 5.14Б, В).

Соотношения изотопов Lu и Hf были проанализированы в цирконах из низко-Ti риолита TKS-21-63 (Глава 4) с надсубдукционными геохимическими характеристиками (рис. 5.13Е). Отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в цирконах из риолита варьируют от 0.283012 до 0.283055 (табл. 9); для них характерны высокие положительные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ от +17.6 до +19.3 (рис. 5.14Г). Такие высокие значения ранее были зафиксированы и в породах лав Идзу-Бонинской внутриокеанической островной дуги, источником которых являлась сильно истощенная гарцбургитовая мантия (Straub et al., 2010).

Таблица 9. Изотопные данные Hf в цирконах из риолита Базарбайской подзоны ТСЗ.

	Образец/точка	Возраст, млн лет	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\epsilon\text{Hf}(t)$
1	TKS-21-63-12	446	0.283160	0.210700	0.005203	18.9
2	TKS-21-63-05	455	0.283055	0.119992	0.003294	18.9
3	TKS-21-63-04	438	0.283183	0.244624	0.006764	18.2
4	TKS-21-63-03	446	0.283055	0.136233	0.003783	17.9
5	TKS-21-63-15	461	0.283037	0.095473	0.002684	18.0
6	TKS-21-63-01	442	0.283027	0.113676	0.003134	17.6
7	TKS-21-63-02	451	0.283012	0.079757	0.002242	19.3

ГЛАВА 6. ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИСЗ И ТСЗ

6.1. Петрогенезис магматических пород ИСЗ и ТСЗ

Эволюция первичных магматических расплавов и формирование магматических пород зависят от таких процессов как частичное плавление, фракционная кристаллизация, коровая контаминация и вторичные постмагматические изменения. Для раннепалеозойских пород океанического происхождения, входящих в состав аккреционных комплексов, претерпевших гидротермальные изменения в условиях морского дна после излияния, а также тектонические деформации в процессе аккреции и последующей коллизии, вполне допустима мобильность ряда элементов. Наиболее подвижными элементами считаются LILE, а менее подвижными элементами считаются REE и HFSE, а также некоторые переходные металлы (Winchester, Floyd, 1977; Ludden et al., 1982; Rollinson, 1993 и др.). Для петрогенетических и геодинамических интерпретаций в данной работе не использовались образцы с высокими значениями П.П.П. (см. Главу 3), а также повышенной положительной европиевой аномалией (Eu/Eu^*), что также может являться признаком высокой степени вторичных изменений (Sun, Nesbitt, 1978; Michard et al., 1983; Gruau et al., 1998). Перед тем, как обсуждать процессы частичного плавления, фракционной кристаллизации и типы мантийных источников пород на основе геохимических и изотопных характеристик, нужно оценить, насколько процессы коровой контаминации и вторичных изменений повлияли на состав материнского расплава и породы.

6.1.1. Влияние вторичных изменений

Преобладающее количество изученных магматических пород Итмурундинской и Тектурмасской складчатых зон претерпело изменения в условиях гидротермального метаморфизма морского дна (зеленосланцевая фация), о чем свидетельствует присутствие вторичных минералов в шлифах (см. Главы 3, 4; рис. 3.2А, Б; 5.1Б). Для многих образцов характерны повышенные значения П.П.П. (прилож. 4, 5), которые как правило связаны с образованием водосодержащих минералов. На графиках зависимости порообразующих оксидов от П.П.П. видна слабая положительная корреляция по отношению к MgO (рис. 6.1А). В шлифах это подтверждается практически полным отсутствием «свежих» оливинов, при этом отмечаются их реликты с замещением серпентином или хлоритом. Для средне-Ti базальтов ИСЗ (MORB-тип) характерны более высокие коэффициенты корреляции П.П.П. и MgO (0.84).

Базальты СОХ, к которым близки по составу средне-Ті базальты, изливаются исключительно в подводных условиях. Слабее корреляция выражена для высоко-Ті базальтов (ОІВ-тип; 0.64 для ИСЗ, 0.68 для ТСЗ), которые близки по составу к ОІВ – базальтам внутриокеанических поднятий, которые могут изливаться как в подводных, так и в надводных условиях. Для низко-Ті пород (надсубдукционный тип) такая корреляция практически отсутствует (0.34 для ИСЗ, 0.5 для ТСЗ), т.к. эффузивы магматических дуг изливаются почти исключительно в наземных условиях.

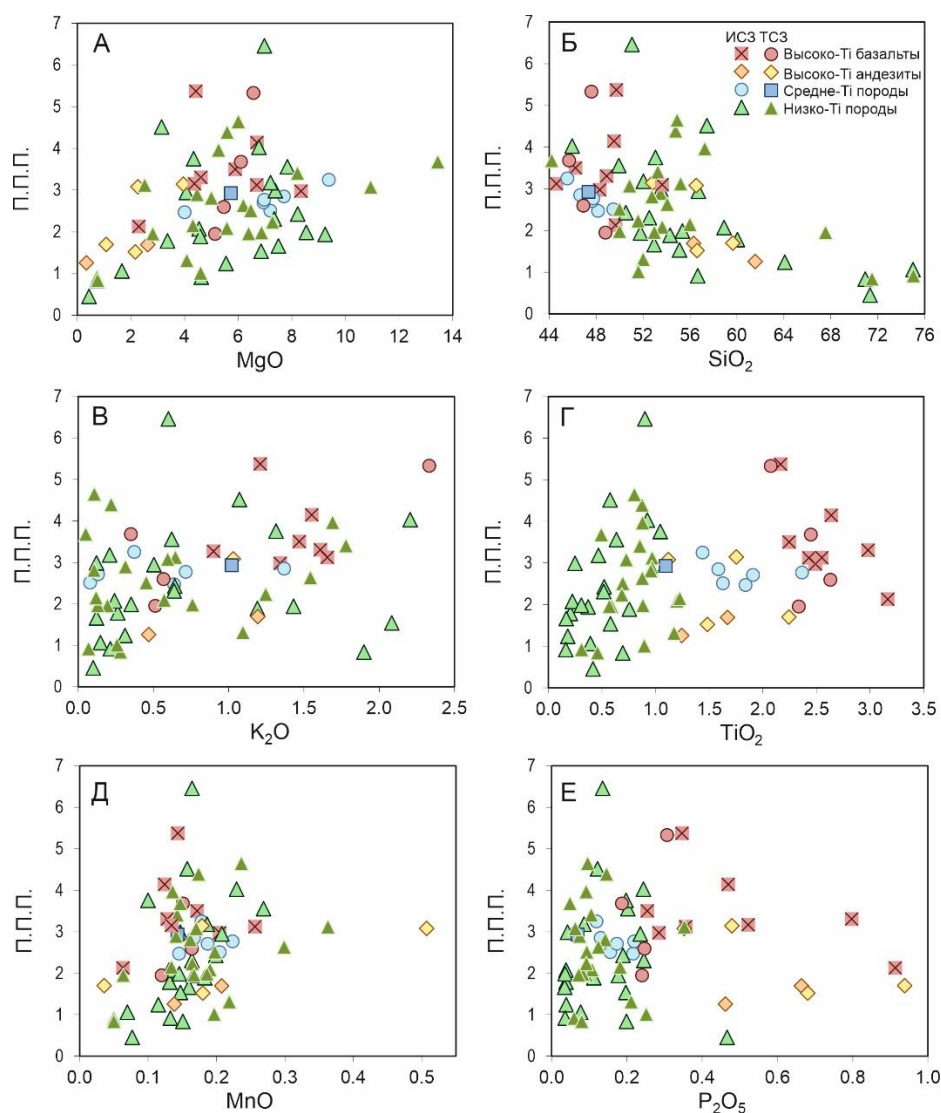


Рис. 6.1. Бинарные диаграммы породообразующие оксиды – П.П.П. для пород разных групп ИСЗ и ТСЗ.

Уменьшение П.П.П. с увеличением кремнезема (рис. 6.1Б) характерно для всех типов пород, что объясняется различной устойчивостью породообразующих минералов, т.е. чем кислее порода, тем менее она подвержена вторичным изменениям. Коэффициенты корреляции между SiO₂ и П.П.П. варьируют от средних до высоких значений (от –0.55 до –0.91). На графике П.П.П. – K₂O (рис. 6.1В) трендов не отмечается ни для одной из групп, что подтверждает низкую подвижность калия для исследуемых пород. Также для всех групп нет явных трендов на графиках

TiO₂, MnO, P₂O₅ – П.П.П. (рис. 6.1Г-Е), что позволяет использовать содержания этих оксидов для геодинамических интерпретаций (см. раздел 6.3).

Низкая подвижность HFSE и REE (исключая Eu) в изученных породах при процессах их гидротермального изменения подтверждается графиками межэлементных взаимоотношений содержаний Th, Nb, Ta и La (рис. 6.2). Графики относительно циркония, одного из самых малоподвижных элементов, показывают нормальные тренды роста концентраций Th, Nb, Ta и La для абсолютного большинства исследуемых пород (рис. 6.2А-Г). Также отношения данных элементов ни для одной из групп пород не коррелируют с П.П.П., химическим индексом выветривания (CIA – chemical index of alteration; Nesbitt, Young, 1982) или с отношением Eu/Eu* (рис. 6.2Д-З). В случае некоторых образцов, для которых аномалия по Eu больше 1 (рис. 6.2Ж), можно предполагать более сильное, чем для других, влияние вторичных изменений (Michard et al., 1983; Gruau et al., 1998).

6.1.2. Вклад корового материала

В работе (Pearce, 2008) обсуждены три механизма появления корового компонента в базальтах: 1) субдукция (прямое обогащение мантийного клина флюидами/расплавами при погружении океанической плиты); 2) коровая контаминация («заражение» материалом континентальной коры магмы во время ее подъема); 3) рециклинг коры (вовлечение в магмогенез корового вещества, ранее погруженного в мантию и вошедшего в состав долгоживущих резервуаров). Предполагаемая автором геодинамическая позиция низко-Ti разновидностей пород (надсубдукционный тип) подразумевает обязательное обогащение коровым компонентом. Вопрос различения вклада субдукции (1) и коровой контаминации (2) в этих породах будет детально рассмотрен в разделе 6.2. В рамках настоящего раздела будет оценен вклад механизма коровой контаминации (2) для средне-Ti (MORB-тип) и высоко-Ti (OIB-тип) пород, генетически связанные с мантийными расплавами.

Первое свидетельство отсутствия процессов коровой контаминации в формировании высоко-Ti пород устанавливается по значениям отношений несовместимых элементов Ce/Pb и Nb/U, потому что их фракционирование в процессе частичного плавления минимально (Hofmann et al., 1986). Значения отношений Ce/Pb и Nb/U для современных океанических базальтов (MORB и OIB) равны 25 ± 5 и 47 ± 10 соответственно (Hofmann et al., 1986), что гораздо выше, чем для средних значений континентальной коры (Ce/Pb = 3.9, Nb/U = 6.2; Rudnick, Gao, 2003). Средние значения отношений Ce/Pb и Nb/U для высоко-Ti базальтов ИСЗ составляют 12.7 и 35.6, а для высоко-Ti базальтов ТСЗ – 16.4 и 46.4 соответственно (прилож. 4, 5). Для более кислых высоко-Ti разновидностей эти значения также намного выше таковых для континентальной коры (Ce/Pb = 38.5,

$Nb/U = 30.4$ для ИСЗ; $Ce/Pb = 17.5$, $Nb/U = 44.1$ для ТСЗ; прилож. 4, 5). Таким образом, значения отношений Ce/Pb и Nb/U для изученных пород в целом немного ниже, чем для современных океанических базальтов, но они достаточно высоки для подтверждения отсутствия коровой контаминации. Также в процессе контаминации коровым материалом базальтового расплава увеличение концентраций Nb не должно сопровождаться увеличением концентраций TiO_2 , что хорошо продемонстрировано для контаминированных внутриплитных пород Южно-Китайского кратона (рис. 6.3А; Xu et al., 2017). Для абсолютного большинства океанических базальтов ИСЗ (коэффициенты корреляции: 0.96 для средне-Ti, 0.80 для высоко-Ti) и ТСЗ (0.96 для высоко-Ti) такая корреляция характерна (рис. 6.3А).

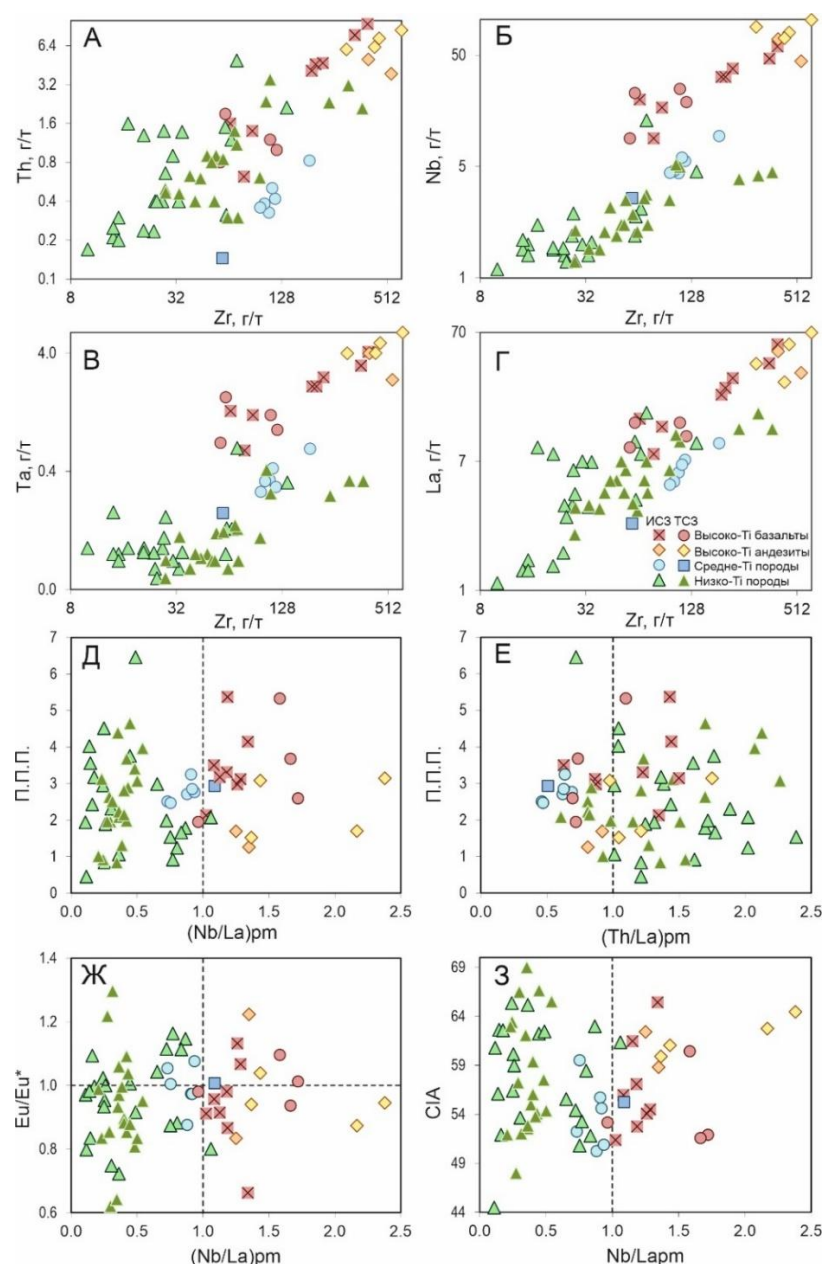


Рис. 6.2. Диаграммы в координатах: концентрации Zr к Th (А), Nb (Б), Та (В), La (Г) в г/τ; Д, Е – $(Nb/La)_{PM}$ и $(Th/La)_{PM}$ к потерям при прокаливании (П.П.П.), Ж – $(Nb/La)_{PM}$ к Eu/Eu^* ; 3 – $(Nb/La)_{PM}$ к химическому индексу измененности (CIA) для пород разных групп ИСЗ и ТСЗ.

Учитывая, что значения отношения $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ в верхней коре и континентальной коре в целом больше 1, а в нижней коре близко к 1, а значения отношений $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ значительно ниже 1 (Taylor, McLennan, 1995), то контаминация континентальной корой базальтовых расплавов должна отражаться на расположении точек составов пород на диаграмме $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} - (\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ в IV квадранте (рис. 6.3Б). Абсолютное большинство изученных океанических пород ИСЗ и ТСЗ не попадают в данный квадрант; в нем располагаются только низко-Ti (надсубдукционные) породы, а также, например, контаминированные коровым материалом нижнепалеозойские внутриплитные габбро и диориты Южно-Китайского кратона (Xu et al., 2017). Более того, внутри групп пород ИСЗ и ТСЗ нет никакой корреляции увеличения концентрации $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ с понижением концентрации $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$. Высоко-Ti породы (как базальты, так и более кислые разновидности) располагаются преимущественно в квадрантах обогащения Nb (I) или Nb и Th (II), а средне-Ti вблизи точки N-MORB (III квадрант) (Sun, McDonough, 1989; рис. 6.3Б).

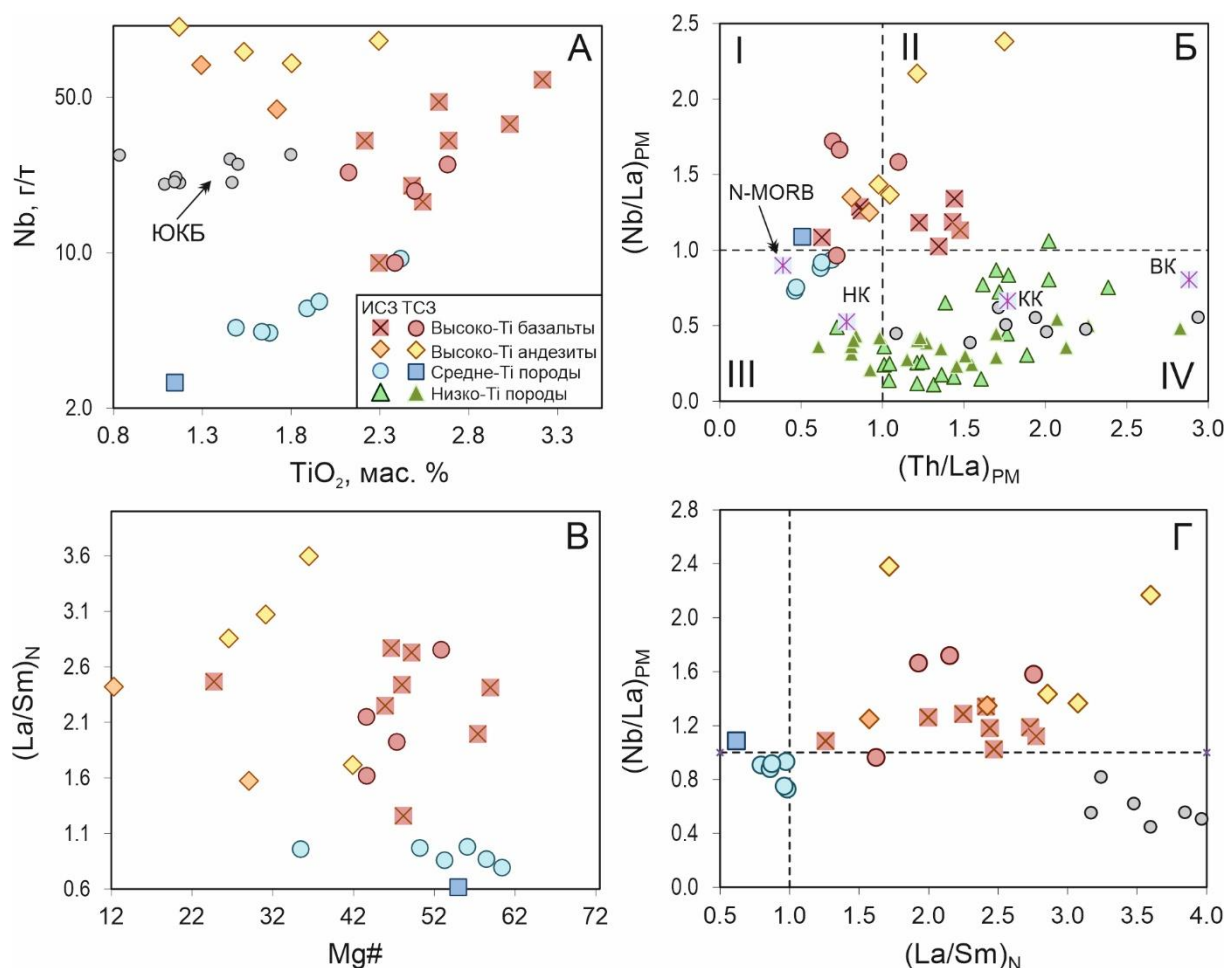


Рис. 6.3. Диаграммы в координатах: А – TiO_2 к Nb, г/г; Б – $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ к $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$; В – Mg# к $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$; Г – $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ к $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ для пород разных групп ИСЗ и ТСЗ. Пунктирные линии – значения для примитивной мантии. НК – нижняя кора; КК – континентальная кора в целом; ВК – верхняя кора; значения даны по (Taylor, McLennan, 1995). ЮКБ – контаминированные внутриплитные габбро и диориты Южно-Китайского блока (Xu et al., 2017).

Дополнительными признаками коровой контаминации являются снижение магнезиальности с увеличением $(La/Sm)_N$ и обратная зависимость отношений $(La/Sm)_N$ и $(Nb/La)_{PM}$ (Puchtel et al., 1997; Hollings, Kerrich, 1999; Polat et al., 2006; Said, Kerrich, 2009). Как видно на рисунке 6.3В-Г для исследуемых океанических пород таких корреляций в пределах групп не наблюдается, в отличие от контаминированных пород Южно-Китайского кратона, коэффициент корреляции $(La/Sm)_N$ и $(Nb/La)_{PM}$ для которых равен -0.72 . Также исключает влияние коровой контаминации на состав исследуемых океанических пород и значения $\epsilon Nd(t)$, которые являются положительными даже для более кислых разностей (табл. 7, 8). Таким образом, по всем представленным данным для средне- и высоко- Ti пород ИСЗ и ТСЗ влияние процессов коровой контаминации не предполагается. Возможное присутствие корового компонента в мантийном источнике пород за счет механизма рециклинга будут обсуждены в разделе 6.2 (Мантийные источники магматических пород и степени их плавления).

6.1.3. Фракционная кристаллизация

Высоко- Ti , средне- Ti и низко- Ti группы магматических пород были выделены и в Итмурундинской и в Тектурмасской складчатых зонах на основе петрохимических и геохимических данных (см. Главу 5). Различный химический состав предполагает разные сценарии процессов фракционной кристаллизации исходных расплавов для каждой группы. Высоко- Ti базальты характеризуются самыми низкими отношениями концентраций Zr/Nb (3.2–8.7 для ИСЗ, 2.6–6.3 для ТСЗ; прилож. 4, 5) и самыми высокими концентрациями Nb , La и Sm (рис. 5.4И-Л; 5.11И-Л). Для базальтов этой группы возможно фракционирование оливина и ортопироксена, поскольку присутствуют вкрапленники этих минералов и корреляционные тренды на графиках SiO_2 и Fe_2O_3 к MgO (рис. 5.4А, В; 5.11А, В). Отсутствие заметного минимума по Eu на редкоземельных спектрах исключает значительное фракционирование плагиоклаза (рис. 5.5А; 5.12А). Более кислые высоко- Ti разновидности отличаются от высоко- Ti базальтов повышенными концентрациями редких элементов, а также наличием на спайдер-диаграммах минимумов по Ti (рис. 5.5Б; 5.12Б), что предполагает фракционирование $Fe-Ti$ оксидов.

Средне- Ti базальты и габбро характеризуются средними отношениями концентраций Zr/Nb (18.7–24.8 для базальтов ИСЗ, 22.5 для габбро ТСЗ; прилож. 4, 5), при этом концентрации редких элементов в них немного выше, чем в N-MORB для ИСЗ, но практически такое же для ТСЗ (рис. 5.5В, Г, 5.12В, Г; Sun, McDonough, 1989). Для средне- Ti базальтов отмечается корреляционный тренд только на графике CaO к MgO (рис. 5.4Г), что предполагает фракционирование клинопироксена, но не плагиоклаза, поскольку отсутствуют минимумы по Eu

на спектрах REE. На спайдер-диаграммах присутствуют небольшие минимумы по Ti, что предполагает умеренное фракционирование Fe-Ti оксидов (рис. 5.5Г; 5.12Г).

Наиболее разнообразная группа от основных до кислых низко-Ti разновидностей характеризуется более низкими концентрациями несовместимых элементов (рис. 5.4И-Л; 5.11И-Л), особенно, Nb и Sm, и, как следствие, самыми высокими отношениями Zr/Nb (11.3–50.8 для ИСЗ, 20.0–82.6 для ТСЗ; прилож. 4, 5). Широкий диапазон содержаний MgO (рис. 5.4; 5.11) при наличии оливина, хотя и измененного (рис. 5.1Б; 5.8Б), а также наличие кристаллизационных трендов на графиках MgO – SiO₂ и MgO – Fe₂O₃ (5.4А, В; 5.11А, В) предполагают фракционирование оливина или ортопироксена для низко-Ti базальтов и андезибазальтов. Отрицательные аномалии по Ti и Nb на спайдер-диаграммах для низко-Ti пород (рис. 5.5Е; 5.12Е), присутствие магнетита в шлифах (рис. 5.1Б-Г; 5.8В, Г), а также широкий разброс значений Al₂O₃/TiO₂ (13.9–92.7 для ИСЗ; 11.1–38.7 для ТСЗ; прилож. 4, 5) предполагают фракционирование Fe-Ti оксидов. Тренды фракционирования кальций-содержащих минералов, таких как клинопироксен и плагиоклаз, видны на графиках MgO – CaO (рис. 5.4Г; 5.11Г). Фракционирование плагиоклаза также фиксируется и на спектрах REE в виде отрицательной аномалии по Eu, присутствующей в более кислых образцах (от андезитов до риолитов) низко-Ti группы: Eu/Eu*_{ср.} = 0.84 (ИСЗ), 0.6 (ТСЗ).

Особый случай представляет продатированный (452 млн лет) низко-Ti риолит (TKS-21-63; рис. 5.13Е), который характеризуется не только самым высоким значением εNd(t) по породе (+10.8), но и крайне высокими значениями εHf(t) в цирконах: от +17.6 до +19.3 (рис. 5.14А, Г). Такие высокие значения εHf(t) в цирконе может быть следствием фракционирования циркона в высокоглиноземистых гранитных магмах, в которых D_{Zr}/D_{Hf} может достигать низких значений (от 0.5 до 0.2; Linnen, Keppler, 2002). При магматической кристаллизации повышенное молярное соотношение Al / (Ca + Na + K) > 1.0 (индекс ASI (Alumina Saturation Index – индекс насыщения глиноземом) > 1.0) приведет к уменьшению D_{Zr}/D_{Hf} в цирконах ранних стадий кристаллизации, а его фракционирование к обогащению гафнием цирконов поздних стадий кристаллизации. Также высокие концентрации могут быть связаны с низкой температурой высокоглиноземистого расплава (Linnen, Keppler, 2002; Yin et al., 2013). На диаграмме A/CNK – A/NK точка состава риолита (TKS-21-63) попадает в область пералюминиевых разностей (прилож. 6Б), а значения индекса ASI = 1.1, что позволяет относить данную породу к глиноземистой (прилож. 5). Крайне высокие значения εHf(t) в цирконе описаны в тефрах Идзу-Бонинской внутриокеанической островной дуги, источником которых являлась сильно истощенная гарцбургитовая мантия (Straub et al., 2010).

6.1.4. Сравнение редкоэлементных характеристик пород с опубликованными данными

Характер спектров на спайдер-диаграммах высоко-Ті базальтов ИСЗ и ТСЗ схож с таковым для базальтов итмурундинской и карамурунской свит соответственно (рис. 6.4А, Б), (Khassen et al., 2020; Safonova et al., 2020; Degtyarev et al., 2020, 2022). Но для высоко-Ті базальтов ИСЗ по данным соискателя характерен бо́льший разброс по редкоэлементному составу, чем для базальтов итмурундинской свиты по данным К.Е. Дегтярева с соавторами (Degtyarev et al., 2020; рис. 6.4А), а спектры базальтов карамурунской свиты по данным из работы (Degtyarev et al., 2020) в целом выше, чем таковые для высоко-Ті базальтов ТСЗ (рис. 6.4Б), приведенные в данной диссертации, однако формы спектров однообразны и близки к ОІВ (рис. 6.4А, Б). Высоко-Ті андезиты как в ИСЗ, так и в ТСЗ были выявлены автором диссертационной работы с коллегами впервые (Гурова и др., 2022; Safonova et al., 2025).

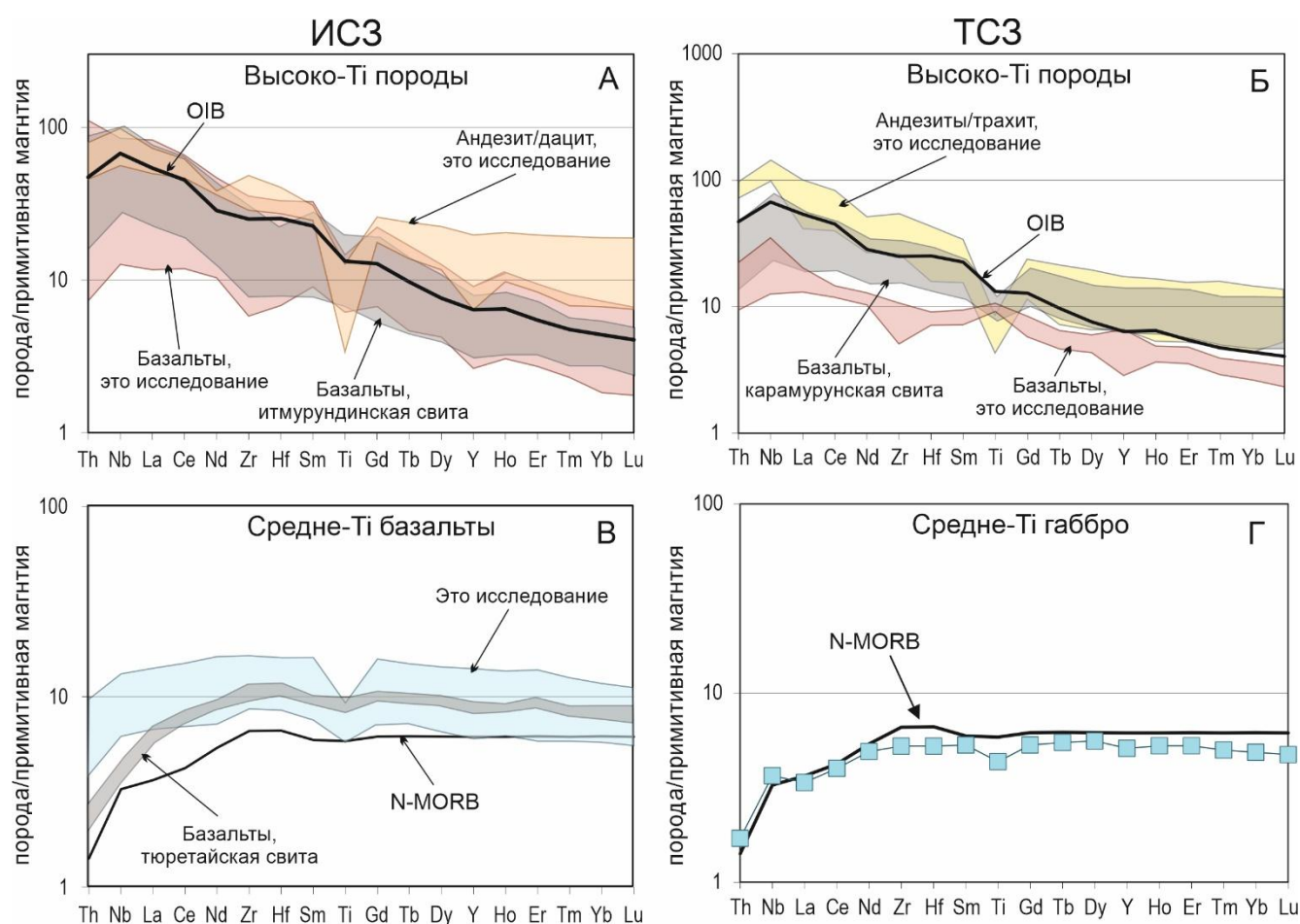


Рис. 6.4. Спайдер-диаграммы для высоко и средне-Ті пород ИСЗ (А, В) и ТСЗ (Б, Г) в сравнении с породами, проанализированными в работах (Degtyarev et al., 2020, 2022).

Спектры средне-Ті базальтов ИСЗ схожи с таковыми для базальтов тюретайской свиты (рис. 6.4В), описанной в литературе как свита базальтов MORB-типа (Degtyarev et al., 2020).

Однако разброс значений REE для изученных средне-Ti базальтов выше, чем для базальтов тюретайской свиты, представленных в работе (Degtyarev et al., 2020). В ТСЗ габбро, состав которого практически совпадает с таковым N-MORB (рис. 6.4Г), было обнаружено автором диссертационной работы с коллегами впервые (Гурова и др., 2022; Safonova et al., 2025).

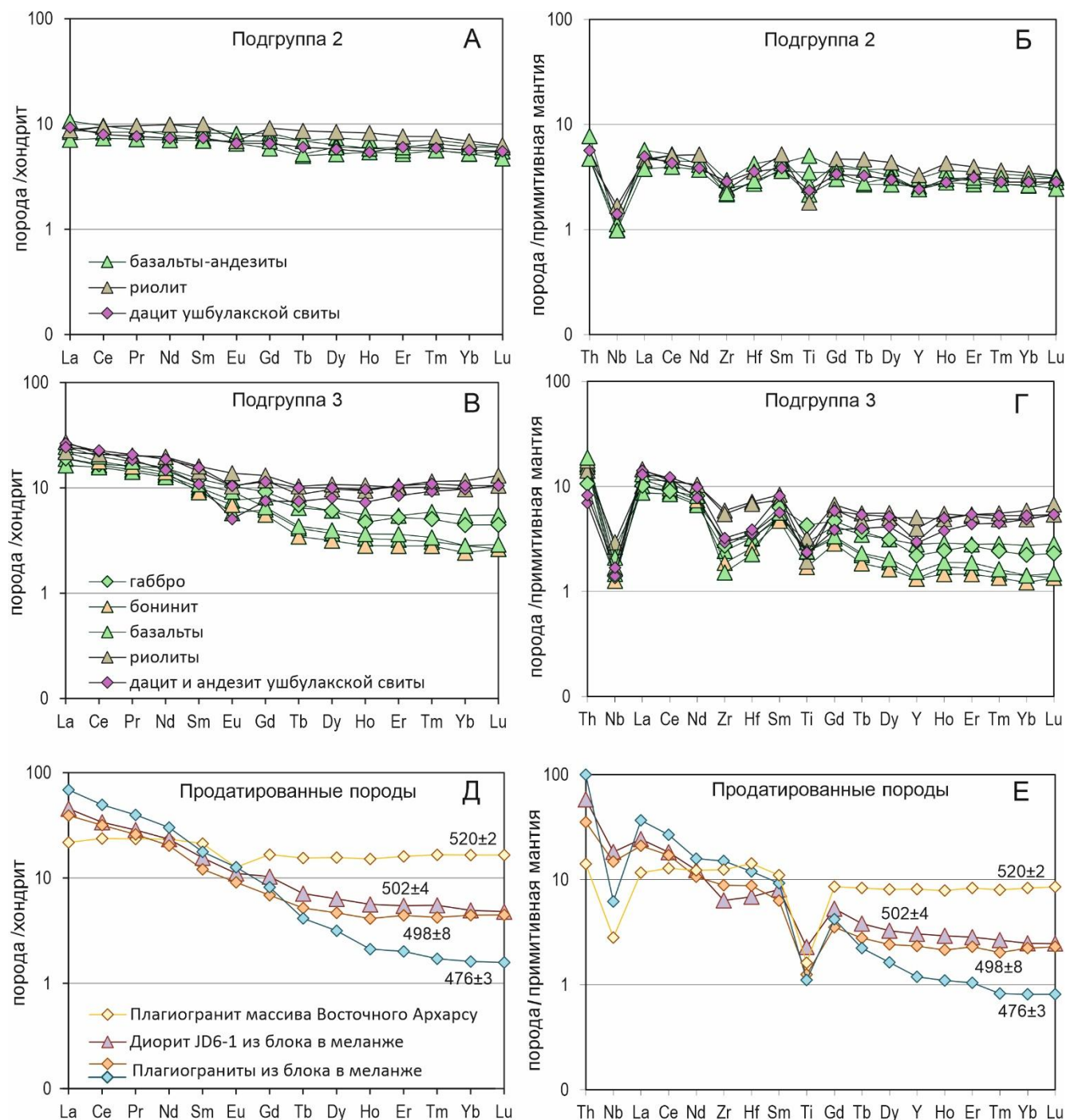


Рис. 6.5. Спектры редкоземельных элементов (А, В, Д) и спайдер-диаграммы (Б, Г, Е) для низко-Ti пород ИСЗ в сравнении с породами, проанализированными в работе (Degtyarev et al., 2021). Цифры – возраст (млн лет).

Редкоэлементные характеристики низко-Ti пород второй и третьей подгрупп ИСЗ подобны андезитам и дацитам ушбулакской свиты (рис. 6.5А-Г), выделенной группой К.Е. Дегтярева впервые в поле распространения итмурундинской свиты на ЮЗ горы Обалы (30 км на СВ от оз. Балхаш) и охарактеризованной ими как свита островодужного генезиса (Degtyarev et al., 2021). При этом на протяжении всей ИСЗ ранее не было найдено пород, схожих по редкоэлементному составу с первой подгруппой, т.е. автор диагностировал таковые впервые (рис. 5.5А, Б). Спектры роговообманкового диорита (JD6-1) из блока в меланже с возрастом 502 млн лет идентичны таковым плагиогранита с возрастом 498 млн лет, что в работе (Degtyarev et al., 2021) описывается как порода, образованная в островодужной обстановке. Плагиогранит массива Восточный Архарсу, имеющий более древний возраст (520 млн лет), отличается от других более пологими спектрами редкоземельных и редких элементов, а также отсутствием минимума по Zr-Hf (рис. 6.5Д, Е). Этот массив интерпретируется как останец более древней надсубдукционной офиолитовой ассоциации, образованной в процессе преддугового спрединга (Degtyarev et al., 2021). Изученные габбро и диориты имеют редкоэлементные характеристики отличные от таковых массива Восточный Архарсу (рис. 5.5).

Между низко-Ti породами Тектурмасской и Базарбайской подзон ТСЗ не было выявлено явных отличий, которые позволили бы рассматривать их отдельно, но внутри низко-Ti группы, так же как и в случае ИСЗ, были выявлены разные типы спектров редких элементов (рис. 5.13). Поэтому сравнение с опубликованными данными проводилось именно по характеру спектров (рис. 6.6). Базальты, андезибазальты и габбро первой подгруппы по характеру распределения редких элементов более всего походят на островодужные базальты кузекской свиты (Degtyarev et al., 2022): пологие спектры REE, отсутствие выраженного обеднения Zr-Hf (рис. 6.6А, Б). Спектры пород второй подгруппы идентичны габбро, отнесенных к Тортаульским офиолитам надсубдукционного генезиса (рис. 6.6В, Г; Degtyarev et al., 2022).

Что касается гранитоидов, продатированных в работе (Degtyarev et al., 2022), спектры риолита (459 млн лет) и гранита (452 млн лет) Базарбайской подзоны данной диссертации соответствуют таковому плагиогранита из меланжа надсубдукционных Базарбайских офиолитов (453 млн лет). Плагиогранит (473 млн лет), отнесенный к Тортаульским офиолитам, имеет отличный от всех остальных характер распределения редких элементов: ниже концентрации LREE и особенно HREE, а также менее выраженная отрицательная аномалия по Nb (рис. 6.6Д, Е). Его связь с Тортаульскими габбро не столь очевидна по ряду причин. Во-первых, в работе (Degtyarev et al., 2022) не указано, где конкретно отбирались габбро Тортаульских офиолитов. Во-вторых, U-Pb возраст габбро не определен. В-третьих, если предположить частичное плавление этих габбро (Degtyarev et al., 2022), то их состав не сможет дать расплав со столь значительными отличиями редкоэлементных отношений, например, $(Nb/La)_{PM}$ (0.2-0.3 – габбро;

1.2 – плагиогранит; Degtyarev et al., 2022), а также концентрации HREE в плагиограните на уровне или даже ниже, чем в габбро. И в-четвертых, при детальном анализе было обнаружено, что некоторые образцы Базарбайских габбро идентичны по редкоэлементному составу Тортаульских габбро (Degtyarev et al., 2022). Поэтому возможно отнесение данных пород ТСЗ к той или иной офиолитовой ассоциации (Тортаульская или Базарбайская) требует пересмотра.

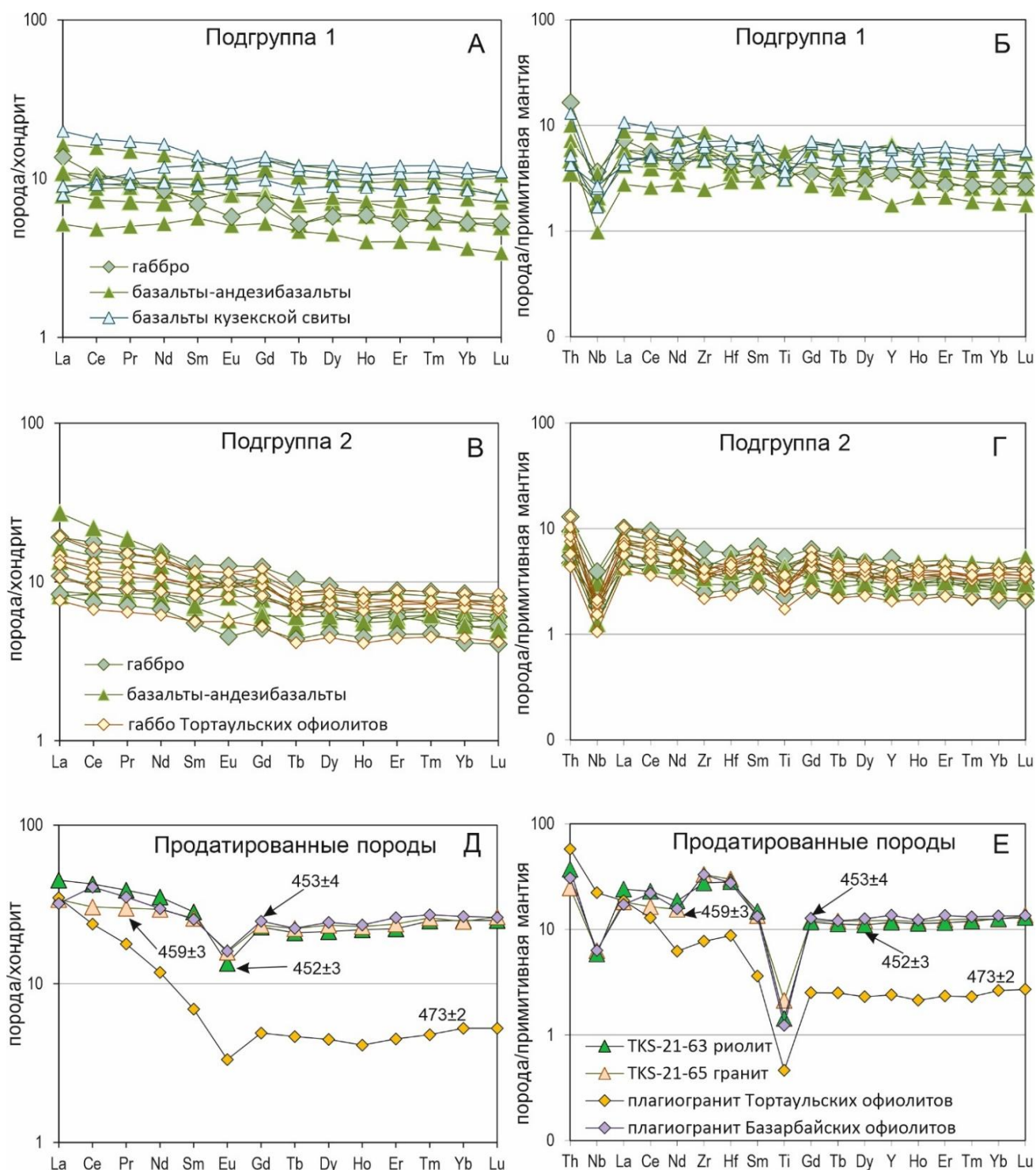


Рис. 6.6. Спектры редкоземельных элементов (А, В, Д) и спайдер-диаграммы (Б, Г, Е) для низко-Тi пород ТСЗ в сравнении с породами, проанализированными в работе (Degtyarev et al., 2022). Цифры – возраст (млн лет).

6.2. Мантийные источники магматических пород и степени их плавления

Высоко-Ti базальты характеризуются обогащенными LREE и дифференцированными HREE спектрами, максимумами по Nb на спайдер-диаграммах (рис. 5.5А, Б, 5.12А, Б), близких к кривой OIB (Sun, McDonough, 1989). Дифференцированные HREE предполагают их происхождение из гранат-содержащего мантийного источника (Hirschman, Stolper, 1996). Средние до высоких положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ (+4.7 для ИСЗ; +3.5...+6.7 для ТСЗ) и повышенные относительно средне-Ti пород отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (19.0 для ИСЗ и 19.8 для ТСЗ) указывают на компоненты DM и HIMU в источниках исходных магм (Zindler, Hart, 1986; рис. 5.7, 5.14). На графике Nb/Yb – Th/Yb высоко-Ti базальты располагаются в пределах мантийного тренда вблизи точки OIB (рис. 6.7А), а на графике TiO_2/Yb – Th/Nb в поле OIB (рис. 6.7Б; Pearce et al., 2021). Особую подгруппу составляют более кислые высоко-Ti разновидности (андезит и дацит из ИСЗ и андезиты и трахит из ТСЗ) (рис. 5.2А, В, 5.9А, В), которые также характеризуются повышенными концентрациями Zr, Nb, La и Sm (прилож. 1; рис. 5.43-Л, 5.113-Л) и редкоземельными и мультиэлементными спектрами близкими к OIB, но с минимумами по Ti (рис. 5.5А, Б, 5.12А, Б). Их изотопные характеристики в системах Sm-Nd ($\epsilon\text{Nd}(t)$ = +6.2 для ИСЗ и $\epsilon\text{Nd}(t)$ = +2.0...+4.7 для ТСЗ) и Pb-Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 22.8 для ТСЗ) указывают на такой же смешанный источник (DM и HIMU), что и для высоко-Ti базальтов (рис. 5.7, 5.14А-В). Считается, что мантийный источник HIMU появился в результате процессов субдукции и переработки океанической коры, не успевшей гомогенизироваться с остальной частью мантии (Chauvel et al., 1992 и др.). На диаграмме Nb/Yb – Th/Yb (рис. 6.7А) высоко-Ti андезиты располагаются в пределах мантийного тренда близко к точке OIB (Sun, McDonough, 1989) или немного выше него (Pearce, 2008), где также располагаются базальты и андезит внутриплитных океанических островов Тристан-да-Кунья (Weit et al., 2017). Обогащенный характер базальтов и щелочных андезитов, проявляющийся в их положении немного выше мантийного тренда, может быть следствием присутствия рециклингового (3) корового компонента в источнике их генерации (Pearce, 2008; п.п. 6.1.2).

Средне-Ti базальты (ИСЗ) и габбро (ТСЗ) по составу близки к «классическим» N-MORB (рис. 5.5В, Г, 5.12В, Г). Они характеризуются в среднем самыми высокими среди остальных базальтов значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ (+4.6...+7.7 для базальтов ИСЗ и +8.1 для габбро ТСЗ) и самыми низкими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.5 для базальтов ИСЗ и 18.9 для габбро ТСЗ), что указывает на истощенный источник типа DM (рис. 5.7, 5.14). На диаграмме Nb/Yb – Th/Yb средне-Ti породы попадают в поле мантийного тренда возле точки MORB, а на диаграмме TiO_2/Yb – Th/Nb в поле MORB (рис. 6.7А, Б).

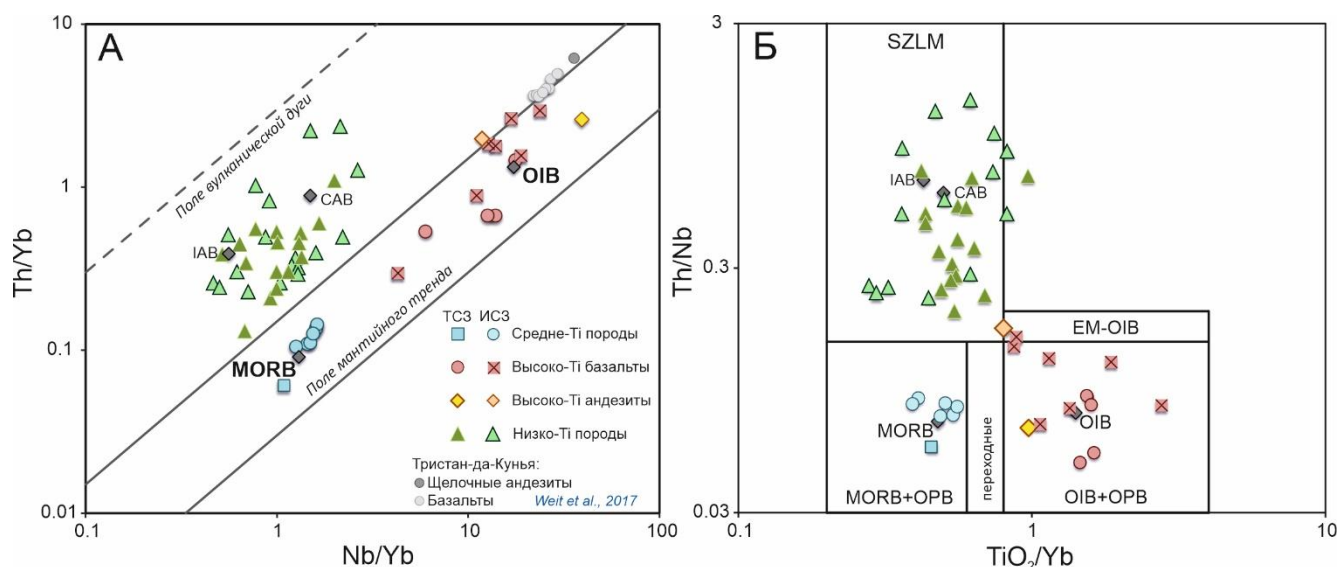


Рис. 6.7. Диаграмма Nb/Yb – Th/Yb (А), и TiO₂/Yb – Th/Nb (Б), отражающие вклад корового компонента и наличие граната в мантийном источнике (Pearce et al., 2021 с изменениями из Pearce, 2008). IAB – островодужные базальты; CAB – известково-щелочные базальты; SZLM (Subduction-Modified Lithospheric Mantle) – субдукционно-модифицированная литосферная мантия.

Повышенные значения Th относительно Nb и TiO₂ располагают точки составов исследуемых низко-Ti пород на диаграммах Пирса (Pearce, 2008) выше линии мантийного тренда, но параллельно ему, в область вулканической дуги (рис. 6.7А) и в поле субдукционно-модифицированной литосферной мантии (рис. 6.7Б). Положение точек низко-Ti пород параллельно мантийному тренду указывает на присутствие корового компонента в источнике за счет процесса субдукции (1), а не коровой контаминации (2) (Pearce, 2008; п.п. 6.1.2). Выше было показано выделение трех подгрупп спектров для низко-Ti пород ИСЗ и ТСЗ (рис. 5.5), которые могут отражать эволюцию одной островодужной системы, как это было описано, например, для Идзу-Бонин-Марианской дуги. Переход от повышенных концентраций Zr-Hf и менее выраженного минимума по Nb в протодуге (50 млн лет), через плоские спектры REE к умеренному Nb минимуму, а потом и к сильному истощению всех HFSE в современной активной дуге объясняется различными вкладами двух типов мантий: Индийская (Indian-type mantle) и Тихоокеанская (Pacific-type mantle), а также изменением субдукционного режима (Pearce, 1999). Для изученных низко-Ti пород хотя и предполагается влияние в разной степени обогащенных редкими элементами мантийных источников, но однозначно изотопно деплетированных ($\epsilon\text{Nd}(t) = +5.0... +7.1$ для ИСЗ; $+6.0...+10.8$ для ТСЗ; $\epsilon\text{Hf}(t) = +17.6...+19.3$ для риолита ТСЗ) и с добавлением субдукционного компонента (рис. 6.7Б).

Лавы OIB-типа могут быть получены как из деплетированных (в разной степени истощенных), так и из обогащенных мантийных источников (5.14Б, В), но магматические породы внутриокеанических дуг обычно образуются только из истощенных источников (рис. 5.7А, 5.14А, Г). В западной части ЦАСП большинство раннепалеозойских магматических формаций,

образовавшихся в надсубдукционных обстановках, характеризуются положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$, т. е. были получены из деплетированных мантийных источников (табл. 10).

Таблица 10. Сводная характеристика изотопного состава кембро-ордовикских пород ЦАСП.

Регион	Комплекс	Порода	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	Возраст, млн лет	Ссылка
Западная Джунгария, СЗ Китай						
Тангбале-Майле	Массивы с севера озера Айби	Диорит	+6.4...+6.7	–	532 ± 4	Zheng et al., 2020
		Qtz-диорит	+6.8...+8.0	–	505 ± 3	
	Массивы Юшитаси	Диорит	+3.4...+6.4	–	501 ± 3	Xu et al., 2012
		Гранит	+6.8...+8.3	–	493 ± 5	
	Массив Шангдебулак	Диорит	+6.0	–	488 ± 5	Zheng et al., 2020; Ren et al., 2014
	Массивы гор Сэйлинохай	Гранит	+5.7...+7.2	–	514 ± 2	
		Гранит	+7.4	–	509 ± 2	
		Диорит	+5.1...+6.4	–	500 ± 2	
		Габбро	+5.3...+6.1	–	495 ± 9 498 ± 2	
СЗ Джунгария	Офиолиты Чагантаолегаи	Диорит	+4.4...+4.6	+10.2...+14.7	503 ± 2	Yang et al., 2019b
		Гранит	+3.7...+4.6	+10.5...+13.7	481 ± 3	
		Гранит	+2.2...+2.4	+9.5...+15.0	435 ± 2	
		Гранодиорит	+2.8...+3.0	+10.5...+14.0	428 ± 2	
	Офиолитовый меланж Хабуксеар	Риолит	–	+12.1...+15	435 ± 2	Yang et al., 2018; Yang et al., 2019a
Чингиз-Тарбагатайская зона	Офиолиты Чагантаолегаи	Метагаббро	+0.8...+9.5	–	519 ± 3 517 ± 3	Zhao, He, 2014
Центральный Казахстан						
Бошекульская зона	Бошекульская группа	Дациит	+6.2	+9.7...+17	502 ± 2	Shen et al., 2015
		Тоналит	+4.9...+5.7	+10.6...+17.2	489 ± 3	
		Базальт	+5.6...+6.7	–	–	
		Андезит	+5.4...+5.9	–	–	
Байдаулет-Акбастау	Маикаин-Кызылтаская зона	Андезит	–	+4.3...+14.8	459 ± 5	Pan et al., 2015
Чингизский сегмент	Центрально-Чингизская зона	Базальт	+5.0...+5.6	–	470 (м/ф*)	Дегтярев, 2012
		Гранодиорит	+4.1	–	470 (м/ф*)	
	Чунайская зона, абаевская свита	Базальт	+4.2...+6	–	465 (м/ф*)	
		Дациит	+1.5...+4.4	–	480 (м/ф*)	
		Гранодиорит	+3.5...+3.4	–	450 (м/ф*)	
ИСЗ	Меланж Кентерлау	Диорит	+4	–	502 ± 4	Safonova et al., 2020
	Итмурундинские офиолиты	Базальт	+7.8	–	470 (м/ф*)	
		Габбро	+4.7...+9.2	–	–	
	Итмурундинский АК	Песчаник, казыкская св.	+0.9	+9.2...+14.9	507-458	Safonova et al., 2022

		Песчаник, итмурундинская св.	+5.3	+13.3...+14.5	473-452	
		Песчаник, тюретайская св.	−7.2	−11.4...+7.7	470-437	
ТСЗ	Тортаульские офиолиты	Гранит, тоналит	+3.0...+5.6	–	485 (м/ф*)	Khassen et al., 2020
	Базарбайские офиолиты	Диорит, базальт	+7.4...+7.7	–	465 (м/ф*)	
	Базарбайская св.	Песчаник	+7.7	–	437	
	Успенская подзона, силурийская олистострома	Песчаник	+2.3...+2.5	+8...+18.4	440	Safonova, Perfilova, 2023
	Нуринская подзона, ермекская св.	Песчаник	−2.3	−3...+6.9	440	
Горный Алтай						
Горно- Алтайский террейн	Горно-Алтайская серия	Метапесчаник	–	−9.3...+16.1	520-463	Chen et al., 2015
		Метапесчаник	–	−5.9...+17.5	515-455	
		Турбидит	+4.4...+5.4	–	520-500 (м/ф*)	Крук и др., 2010
	Засурынская серия	Песчаник	+1.3...+9.3	+3.8...+19.2	500-485	Safonova et al., 2024
Чарыш-Теректа- Улаган-Саянская сутурная зона	Телетский комплекс	Метапесчаник	−1.4...+0.6	−18...+12.4	517-504	Chen et al., 2016
				−1.6...+7.4	492-472	
	Уймонская св.	Метабазальт	+3.3...+9.8	–	500 (м/ф*)	Крук и др., 2010
Салаир	Печанская св.	Песчаник	+4.7	–	500 (м/ф*)	Крук и др., 2010
Северный Тянь-Шань, Киргизия						
Киргизский хребет	Сон-Куль	Qtz-диорит	+3.8	+13.5	506 ± 5	Konopelko et al., 2021
		Диорит	–	+12.3	498 ± 6	De Grave et al., 2011

*Возраст, определенный по микрофауне из ассоциирующих осадков. Возраст обломочных цирконов из песчаников дается по MDA (максимальный возраст осадконакопления).

С целью более точного определения типа мантийного источника базальтоидов ИСЗ и ТСЗ и степени их плавления было проведено моделирование в системе Nb – Nb/Yb. Выбор этих элементов обусловлен их малоподвижностью с точки зрения миграции из слэба в мантийный клин (Pearce, Peate, 1995). Для расчета состава расплавов, полученных при различных степенях плавления, использовалось уравнение для немодального плавления порцией (Albarède, 1995). Проведено моделирование плавления (рис. 6.8) из примитивных (GtP – гранатовый перидотит, SpLzPM – шпинелевый лерцолит) и деплетированных по Nb (SpLzDM – шпинелевый лерцолит) мантийных источников с модальными составами из (Kelemen et al., 1990; Woodhead et al., 1993; Johnson, 1998; Parkinson and Pearce, 1998). Начальные концентрации Nb и Yb для источника типа примитивной мантии (PM) брались из (Sun, McDonough, 1989) и составляли 0.71 и 0.49 г/т

соответственно, а для деплетированного источника они принимались равными 0.25 и 0.59 г/т соответственно, что согласуется с тезисом, что базальты COX образованы при 10% плавления перидотита деплетированной мантии (McKenzie, O'Nions, 1991, 1995; концентрации для N-MORB по Sun, McDonough, 1989). Так как Nb является более несовместимым, чем Yb, то отношение Nb/Yb для деплетированного мантийного источника было выбрано таким, чтобы оно было меньше, чем в базальтах. Самые низкие отношения для исследуемых базальтов составляют 0.77 (обр. It-03-19) для ИСЗ и 1.1 (обр. ТК-22) для ТСЗ (прилож. 4, 5).

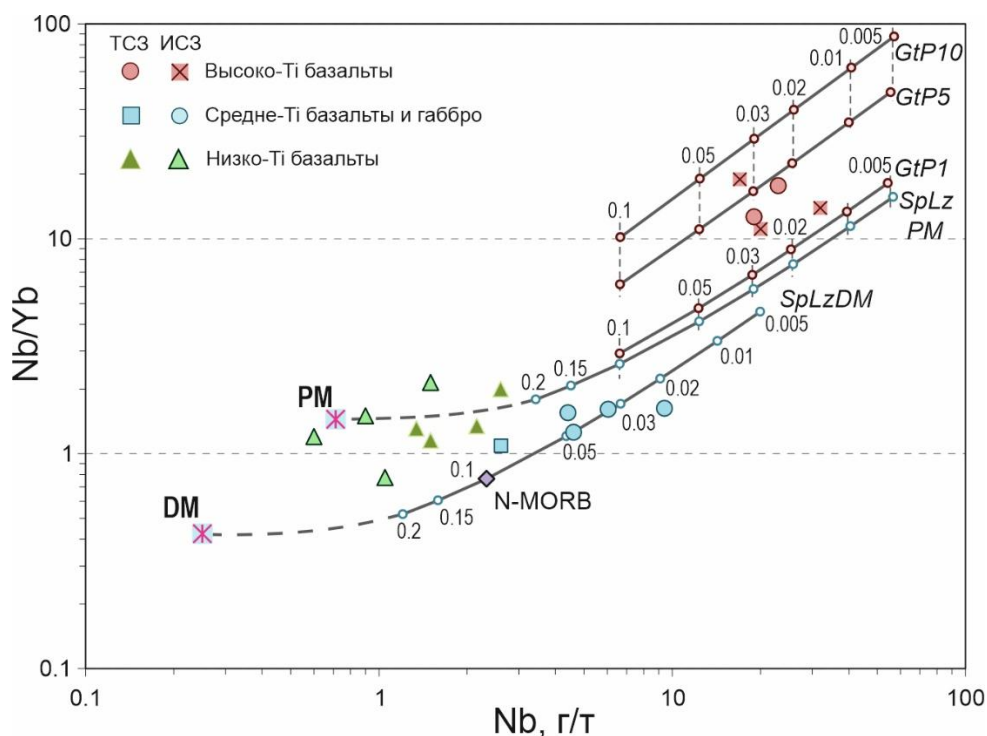


Рис. 6.8. Моделирование мантийного источника и степени плавления в системе Nb – Nb/Yb, основанное на коэффициентах распределения из (Johnson, 1998; Bédard, 1994) для базальтов ИСЗ и ТСЗ по (Safonova et al., 2018). Рассчитаны кривые плавления для шпинелевого лерцолита (SpLz) и гранатового перидотита (GtP), содержащего 1, 5 и 10% граната. Числа показывают степень плавления.

На диаграмму с модельными кривыми были вынесены наиболее магнезиальные базальты/габбро и андезибазальты разных групп: высоко-Ti (OIB-тип; MgO = 6.1-8.3), средне-Ti (MORB-тип; MgO = 5.7-9.3) и низко-Ti (надсубдукционный тип; MgO = 6.9-13.4). На рисунке 6.8 видно, высоко-Ti группа базальтов образовалась при степенях частичного плавления до 4% источника, содержащего гранатовый перидотит с разным процентным содержанием граната (от 1 до 6 %). Точки составов средне-Ti габбро и базальтов лежат на линии плавления деплетированного шпинелевого лерцолита при степенях плавления до 10%. Точки составов низко-Ti базальтов располагаются на продолжении линий плавления примитивных/деплетированных шпинелевых лерцолитов, то есть базальты этой группы можно

получить при высоких степенях плавления (15 % и более) примитивного или деплетированного мантийного источника.

6.3. Геодинамические обстановки формирования пород

Различные структурная позиция и взаимоотношения с окружающими породами, геохимические и изотопные характеристики магматических пород ИСЗ и ТСЗ указывают на их образование в разных геодинамических обстановках (табл. 11). Сосуществование тектонически совмещенных пород разного происхождения характерно для многих складчатых поясов тихоокеанского типа (Maruyama et al., 1997; Utsunomiya et al., 2009; Safonova et al., 2011b, 2012, 2020; Маруяма и др., 2018; Dagva-Ochir et al., 2020 и др.). Наиболее типичные геодинамические обстановки формирования пород СПТТ: океанические и надсубдукционные.

Океанические обстановки. Высоко-Ti вулканические породы обычно ассоциируют с вулканокластическими породами (склоновыми фациями – вулканогенно-осадочные брекчии с Z-складками) и глубоководными осадками (основание острова/симаунта – кремни, кремнистые аргиллиты и алевролиты), что предполагает их формирование на океанических поднятиях. Геохимические характеристики указывают на их обогащение LREE и Nb, что типично для базальтов OIB- или плюмового типа (Hofmann, 1997; Regelous et al., 2003). Концентрации REE и других микроэлементов в базальтах OIB-типа ИСЗ и ТСЗ немного ниже, чем для стандарта OIB, но форма кривых такая же (рис. 5.5А, Б, 5.12А, Б) (Sun, McDonough, 1989). Высокие концентрации несовместимых элементов предполагают их происхождение в результате низких степеней плавления обогащенного источника (рис. 6.8), расположенного под океанической литосферой, движущейся над горячей точкой/мантийным плюмом (например, Regelous et al., 2003; Niu, O'Hara, 2008; Safonova, 2008; Safonova, Santosh, 2014). Их Pb изотопная систематика указывает на вклад источника типа HIMU (рис. 5.7, 5.14Б, В). Для более кислых разновидностей высоко-Ti пород (андезиты, дацит/трахит) характерны более высокие концентрации REE, а также максимумы по Nb на спайдер-диаграммах (рис. 5.5Б, 5.12Б). Поскольку они схожи с OIB с точки зрения редких элементов, они также могли быть образованы во внутриплитных океанических обстановках, как, например, андезиты островов Тристан-да-Кунья (An et al., 2016; Weit et al., 2017). На дискриминационных диаграммах все высоко-Ti вулканические породы располагаются в полях толеитов и щелочных базальтов океанических островов (рис. 6.9А) или внутриплитных толеитов и щелочных базальтов (рис. 6.9Б). По совокупности геологических и изотопно-геохимических данных делается вывод об их образовании во внутриплитной океанической обстановке на океаническом острове/симаунте (рис. 6.10).

Таблица 11. Сравнение 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-Тi баз.	Высоко-Тi анд.	Средне-Тi баз.	Низко-Тi пор.	Высоко-Тi баз-ты	Высоко-Тi анд.	Средне-Тi габбро	Низко-Тi пор.
TiO₂ср	2.6	1.9	1.7	0.5	2.4	1.7	1.1	0.8
ΣREEср	138	259	71	35	69	254	34	48
Nb аном-я	полож.	полож.	нейтр.	отриц.	полож.	полож.	нейтр.	отриц.
εNd(t)ср	+4.7	+6.2	+6.7	+6.2	+5.1	+3.4	+8	+7.6
εHf(t)ср	–	–	–	–	–	–	–	+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		COX	ОД	Океанический остров/симаунт		COX	ОД

COX – срединно-океанический хребет; ОД – океаническая дуга. dZr – U-Pb возраст обломочных цирконов из песчаников, (ИСЗ: Safonova et al., 2022; TCЗ: Перфилова и др., 2022б), 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.

Породы MORB-типа редко встречаются в СПТТ, поскольку после своего образования в срединно-океанических хребтах они, вместе со всей субдуцирующей океанической литосферой, погружаются обратно в мантию. В СПТТ могут остаться только ее небольшие фрагменты в составе аккреционной призмы, часто в качестве основания океанического острова/симаунта (Сафонова и др., 2008, 2011; Safonova et al., 2012, 2016, 2024b, 2025). Среди исследованных пород ИСЗ таких пород оказалось больше (5 образцов базальтов), чем в TCЗ (1 образец габбро). Sm-Nd изотопные характеристики (рис. 5.7А, 5.14А; табл. 7, 8) средне-Тi пород обеих зон указывают на истощенный мантийный источник, что типично для большинства базальтов COX (White et al., 1987; Hofmann, 1997; Bezard et al., 2016). На дискриминационных диаграммах Муллена и Вуда (Mullen, 1983; Wood et al., 1979) они также располагаются в полях MORB (рис. 6.9А, Б). Полевые исследования выявили, что базальты MORB-типа ассоциируют с глубоководными кремнями. Соответственно принимается, что эти породы образовались в океанической спрединговой обстановке (рис. 6.10).

Надсубдукционные обстановки. Для большинства изученных низко-Тi образцов не характерны прямые контакты с глубоководными осадками. В обнажениях большинство контактов этих пород задернованы (Глава 2). Эта группа пород характеризуется наиболее разнообразным составом: от базальтов до риолитов. Для низко-Тi пород характерны кристаллизационные тренды на диаграммах MgO к SiO₂, Fe₂O₃, CaO (рис. 5.4А, В, Г, 5.11А, В, Г) и отчетливые минимумы по Nb на спайдер-диаграммах (рис. 5.5Е, 5.12Е), т.е. геохимические признаки, предполагающие процессы кристаллизационной дифференциации, которые типичны именно для надсубдукционных магматических серий. На дискриминационных диаграммах

низко-Ti породы (от базальтов до андезитов) располагаются в полях островодужных толеитов и известково-щелочных базальтов (рис. 6.9А, Б). Эти особенности в сочетании с наличием высоко-Mg и бонинитоподобных разностей (рис. 5.3, 5.10), положительных значений $\epsilon\text{Nd}(t)$ и экстремально высоких $\epsilon\text{Hf}(t)$ в риолите (рис. 5.7А, 5.14А, Г) указывают на их образование в обстановках океанических дуг (рис. 6.10). Дополнительным свидетельством существования ордовикских океанических дуг в ИСЗ и ТСЗ являются унимодальные распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из граувакковых песчаников (рис. 6.10; Перфилова и др., 2022а, б; Safonova et al., 2022; 2024b; 2025; Safonova, Perfilova, 2023).

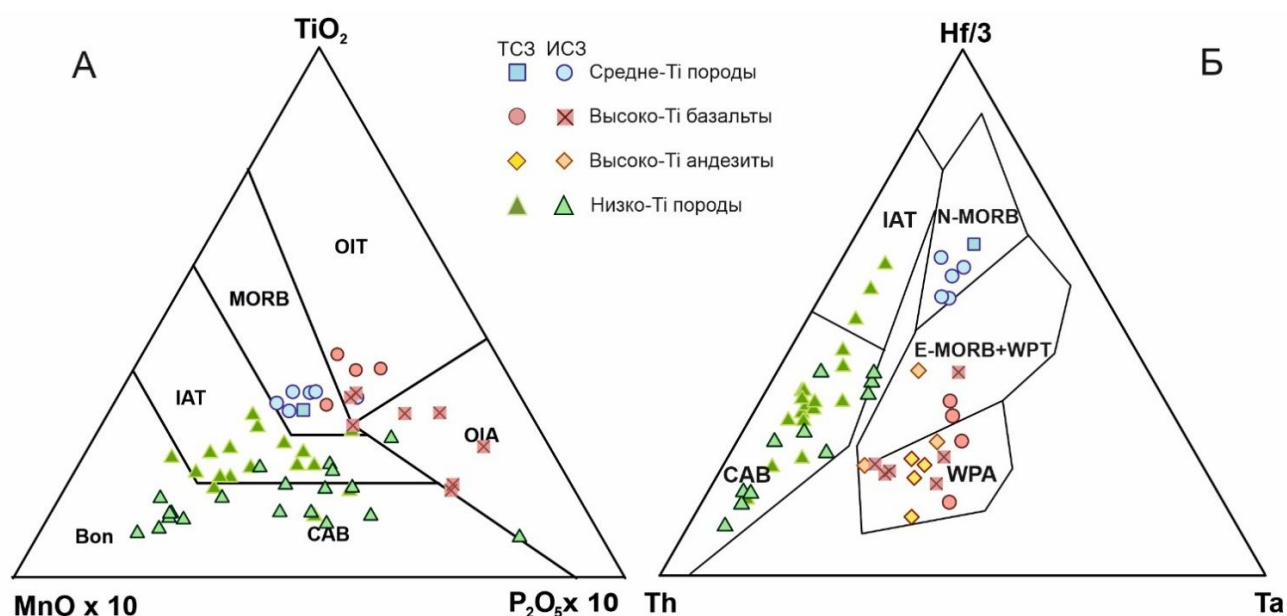


Рис. 6.9. Тектонические дискриминационные диаграммы для магматических пород ИСЗ и ТСЗ. А – диаграмма $\text{MnO} \cdot 10 - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ (Mullen, 1983); Б – диаграмма $\text{Th} - \text{Hf} - \text{Ta}$ (Wood et al., 1979). Bon – бониниты; CAB – известково-щелочные базальты; 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.

Дискриминационные диаграммы для кислых разновидностей (гранит, риолиты, дациты) также предполагают их образование в обстановках океанических дуг (прилож. 6В, Г). Таким образом, магматические ассоциации ИСЗ и ТСЗ образовались в период с позднего кембрия до позднего ордовика в разных геодинамических обстановках – океанического спрединга, океанического острова/симаунта, океанической дуги (рис. 6.10). Схожесть ассоциаций пород ИСЗ и ТСЗ, возрастных рубежей как магматизма, так и осадконакопления, геохимических групп пород и их изотопных характеристик предполагает, что их образование связано с эволюцией единой активной окраины Палеоазиатского океана в раннепалеозойское время. Образованные при этом аккреционные и надсубдукционные комплексы были разделены более поздними разрывными нарушениями в более позднее время, вероятно, в процессе амальгамации Казахстанского

континента и ороклинальных деформаций и закрытия Палеоазиатского океана (Коробкин, Буслов, 2011; Li et al., 2018).

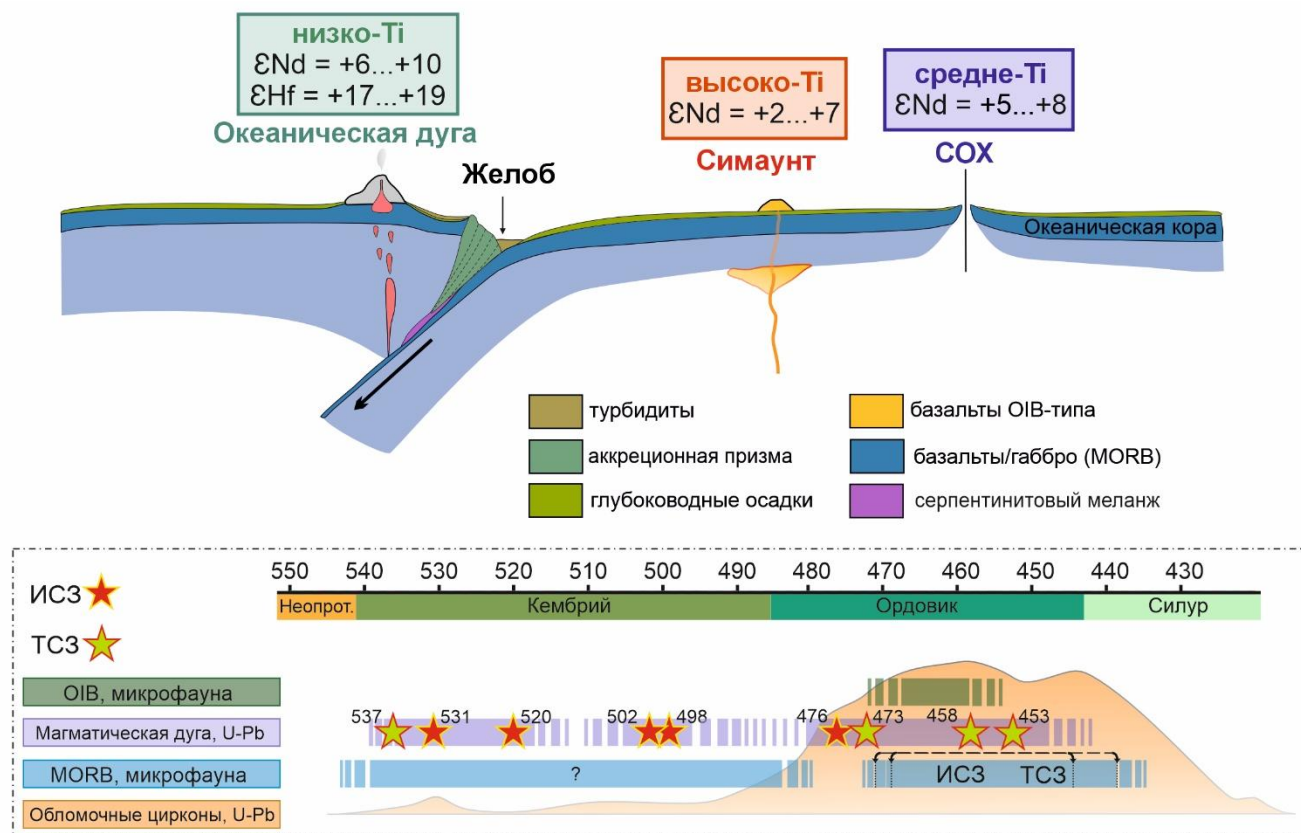


Рис. 6.10. Геодинамическая модель и временные интервалы образования магматических пород Итмурундинской и Тектурмасской складчатых зон.

6.4. Проявления раннепалеозойского океанического и надсубдукционного магматизма Палеоазиатского океана в других регионах ЦАСП

Формирование пород ИСЗ и ТСЗ тесно связано с раннепалеозойской эволюцией ПАО и с поэтапной амальгамацией составного Казахстанского континента (Дегтярев, Рязанцев, 2007; Windley et al., 2007; Буслов, 2011; Дегтярев, 2012). Первичные магматические океанические дуги, породы которых сейчас слагают разновозрастные островодужные террейны Казахстанского континента, разделили ПАО на четыре взаимосвязанных океана: Обь-Зайсанский (Сибирь–Казахстан), Уральский (Балтика–Казахстан), Туркестанский (Казахстан–Тарим) и Джунгаро-Балхашский (между крыльями Казахского ороклина) (Windley et al., 2007). Средне-позднекембрийские и средне-позднеордовикские островные дуги в разной степени сохранились в пределах раннепалеозойских структур Казахстанского континента, Западной Джунгарии и Северного Тянь-Шаня (рис. 1.12). Ранее предполагалось, что внутриокеанические дуги (например, Байдаулет-Акбастауская дуга) представлены в ЦАСП в подчиненном количестве,

тогда как большинство дуг имеют гетерогенный фундамент, состоящий как из океанических, так и континентальных образований (Бошекуль-Чингизская и Селеты-Урумбайская дуги), или полностью континентальный фундамент (Степняк-Северотяньшаньская дуга) (Дегтярев, 1999; Filippova et al., 2001; Windley et al., 2007). В последние годы получены новые геохронологические и изотопные данные по магматическим и обломочным породам, которые показывают, что большинство дуг, фрагменты которых сохранились в Казахском ороклине, представляют собой внутриокеанические (энсиматические) дуги, т.е. образованные на океанической коре (Shen et al., 2015; Safonova et al., 2017, 2020, 2022; Safonova, Perfilova, 2023; Zhang et al., 2023). Эти данные свидетельствуют в пользу модели, предполагающей непрерывный внутриокеанический надсубдукционный магматизм в западной части ПАО от венда до раннего палеозоя, в отличие от модели, предполагающей несколько независимых систем магматических дуг, активных на протяжении короткого промежутка времени (Filippova et al., 2001). Многие исследователи принимают, что островодужные террейны Казахского ороклина образовались в результате эволюции Джунгаро-Балхашского океана в юго-западной ветви ПАО (Диденко и др., 1994; Дегтярев, 1999; Buslov et al., 2001; Добрецов, 2003; Коробкин, Буслов, 2011). В раннем палеозое образовались аккреционные призмы/комплексы, включающие в себя глубоководные осадочные образования, вулканические породы океанической коры, а также надсубдукционные офиолиты. В результате амальгамации раннепалеозойских островных дуг и докембрийских микроконтинентов, закончившейся в позднем силуре/раннем девоне, сформировался Казахстанский континент (Коробкин, Буслов, 2011).

Высоко-Ti океанические базальты OIB-типа, часто представленные виде подушечных лав в контакте с глубоководными океаническими осадками (кремни/кремнистые аргиллиты), склоновыми фациями и отложениями карбонатной шапки, были описаны во многих аккреционных комплексах ЦАСП (Safonova, Santosh, 2014; Safonova, 2017; Сафонова и др., 2011; Safonova et al., 2011b, 2012, 2015, 2016). Однако в большинстве аккреционных комплексов базальты MORB-типа были обнаружены либо в ограниченном количестве, либо не были обнаружены вовсе (см. также раздел 6.3). Кроме Центрального Казахстана (данная работа) раннепалеозойский океанический (OIB и MORB) магматизм для западной части ПАО был реконструирован в таких аккреционных комплексах как Катунский (Сафонова и др., 2011) и Засурынский (Safonova et al., 2011b) на Горном Алтае, Тангбале и Барлик-Майле в Западной Джунгарии на северо-западе Китая (Wang et al., 2003; Zhang et al., 2011a, b). Все эти АК включают в себя также и серпентинитовые (или офиолитовые) меланжи с перидотитами, габбро и долеритами. В аккреционных комплексах и офиолитах Западной Джунгарии базальтовые пиллоу-лавы также часто ассоциируют с радиоляриевыми кремнями и известняками (Wang et al., 2003; Yang et al., 2015). Часть базальтов Тангбале и Майле характеризуются высоким

содержанием TiO_2 (до 3 мас. %), обогащением LREE ($(\text{La/Yb})_N > 2$) и высокими концентрациями Nb (Wang et al., 2003). Океанические магматические породы Тангбале и Майле пространственно связаны с островодужными породами аналогичного возраста и аккреционными осадками более молодого возраста (Zhang et al., 2023).

Раннепалеозойский надсубдукционный магматизм западной части ЦАСП представлен в Северном и Центральном Казахстане, Северном Тянь-Шане и Западной Джунгарии. При этом в Центральном Казахстане и Западной Джунгарии преобладают магматические ассоциации, сформированные во внутриокеанических обстановках (рис. 1.12; табл. 10), а в Северном Тянь-Шане присутствуют как энсиматические, так и энсиалические дуги (Дегтярев, 2012; Alexeiev et al., 2019; Konopelko et al., 2021). Внутриокеанические дуги в Казахстане представлены ранне-среднекембрийской Селеты-Урумбайской дугой (северо-восток Казахстана; Дегтярев, Рязанцев, 2007), кембрийско-раннеордовикской Божекуль-Чингизской (Дегтярев, 2011) или Божекульской (Shen et al., 2015) (северо-восток и восток Казахстана), а также Байдаулет-Акбастауской (запад Казахстана; Дегтярев, 2011; Pan et al., 2015), ордовикскими Итмурундинской и Тектурмасской дугами (Центральный Казахстан; Safonova et al., 2017, 2020, 2022; 2025; Degtyarev et al., 2021; 2022; Гурова и др., 2022). В Западной Джунгарии кембрийско-ордовикский офиолитовый пояс Тангбале-Майле-Барлик-Семистай-Хонгулеленг подобно ИСЗ и ТСЗ включает в себя магматические породы MORB- и OIB-типов, а также надсубдукционные породы (Zhang et al., 2023). На территории киргизского Северного Тянь-Шаня зафиксирована кембрийская внутриокеаническая дуга Сонгкультау (Konopelko et al., 2021), а также континентальная дуга Мазарашуй-Шамси (Safonova et al., 2024c). Таким образом, полученные результаты соответствуют предыдущим работам и дополняют их, представляя важный вклад в изучение раннепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана и его активных окраин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные соискателем геологические, геохронологические, петрографические и изотопно-геохимические исследования магматических пород Итмурундинской и Тектурмасской складчатых зон Центрального Казахстана позволили уточнить их возраст с помощью новых данных по U-Pb изотопному датированию цирконов, детально изучить их петрохимический и геохимический состав, представить и обсудить первые данные по изотопному составу (в системах Sm-Nd, Lu-Hf, Pb-Pb), достоверно определить состав и тип мантийных источников и установить геодинамические обстановки формирования. Геологическое изучение магматических комплексов ИСЗ и ТСЗ показало, что они представлены как вулканическими, так и плутоническими разновидностями и находятся в ассоциации с глубоководными океаническими осадками (кремнями, кремнистыми аргиллитами и алевролитами) и, в меньшей степени, с терригенными породами (песчаниками). Наряду с этим магматические породы встречаются в виде блоков в серпентинитовом меланже. По результатам U-Pb датирования цирконов из роговообманкового диорита, отобранного из блока в серпентинитовом меланже Кентерлау северного участка ИСЗ, был установлен его возраст на уровне 502 ± 4 млн лет. Для риолита и гранита из центральной части Базарбайской подзоны ТСЗ получены U-Pb возрасты цирконов 452 ± 3 и 459 ± 3 млн лет соответственно.

Изученные магматические породы ИСЗ и ТСЗ характеризуются широким диапазоном кремнекислотности. Преобладают базальты, андезибазальты, долериты и габбро, реже встречаются диориты/граниты и дациты/риолиты. По содержанию TiO_2 , а также редкоэлементным характеристикам породы ИСЗ и ТСЗ были разделены на 3 группы: высоко-Тi ($0.2\text{--}1.1$ для ИСЗ, $0.3\text{--}1.2$ для ТСЗ), средне-Тi ($1.4\text{--}2.3$ для ИСЗ, 1.1 для ТСЗ) и низко-Тi ($1.3\text{--}3.2$ для ИСЗ, $1.1\text{--}2.6$ для ТСЗ). Для высоко-Тi базальтов характерны обогащение в области LREE ($(La/Yb)_N = 2.6\text{--}13.1$ для ИСЗ; $4.1\text{--}7.3$ для ТСЗ) и дифференциация в области HREE ($(Gd/Yb)_N = 1.9\text{--}3.6$ для ИСЗ; $2.2\text{--}2.7$ для ТСЗ) на редкоземельных спектрах, положительная аномалия по Nb на спайдер-диаграммах ($(Nb/Th)_{PM} = 0.8\text{--}1.7$, $(Nb/La)_{PM} = 1.1\text{--}1.4$ для ИСЗ; $(Nb/Th)_{PM} = 1.3\text{--}2.5$, $(Nb/La)_{PM} = 1.0\text{--}1.7$ для ТСЗ), а также умеренно положительные значения $\epsilon Nd(t)$ ($+4.7$ для ИСЗ; $+3.5\text{...}+6.7$ для ТСЗ) и высокие отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ ($18.5\text{--}19.6$ для ИСЗ; $19.1\text{--}20.3$ для ТСЗ). Такие геохимические и изотопные характеристики типичны для базальтов внутриплитных океанических островов ОИВ-типа. Особое положение занимает группа высоко-Тi магматических пород средне-кислого состава (андезиты, дацит/трахит), которые имеют близкие к базальтам геохимические и изотопные характеристики, а именно обогащение LREE и HFSE с максимумом по Nb ($(Nb/Th)_{PM} = 0.7\text{--}1.7$, $(Nb/La)_{PM} = 0.9\text{--}1.4$ для ИСЗ; $(Nb/Th)_{PM} = 1.3\text{--}1.8$, $(Nb/La)_{PM} = 1.4\text{--}2.4$

для ТСЗ), положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ (+6.3 для ИСЗ; +2.0...+4.7 для ТСЗ) и повышенные значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (22.8 для трахита ТСЗ).

Средне-Тi магматические породы распространены в меньшей степени. Для средне-Тi базальтов и габбро отмечаются плоские до обедненных легкими лантаноидами спектры REE близкие по форме и уровню концентраций к N-MORB ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.9\text{--}1.3$ для ИСЗ; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.7$ для ТСЗ). При сравнении с высоко-Тi разновидностями спайдер-диаграммы для средне-Тi пород показывают обогащение Nb относительно Th, но не La ($(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} = 1.4\text{--}1.6$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.7\text{--}0.9$ для ИСЗ; $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} = 2.1$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 1.1$ для ТСЗ). Для средне-Тi базальтов и габбро зафиксированы самые высокие близкие к DM значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ (+4.6...+7.6 для ИСЗ; +9.2 для ТСЗ). Все эти вещественные характеристики близки к базальтам срединно-океанических хребтов нормального ряда (N-MORB).

Породы низко-Тi группы имеют пологие до умеренно обогащенных легкими лантаноидами спектры REE ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.0\text{--}9.2$ для ИСЗ; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.2\text{--}3.8$ для ТСЗ), выраженный минимум по Nb ($(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} = 0.08\text{--}0.7$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.1\text{--}1.0$ для ИСЗ; $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.2\text{--}0.5$, $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} = 0.2\text{--}0.6$ для ТСЗ) и умеренно-положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ (+4.0...+7.1 для ИСЗ; +6.0...+7.8 для ТСЗ). Позднеордовикский риолит ТСЗ кроме прочего характеризуется высокими положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ по породе (+10.8) и $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконах (+17.6...+19.3).

Проведенное моделирование в системе Nb – Nb/Yb для базальтов и габбро ИСЗ и ТСЗ показало, что высоко-Тi группа базальтов образовалась при низких степенях плавления источника, содержащего гранатовый перидотит. Средне-Тi габбро и базальты образовались при умеренных степенях плавления деплетированного шпинелевого лерцолита. Базальты низко-Тi группы можно получить при высоких степенях плавления примитивного или деплетированного мантийного источника. В целом, геохимические характеристики и изотопная систематика изученных пород ИСЗ и ТСЗ предполагает образование высоко-Тi пород OIB-типа из смешанного мантийного источника (DM и HIMU), средне-Тi базальтов и габбро из деплетированной мантии (DM), а низко-Тi пород из деплетированного источника, подобного таковому для пород современной Идзу-Бонинской внутриокеанической островодужной системы.

Синтез геологических и аналитических данных указывает на то, что образование низко-Тi пород происходило в обстановках внутриокеанических дуг позднекембрийского (ИСЗ) и средне-позднеордовикского (ТСЗ) возраста, средне-Тi пород в спрединговых океанических обстановках, а высоко-Тi пород – в обстановках океанического острова/симаунта. Сходство геолого-структурной позиции, возрастных рубежей образования, а также петрографических и изотопно-геохимических характеристик магматических пород ИСЗ и ТСЗ предполагает, что их образование связано с эволюцией единой раннепалеозойской активной окраины Палеоазиатского океана.

СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ И СОКРАЩЕНИЙ

Аккреционный комплекс – комплекс горных пород, включающий породы ассоциации СОП, слагающие чешуи аккреционной призмы, терригенные породы, образованные за счет разрушения смежных островных или континентальных дуг, серпентинитовые и тектонические меланжи и эксгумированные метаморфические породы высоких давлений. В данной работе под аккреционным комплексом понимаются образования аккреционной призмы/клины, состоящие преимущественно из магматических и осадочных пород океанической плиты, которые пространственно совмещены с другими одновозрастными и/или более молодыми образованиями орогенов тихоокеанского типа (островодужные, преддугговые и задуговые формации, метаморфические породы LT-HP, HP-HT, образованные по океаническим базальтам и т.д.). После закрытия океана в состав аккреционного комплекса также могут войти и более поздние магматические син- и постколлизийные или даже внутримитные формации. Термин применяется, в основном, в отношении древних объектов.

Аккреционный ороген – складчатый пояс, образованный в результате субдукции океанической плиты, аккреции пород СОП, океанических поднятий и внутримитических островных дуг к континентальным окраинам и последующего закрытия океана. В зарубежной литературе такие складчатые пояса называют орогенами тихоокеанского типа (Pacific-type orogen, P-type; Benioff-type orogen, B-type (Maruyama et al., 1996)).

Активная окраина – зона взаимодействия плит, конвергентная окраина плит, когда, по крайней мере, одна из них субдуцирует под другую. Среди активных окраин выделяют два типа: континентальный (восточно-тихоокеанский) и островодужный (западно-тихоокеанский).

Базальты MORB или COX (MORB, Mid-Oceanic Ridge Basalts) – базальты срединно-океанических хребтов, характеризующиеся низкими содержаниями литофильных элементов, крайне низкими K_2O и т.д. Производные истощенной/деплетированной мантии.

Базальты N–MORB – базальты срединно-океанических хребтов геохимически нормального типа.

Базальты OIB – обогащенные базальты океанических островов/симаунов.

Базальты деплетированные, обогащенные – деплетированные/обогащенные LREE, Nb, Ti базальты (аналоги толеитов и щелочных базальтов, но не всегда).

Горячая точка – положение вулканизма, не связанного с границами плит, остающееся неподвижным относительно движущихся литосферных плит; классические горячие точки образуют цепь вулканов (например, Гавайско-Императорская цепь в Тихом океане), возраст которых увеличивается при удалении от точки проявления современного вулканизма.

Дуплекс-структуры – две системы надвигов: 1) два параллельных надвига, ограничивающие пластины океанических пород сверху и снизу – надвиг кровли (top thrust) и надвиг подошвы (bottom thrust); 2) система связующих надвигов или поддвигов («linking thrusts»), разделяющих отдельные пластины/пачки океанических пород и заканчивающихся у поверхностей надвига кровли и надвига подошвы. Такие отдельные пачки пород, разделенные связующими надвигами, называются в англоязычной литературе «horse», а отечественной литературе – чешуями.

Конвергентная окраина тихоокеанского типа (КОТТ) – тектонически активная зона на границе плит, в том числе в зоне перехода от океана к континенту, характеризующаяся интенсивными проявлениями вулканизма и высокой сейсмичностью. КОТТ характеризуются наличием глубоководных желобов, разделяющих области континентальной и океанической коры в зоне выхода на поверхность наклонных сейсмофокальных зон (зон Бенъоффа). В отличие от дивергентных границ КОТТ представляет собой зону взаимодействия между двумя океаническими плитами (островодужный тип, присущий западной Пацифике) или зону взаимодействия между океанической плитой и активной континентальной окраиной (андийский тип, присущий восточной Пацифике).

Контаминация – процесс взаимодействия магм с вмещающими породами, в результате которого изменяется (загрязняется) их первоначальный химический состав.

Континентальные дуги – образуются при субдукции океанической плиты под континентальную окраину (Анды, Андийский тип активной окраины).

Коэффициент распределения – отражает распределение редких элементов между минеральной фазой и расплавом и равен отношению концентрации элемента в минерале к таковой в расплаве ($K_d = C_m / C_p$).

Кристаллизационная дифференциация – разделение остывающей магмы на части путем последовательной кристаллизации различных минералов при прогрессивно снижающейся температуре.

Мантийный источник деплетированный/обогащенный – мантийный источник, истощенный/обогащенный редкоземельными и другими несовместимыми элементами.

Мантийный плюм – восходящий поток в мантии диаметром порядка 100 км и зарождающийся в пределах разогретого, низкоплотностного пограничного слоя либо выше сейсмически неоднородного слоя на глубине 660 км, либо на границе ядро-мантия на глубине 2900 км, в зависимости от модели.

Несовместимый элемент — химический элемент, который не входит в состав верхнемантийных твердых минеральных фаз и поэтому остается в расплаве, т.к. они имеют большой ионный

радиус и высокий ионный потенциал, что несовместимо с параметрами кристаллической решетки большинства мантийных минералов.

Океаническая плита — литосферная плита, сложенная корой океанического типа (Тихоокеанская, Кокос, Наска и т.п.).

Океанические острова и симаунты — внутриплитные структуры, сложенные преимущественно вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, образование которых не связано с границами плит.

Океанические островные дуги — цепочки вулканических островов над зоной субдукции, отделены от окраины континента задуговым бассейном; образуются при субдукции океанической плиты под океаническую (Марианская, Алеутская; Марианский тип активной окраины).

Пацифика — тихоокеанский регион в широком смысле, включающий как собственно Тихий океан со структурами океанического дна (срединно-океанические хребты, острова, симаунты, плато), так и окружающие его внутриокеанические и окраинно-континентальные дуги и складчатые пояса. Под современной Пацификой рассматривается Тихий океан и подстилающие его в настоящее время океанические плиты: Тихоокеанская, Филиппинская, Наска, Кокос, Хуан-Де-Фука.

Примитивная мантия (РМ) — мантия, которая не испытывала каких-либо химических изменений с момента отделения её от ядра при дифференциации Земли (до образования коры и современной мантии). Состав примитивной мантии был выведен из состава каменных метеоритов (хондрит).

Рестит — часть магмы, остающаяся после кристаллизации из неё большей части минералов в результате дифференциации.

Рециклинг — возвращение материала океанической или континентальной коры или литосферы обратно в мантию в результате субдукции или деламинации (расслоения), его последующее захоронение в мантии и проявление вновь в результате процессов вулканизма.

СОП — стратиграфия океанической плиты, а именно, закономерные и устойчивые ассоциации магматических и осадочных пород, которые соответственно изливались или отлагались на океаническом дне по мере того, как океаническая литосфера двигалась от срединно-океанического хребта в сторону зоны субдукции. Ассоциация пород СОП формируется на дне океана до того, как они вовлекаются в процесс аккреции и входят в состав аккреционных комплексов. Чаще всего это — осадки океанической коры и базальты 2-го слоя офиолитового разреза. Типичная ассоциация СОП включает (снизу вверх): базальты типа MORB — пелагические кремни — хемипелагические кремнистые аргиллиты, алевролиты, сланцы — отложения глубоководного желоба (турбидиты, конгломераты).

СОХ – срединно-океанических хребет.

Спрединг океанического дна – геодинамический процесс раздвигания жёстких литосферных плит под действием нагнетаемого снизу магматического расплава в области срединно-океанических хребтов.

Субдукция океанической литосферы – процесс движения океанической коры от места ее образования в зоне срединно-океанического хребта в сторону зоны субдукции, где она пододвигается под островную дугу или активную континентальную окраину и погружается в мантию.

CAB, calc-alkaline basalt – известково-щелочной базальт.

CIA, chemical index of alteration – степень изменения породы при химическом выветривании.

DM, depleted mantle – компонент истощенного мантийного источника MORB.

ЕМ – обогащенный радиогенными изотопами мантийный источник.

HFSE, high field strength elements – высокочargedные элементы (REE, Th, Hf, Zr, Nb, Ti, Ta, U).

HIMU – мантийный источник с высоким μ (изотопное отношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$).

IAB, island-arc basalt – островодужные базальты.

IAT, island-arc tholeiite – островодужные толеитовые базальты.

LILE, large ion lithophile elements – крупноионные литофильные элементы (K, Rb, Sr, Ba, Cs).

OIB, oceanic island basalt – базальты океанических островов.

OPB, oceanic plateau basalt – базальты океанических плато.

PREMA – доминирующий мантийный источник океанических базальтов.

REE, rare-earth elements (LREE, HREE) – редкоземельные элементы (легкие, тяжелые).

WPT, within plate tholeiite – внутриплитные толеитовые базальты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеев, А.В. Геология офиолитовых зон Казахстана: Автореф. дис...д-ра геол.-мин. наук. – Новосибирск, 1986. – 32 с.
2. Антонюк, Р.М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. – М.: Изд-во МГУ, 1974. – С. 67–74.
3. Антонюк, Р.М. Раннегеосинклинальные магматические формации палеозоя Центрального Казахстана // Известия АН КазССР. – 1976. – № 4.
4. Антонюк, Р.М., Евсеенко, Р.Д., Степанец, В.Г., Гранки, М.С., Мальченко, Е.Г. Геодинамическая карта Казахстана. Масштаб 1:1500000. Серия Казахстанская. Лист 1-251. – Караганда: Центрказразведка, 1995.
5. Антонюк, Р.М., Маслова, И.Г., Мухтаров, Ж.М. Тектурмасский офиолитовый пояс: строение, возраст, геодинамика // Материалы Международной научно-практической конференции «Геология, минералогия и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан», посвящённой 75-летию Института геологических наук им. К.И. Сатпаева. – Алма-Ата, 2015. – С. 7–28.
6. Берзин, Н.А., Колман, Р.Г., Добрецов, Н.Л., Зоненшайн, Л.П., Чанг, Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – С. 8–28.
7. Беспалов, В.Ф. Система тектонических покровов Казахстана // Геотектоника. – 1980. – № 2. – С. 78–94.
8. Беспалов, В.Ф. Тектонические покровы в Центральном Казахстане // Доклады Академии наук СССР. – 1976. – Т. 227. – № 3. – С. 676–680.
9. Богатилов, О.А., Цветков, А.А. Магматическая эволюция островных дуг. – М.: Наука, 1990. – 312 с.
10. Богданов, А.А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. – 1939. – № 4.
11. Борисенок, В.И., Рязанцев, А.В., Дегтярев, К.Е., Якубчук, А.С. Палеозойская геодинамика Центрального Казахстана // Тектонические исследования при средне- и крупномасштабном геокартировании. – М.: Наука, 1989. – С. 187–198.
12. Буслов, М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 1. – С. 66–90.
13. Волынец, О.Н., Овчаренко, А.Н., Бояринова, М.Е., Кэй, Р.У., Аношин, Г.Н., Агапова, А.А., Гольцман, Ю.В. Первая находка магнезиальных андезитов А (адакит)-типа на Камчатке // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 11. – С. 1553–1564.
14. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Прибалхашская. Лист L-43-XI / Сост. В.Я. Кошкин, В.В. Галицкий. – Южно-Казахстанское геологическое управление Министерства геологии и охраны недр СССР, 1960.
15. Герасимова, Н.А., Новикова, М.З., Курковская, Л.А., Якубчук, А.С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. – 1992. – Т. 67. – № 3. – С. 60–76.

16. Говоров, И.Н., Голубева, Э.Д. Петрологические провинции Тихого океана // Магматизм и тектоника океана (проект «Литос»). – М.: Наука, 1990. – С. 195–208.
17. Голубева, Э.Д. Особенности эволюции магматизма юго-восточных петрологических провинций Тихого океана // Литосфера. – 2011. – № 4. – С. 45–55.
18. Голубева, Э.Д. Эволюция магматизма Тихого океана. – Владивосток: Дальнаука, 2009. – 131 с.
19. Гридина, Н.М. Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады Казахстанских геологов. – 2003. – С. 135–140.
20. Гурова, А.В., Сафонова, И.Ю., Савинский, И.А., Антонюк, Р.М., Орынбек, Т.Ж. Магматические породы Тектурмасского аккреционного комплекса, Центральный Казахстан: геологическая позиция и геодинамические обстановки формирования // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13. – № 5. – 0673.
21. Дегтярев, К.Е. Два типа раннепалеозойских островодужных систем Центрального Казахстана // Доклады Российской академии наук. – 1993. – Т. 331. – № 1. – С. 74–77.
22. Дегтярев, К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. – М.: Наука, 1999. – 123 с.
23. Дегтярев, К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и процессы формирования континентальной коры каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня // Геотектоника. – 2011. – № 1. – С. 28–57.
24. Дегтярев, К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. – М.: ГЕОС, 2012. – 289 с.
25. Дегтярев, К.Е., Рязанцев, А.В. Проблемы геологии орогенного силура и структуры с непрерывными разрезами в каледонидах Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1993. – С. 64–82.
26. Дегтярев, К.Е., Рязанцев, А.В. Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозоидах Казахстана // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 71–96.
27. Дегтярев, К.Е., Толмачёва, Т.Ю., Третьяков, А.А., Котов, А.Б., Якубчук, А.С., Сальникова, Е.Б., Ван, К.Л. Полихронность формирования офиолитовой ассоциации Тектурмасской зоны Центрального Казахстана: результаты геохронологических и биостратиграфических исследований // Доклады Российской академии наук. – 2017. – Т. 472. – № 3. – С. 301–305.
28. Дегтярев, К.Е., Лучицкая, М.В., Третьяков, А.А. Первая находка кембрийских вулканитов и плагиогранитов в Тектурмасской офиолитовой зоне (Центральный Казахстан): обоснование возраста и особенности состава // Доклады российской академии наук. Науки о земле. – 2023. – Т. 513. – № 1. – С. 17–25.
29. Диденко, А.Н., Моссаковский, А.А., Печерский, Д.М., Руженцев, С.В., Самыгин, С.Г., Хераскова, Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7-8. – С. 59-75.
30. Дмитриев, Л.В. Вариации состава базальтов срединно-океанических хребтов как функция геодинамической обстановки их формирования // Петрология. – 1998. – Т. 6. – № 4. – С. 340–362.
31. Дмитриев, Л.В., Соболев, А.В., Рейснер, М.Г., Мелсон, В.Д. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах // Магматизм и тектоника океана. – М.: Наука, 1990. – С. 43–108.

32. Добрецов, Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 1–2. – С. 5–27.
33. Добрецов, Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – С. 1539–1552.
34. Добрецов, Н.Л., Зоненшайн, Л.П. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. – Новосибирск: Наука, 1985. – 195 с.
35. Добрецов, Н.Л., Симонов, В.А., Буслов, М.М., Котляров, А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. – 2005а. – Т. 46. – № 9. – С. 952–967.
36. Добрецов, Н.Л., Кирдяшкин, А.Г., Кирдяшкин, А.А. Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Геология и геофизика. – 2005б. – Т. 46. – № 6. – С. 589–602.
37. Журавлев, Д.З., Цветков, А.А., Журавлев, А.З. и др. Латеральные вариации изотопных отношений неодима и стронция в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Геохимия. – 1985. – № 12. – С. 1723–1736.
38. Зайцев, Ю.А. Некоторые аспекты геологической истории области палеозойской складчатости Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1997. – С. 19–46.
39. Зоненшайн, Л.П., Кузьмин, М.И. Палеогеодинамика. – М.: Наука, 1993. – 190 с.
40. Зоненшайн, Л.П., Кузьмин, М.И., Натапов, Л.М. Тектоника литосферных плит СССР. Т. I. – М.: Недра, 1990. – 328 с.
41. Колман, Р.Г. Офиолиты. – М.: Мир, 1979. – 262 с.
42. Коробкин, В.В., Буслов, М.М. Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозойды Казахстана) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 12. – С. 2032–2055.
43. Кошкин, В.Я., Абдрахманов, Б.М., Волков, В.В., Мертенов, В.М. Стратиграфия терригенно-кремнисто-базальтовой формации ордовика и силура Северного Прибалхашья // Региональная геология и геофизика. – Алма-Ата, 1987. – С. 6–15.
44. Крук, Н.Н., Владимиров, А.Г., Бабин, Г.А., Шокальский, С.П., Сенников, Н.В., Руднев, С.Н., Волкова, Н.И., Ковач, В.П., Серов, П.А. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 5. – С. 551–570.
45. Кузнецов, И.Е. Ультрабазиты Тектурмасского антиклинория // Проблемы геологии Казахстана. Кн. 1. – М.: Изд-во МГУ, 1980. – С. 122–139.
46. Кузьмин, М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. – Новосибирск: Наука, 1985. – 198 с.
47. Курковская, Л.А. Комплексы конодонтов из ордовикских кремней и вулканогенно-кремнистых осадков Центрального Казахстана // Геология ранних синклиналичных комплексов Центрального Казахстана. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – С. 164–177.
48. Куширо, И. Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг // Петрология. Т. 9. Доклады 27-го МГК. – М.: Наука, 1984. – С. 122–131.
49. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. – М.: Наука, 1988. – 507 с.
50. Макаренко, Г.Ф. Покровные базальты и данные сейсмической томографии // Тихоокеанская геология. – 1995. – Т. 14. – № 3. – С. 60–72.

51. Мартынов, Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). – Владивосток: Дальнаука, 1999. – 218 с.
52. Маруяма, Ш., Сафонова, И.Ю., Туркина, О.М., Обут, О.Т., Кривоногов, С.К., Гурова, А.В. Геология и магматизм конвергентных окраин тихоокеанского типа. – Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018. – 96 с.
53. Методика измерений № 88-16360-009-2014. Методика измерений изотопных отношений свинца в горных породах и минералах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с использованием масс-спектрометра высокого разрешения NEPTUNE PLUS. – Екатеринбург, 2014. – 15 с.
54. Миронов, Д.О., Ряховский, В.М., Пустовой, А.Л. Магматизм океанов: структурный контроль и неоднородности планетарного масштаба // Проблемы геологии континентов и океанов. – Магадан: КОРДИС, 2001. – С. 86–96.
55. Михайлов, Н.П., Москалева, В.Н. Альпинотипные ультраосновные интрузии // Геология СССР. Т. XX. – М., 1972.
56. Назаров, Б.Б. Радиолярии нижнего-среднего палеозоя Казахстана. – М.: Труды ГИН АН СССР, 1975. – Вып. 275.
57. Никитин, И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – С. 512–527.
58. Никитин, И.Ф. Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Ч. 1: Докембрий и палеозой. – Алма-Ата: Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, 1991. – 148 с.
59. Никитин, И.Ф., Жилкайдаров, А.М., Фрид, Н.М. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Юго-Западного Предчирчингизья // Известия АН КазССР. Серия геологическая. – 1992. – № 4. – С. 57–70.
60. Новикова, М.З., Герасимова, Н.А., Дубинина, С.В. Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // Доклады Академии наук СССР. – 1983. – Т. 271. – С. 1449–1451.
61. Новикова, М.З., Герман, Л.Л., Кузнецов, И.Е., Якубчук, А.С. Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. – Алма-Ата: Гылым, 1991. – С. 92–102.
62. Новикова, М.З., Кузнецов, И.Е., Ряховский, В.М., Сигачев, С.П. Нижнепалеозойский раннегеосинклинальный вулканизм Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1988. – С. 44–71.
63. Новикова, М.З., Якубчук, А.С., Кузнецов, И.Е., Рязанцев, А.В. Тектоническая позиция и типы офиолитовых ассоциаций Центрального Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1991. – С. 48–57.
64. Орлов, И.В., Беспалов, В.Ф. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия «Центральный Казахстан». – М.: Аэрогеология, 1981. – 21 л.
65. Паталаха, Е.И., Белый, В.А. Офиолиты Итмурунды-Казыкской зоны // Офиолиты. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. – С. 7–102.
66. Перфилова, А.А., Сафонова, И.Ю., Гурова, А.В., Котлер, П.Д., Савинский, И.А. Тектонические обстановки образования вулканических и осадочных пород Итмурундинской зоны Центрального Казахстана // Геодинамика и тектонофизика. – 2022а. – Т. 13. – № 1. – 0572.
67. Перфилова, А.А., Сафонова, И.Ю., Дегтярев, К.Е., Савинский, И.А., Котлер, П.Д., Хасен, Б.П. Состав и источники сноса силурийских терригенных пород обрамления Тектурмасской

- офиолитовой зоны (Центральный Казахстан) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2022б. – Т. 505. – № 1. – С. 11–17.
68. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – 3-е изд. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.
69. Самыгин, С.Г. Центральный и Восточный Казахстан // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. – М.: Наука, 1990. – С. 180–188.
70. Самыгин, С.Г., Хераскова, Т.Н. Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хр. Чингиз, Центральный Казахстан) // Литология и полезные ископаемые. – 1994. – № 3. – С. 86–102.
71. Сафонова, И.Ю. Внутриплитные океанические базальты из аккреционных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса и Западной Пацифики: дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2020. – 444 с.
72. Сафонова, И.Ю., Ханчук, А.И. Субдукционная эрозия на конвергентных окраинах тихоокеанского типа // Тихоокеанская геология. – 2021. – Т. 40. – № 6. – С. 3–19.
73. Сафонова, И.Ю., Симонов, В.А., Буслов, М.М., Ота, Ц., Маруяма, Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 4. – С. 335–356.
74. Сафонова, И.Ю., Буслов, М.М., Симонов, В.А., Изох, А.Э., Комия, Ц., Курганская, Е.В., Оно, Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 1. – С. 541–567.
75. 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. Итмурундинский аккреционный комплекс (северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение // Тихоокеанская геология. – 2019. – Т. 38. – № 3. – С. 102–117.
76. Симонов, В.А., Котляров, А.В., Куликова, А.В. Условия формирования палеоокеанических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: СО РАН, 2024. – 309 с.
77. Степанец, В.Г. Офиолиты Казахстана. – Saarbrücken: Академическое издательство Ламберт, 2016. – 251 с.
78. Тевелев, А.В., Кошелева, И.А. Позднепалеозойский вулканизм Южно-Токрауской впадины // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1988. – С. 181–192.
79. Тевелев, А.В., Журавлев, Б.Я., Кошелева, И.А., Федоров, Т.О., Урываева А.П. Сравнительный анализ девонского и позднепалеозойского вулканических поясов Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1988. – С. 168–180.
80. Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. Масштаб 1:2 500 000. – М.: Наука, 1982. – 139 с.
81. Трусова, И.Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные породы Центрального Казахстана // Труды ГИН АН СССР. Серия 27. – 1948. – Вып. 92. – 106 с.
82. Туркина, О.М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры: Учебное пособие. – Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т, 2008. – 150 с.

83. Туркина, О.М., Сухоруков, В.П., Родионов, Н.В. Палеопротерозойские шошонитовые мафические ассоциации Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): U-Pb возраст и условия образования циркона // Геология и геофизика. – 2023. – Т. 64. – № 6. – С. 808–822.
84. Турманидзе, Т.Л., Гришин, Д.М., Печерский, Д.М., Степанец, В.Г. Палеомагнитная информация об ордовикских офиолитах из аллохтонных массивов Караулчеку, Топчак и Базарбай (Центральный Казахстан) // Геодинамика. – 1991. – № 4. – С. 54–69.
85. Филиппов, А.Н., Бурий, Г.И., Руденко, В.С. Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации // Тихоокеанская геология. – 2001. – Т. 20. – № 3. – С. 26–46.
86. Фор, Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
87. Фролова, Т.Я., Бурикова, Я.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 319 с.
88. Фролова, Т.Я., Перчук, Л.Л., Бурикова, Я.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. – М.: Недра, 1989. – 250 с.
89. Хаин, В.Е. Происхождение Тихого океана – проблема проблем истории Земли // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. – М.: Наука, 1987. – С. 7–11.
90. Хаин, В.Е., Ломизе, М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. – 2-е изд., испр. и доп. – М.: КДУ, 2005. – 560 с.
91. Хаин, В.Е., Полякова, И.Д. События океанской аноксии и глобальные ритмы эндогенной активности в фанерозойской истории земли // Доклады академии наук. – 2010. – Т. 432. – № 4. – С. 506–509.
92. Ханчук, А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – М., 1993. – 31 с.
93. Ханчук, А.И., Кемкин, И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН. – 2003. – № 6. – С. 94–108.
94. Четверикова, Н.П., Сытова, В.А., Ушатинская, Г.Т. и др. Стратиграфия и фауна силурийских и нижнедевонских отложений Нуринского синклиория. – М.: Изд-во МГУ, 1966. – 256 с.
95. Шарпенко, Л.Н., Костин, А.Е., Кухаренко, Е.А. Детализация диаграммы сумма щелочей – кремнезем (TAS) для химической классификации вулканических пород // Региональная геология и металлогения. – 2008. – № 35. – С. 48–55.
96. Шарпенко, Л.Н., Костин, А.Е., Кухаренко, Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 56. – С. 40–50.
97. Швеллер, У.Д. Островные дуги // В: Структурная геология и тектоника плит. Т. 2 / Под ред. К. Сейферта. – М.: Мир, 1991. – С. 165–175.
98. Ширай, Е.П., Филатов, Е.И., Гусев, Г.С. и др. Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг. – М.: МПР РФ, ИМГРЭ, Геокарт, РосГео, 1999. – 436 с.
99. Якубчук, А.С. Тектоническая позиция офиолитовых зон в структуре палеозоид Центрального Казахстана // Геотектоника. – 1990. – № 5. – С. 55–68.
100. Якубчук, А.С. Тектоническая позиция и полезные ископаемые офиолитов (на примере Центрального Казахстана). – М., 1991. – 58 с.

101. Якубчук, А.С., Степанец, В.Г., Новикова, М.З. и др. О выявлении осевой палеоспрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана // Доклады Академии наук СССР. – 1989. – Т. 307. – № 5. – С. 1198–1202.
102. Abrajevitch, A.V., Van der Voo, R., Bazhenov, M.L., Levashova, N.M., McCausland, P.J.A. The role of the Kazakhstan orocline in the late Paleozoic amalgamation of Eurasia // *Tectonophysics*. – 2008. – V. 455. – P. 61–76.
103. Albarède, F. *Introduction to Geochemical Modelling*. – Cambridge: Cambridge University Press, 1995. – 543 p.
104. Alexeiev, D.V., Kröner, A., Hegner, E., Rojas-Agramonte, Y., Biske, G., Wong, J., Geng, H., Ivleva, E.A., Mühlberg, M., Mikolaichuk, A.V., Liu, D.Y. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan: from arc-continent collision to subsequent evolution of a Paleozoic continental margin // *Gondwana Research*. – 2016. – V. 39. – P. 261–291.
105. Allegre, C.J. Comportement des systemes U-Th-Pb dans le manteau superieur et modele d'evolution de ce dernier au cours des temps geologiques // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1969. – V. 5. – P. 261–269.
106. Allègre, C.J., Turcotte, D.L. Implications of a two-component marble cake mantle // *Nature*. – 1986. – V. 323. – P. 123–127.
107. Allègre, C.J., Hamelin, B., Dupré, B. Statistical analysis of isotopic ratios in MORB: the mantle blob cluster model and the convective regime of the mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1984. – V. 71. – P. 71–84.
108. An, A., Hi, C.S., Yu, Y., Lee, D. Petrogenesis of Late Cenozoic basaltic rocks from southern Vietnam // *Lithos*. – 2016. – V. 272–273. – P. 192–204.
109. Anonymous. Ophiolites // *Geotimes*. – 1972. – V. 17. – P. 24–25.
110. Arculus, R.J. Aspects of magma genesis in arcs // *Lithos*. – 1994. – V. 33. – P. 189–208.
111. Arevalo J. R., McDonough, W. Chemical variations and regional diversity observed in MORB // *Chemical Geology*. – 2010. – V. 271. – P. 70–85.
112. Ayers, J.C., Watson, E.B. Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zone geochemistry // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*. – 1991. – V. 335. – P. 365–375.
113. Ayers, J.C., Watson, E.B. Rutile solubility and mobility in supercritical aqueous fluids // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1993. – V. 114. – P. 321–330.
114. Badarch, G., Cunningham, W.D., Windley, B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2002. – V. 21. – P. 87–110.
115. Baier, J., Audétat, A., Keppler, H. The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2008. – V. 267. – P. 290–300.
116. Bardintzeff, J.-M., Demange, J., Gachon, A. Petrology of the volcanic bedrock of Mururoa atoll (Tuamotu Archipelago, French Polynesia) // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 1986. – V. 28. – P. 55–83.
117. Bédard, J.H. A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids // *Chemical Geology*. – 1994. – V. 118. – P. 143–153.
118. Berzin, N.A., Dobretsov, N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian–Early Paleozoic time // In: Coleman, R.G. (Ed.), *Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean*. – Utrecht: VSP International Sciences Publishers, 1994. – P. 53–70.

119. Bezard, R., Fischer-Gödde, M., Hamelin, C., Brennecke, G.A., Kleine, T. The effects of magmatic processes and crustal recycling on the molybdenum stable isotopic composition of Mid-Ocean Ridge Basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2016. – V. 453. – P. 171–181.
120. Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S., Foudoulis, C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 205. – Issue 1–2. – P. 115–140.
121. Blichert-Toft, J., Albarède, F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1997. – V. 148. – P. 243–258.
122. Boudin, A., Deutsch, S. Geochronology: Recent development in the lutetium-176/hafnium-176 dating method // *Science*. – 1970. – V. 168. – P. 1219–1220.
123. Briquieu, L., Bougault, H., Joron, J.L. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1984. – V. 68. – P. 297–308.
124. Bryan, W.B., Thompson, G., Frey, F.A., Dickey, J.S. Inferred settings and differentiation in basalts from the deep sea drilling project // *Journal of Geophysical Research*. – 1976. – V. 81. – P. 4285–4304.
125. Bryant, J.A., Yogodzinski, G.M., Hall, M.L., Lewicki, J.L., Bailey, D.G. Geochemical constraints on the origin of volcanic rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador // *Journal of Petrology*. – 2006. – V. 47. – Issue 6. – P. 1147–1175.
126. Buslov, M.M. Tectonics and geodynamics of the Central Asian Foldbelt: the role of Late Paleozoic large-amplitude strike-slip faults // *Russian Geology and Geophysics*. – 2011. – V. 52. – № 1. – P. 52–71.
127. Buslov, M.M., Safonova, I.Yu., Watanabe, T., Obut, O., Fujiwara, Y., Iwata, K., Semakov, N.N., Sugai, Y., Smirnova, L.V., Kazansky, A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *Geosciences Journal*. – 2001. – V. 5. – P. 203–224.
128. Cabanis, B., Lecolle, M. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale // *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série II*. – 1989. – V. 309. – P. 2023–2029.
129. Campbell, I.H., Davies, G.F. Do mantle plumes exist? // *Episodes*. – 2006. – V. 29. – P. 162–168.
130. Cawood, P.A., Kröner, A., Collins, W.J., Kusky, T.M., Mooney, W.D., Windley, B.F. Accretionary orogens through Earth history // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2009. – V. 318. – № 1. – P. 1–36.
131. Chakraborti, M.K., Bose, M.K. Evaluation of the tectonic setting of Precambrian Dalma volcanic belt, Eastern India, using major and trace element characters // *Precambrian Research*. – 1985. – V. 28. – P. 253–268.
132. Chauvel, C., Blichert-Toft, J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2001. – V. 190. – P. 137–151.
133. Chauvel, C., Hofmann, A.W., Vidal, P. HIMU-EM: the French Polynesian connection // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1992. – V. 110. – P. 99–119.
134. Chen, C.Y., Frey, F. Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalt // *Nature*. – 1983. – V. 302. – P. 785–789.

135. Chen, J.H., Wasserburg, G.J. The least radiogenic Pb in iron meteorites // 14th Lunar and Planetary Science Conference, Part 1. – Houston, TX: Lunar and Planetary Institute, 1983. – P. 103–104.
136. Chen, M., Sun, M., Cai, K., Buslov, M., Zhao, G., Jiang, Y., Rubanova, E., Kulikova, A., Voytishek, E. The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implications from geochemical and detrital zircon U–Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh–Terekta–Ulagan–Sayan suture zone // *Gondwana Research*. – 2016. – V. 34. – P. 1–15.
137. Chen, S.-S., Liu, J.-Q., Gao, R. et al. Geochemistry of Cretaceous basalts from the Ontong Java Plateau: Implications for the off-axis plume–ridge interaction // *Chemical Geology*. – 2021. – V. 564. – 119815.
138. Chow, T.J., Bruland, K.W., Bertine, K., Soutar, A., Koide, M., Goldberg, E.D. Lead pollution: Records in southern California coastal sediment // *Science*. – 1972. – V. 181. – P. 551–552.
139. Church, S.E. The Cascade Mountains revisited: A re-evaluation in light of new lead isotopic data // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1976. – V. 29. – P. 175–188.
140. Church, S.E., Tilton, G.R. Lead and strontium isotopic studies in the Cascade Mountains: bearing on andesite genesis // *Geological Society of America Bulletin*. – 1973. – V. 84. – P. 431–454.
141. Clift, P.D., Pecher, I., Kukowski, N., Hampel, A. Tectonic erosion of the Peruvian forearc, Lima Basin, by subduction and Nazca Ridge collision // *Tectonics*. – 2003. – V. 22. – № 3. – P. 1023.
142. Coffin, M.F., Whittaker, J.M. Intraplate magmatism // In: Harff, J., Meschede, M., Petersen, S., Thiede, J. (Eds.), *Encyclopedia of Marine Geosciences*. – Dordrecht: Springer, 2016. – P. 372–379.
143. Coleman, R.G. Ophiolites. Ancient oceanic lithosphere? – Berlin: Springer-Verlag, 1977. – P. 229.
144. Condie, K.C. Rodinia and continental growth // *Gondwana Research*. – 2001. – V. 4. – P. 154–155.
145. Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., Stock, J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2003. – V. 205. – P. 295–308.
146. Dagva-Ochir, L., Oyunchimeg, T., Enkhdalai, B., Safonova, I., Li, H., Otgonbaatar, D., Tamehe, L.S., Sharav, D. Middle Paleozoic intermediate-mafic rocks of the Tsoroidog Uul accretionary complex, Central Mongolia: Petrogenesis and tectonic implications // *Lithos*. – 2020. – V. 376–377. – 105795.
147. Davidson, J.P. Isotopic and trace element constraints on the petrogenesis of subduction related lavas from Martinique, Lesser Antilles // *Journal of Geophysical Research*. – 1986. – V. 91. – P. 5943–5962.
148. De Grave, J., Glorie, S., Buslov, M.M., Izmer, A., Fournier-Carrie, A., Batalev, V., Vanhaecke, F., Elburg, M., Van den haute, P. The thermo-tectonic history of the Song-Kul Plateau, Kyrgyz Tien Shan: constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // *Gondwana Research*. – 2011. – V. 20. – № 4. – P. 745–763.
149. Degtyarev, K.E., Tolmacheva, T.Y., Tretyakov, A.A. Siliceous–volcanic associations of the Northern Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): biostratigraphy, sedimentation and tectonic evolution in the Middle–Late Ordovician // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. – 2020. – V. 551. – 109748.
150. Degtyarev, K.E., Luchitskaya, M.V., Tretyakov, A.A., Pilitsyna, A.V., Yakubchuk, A.S. Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar–Balkhash Ocean // *Lithos*. – 2021. – V. 380–381. – 105818.

151. Degtyarev, K., Yakubchuk, A.S., Luchitskaya, M.V., Tolmacheva, T.Y., Skoblenko (Pilitsyna), A.V., Tretyakov, A.A. Ordovician supra-subduction, oceanic and within-plate ocean island complexes in the Tekturmas ophiolite zone (Central Kazakhstan): age, geochemistry and tectonic implications // *International Geology Review*. – 2022. – V. 64. – № 15. – P. 2108–2150.
152. DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models // *Geophysical Research Letters*. – 1976. – V. 3. – P. 249–252.
153. Dickinson, W.R. Potash-depth (K-H) relations in continental margin and intra-ocean magmatic arcs // *Geology*. – 1975. – V. 3. – P. 53–56.
154. Dilek, Y., Furnes, H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // *Geological Society of America Bulletin*. – 2011. – V. 123. – P. 387–411.
155. Dilek, Y., Robinson, P.T. Ophiolites in Earth History // In: Dilek, Y., Robinson, P.T. (Eds.), *Ophiolites in Earth History*. Geological Society, London, Special Publications. – 2003. – V. 218. – P. 517–539.
156. Dobretsov, N.L., Berzin, N.A., Buslov, M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // *International Geology Review*. – 1995. – V. 37. – P. 335–360.
157. Dobson, P.F., Blank, J.G., Maruyama, S., Liou, J.G. Petrology and geochemistry of boninite-series volcanic rocks, Chichi-Jima, Bonin Islands, Japan // *International Geology Review*. – 2006. – V. 48. – P. 669–701.
158. Donnelly, K.E., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., Spiegelman, M. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2004. – V. 226. – P. 347–366.
159. Drummond, M.S., Defant, M.J. A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern compositions // *Journal of Geophysical Research*. – 1990. – V. 95. – P. 21503–21521.
160. Drummond, M.S., Defant, M.J., Kepezhinskas, P.K. Petrogenesis of slab-derived trondjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*. – 1996. – V. 86. – P. 205–215.
161. Duncan, R.A., Clague, D.A. Pacific Plate Motion Recorded by Linear Volcanic Chains // *The Ocean Basins and Margins* / Eds. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli, S. Uyeda. – Boston, MA: Springer, 1985. – P. 89–121.
162. Dupre, B., Allegre, C.J. Pb-Sr isotopic variations in Indian Ocean basalts and mixing phenomena // *Nature*. – 1983. – V. 303. – P. 142–146.
163. Ewart, A. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range // In: *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. – Chichester: Wiley, 1982. – P. 26–87.
164. Filippova, I., Bush, V., Didenko, A. Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // *Russian Journal of Earth Sciences*. – 2001. – V. 3. – P. 405–426.
165. Geisler, T., Schaltegger, U., Tomaschek, F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // *Elements*. – 2007. – V. 3. – P. 43–50.
166. Gill, J.B. *Orogenic andesites and plate tectonics* // Berlin: Springer Verlag, 1981. – 358 p.
167. Griffin, W.L., Powell, W.J., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // In: Sylvester, P. (Ed.), *Laser Ablation-ICP-Mass Spectrometry in the Earth*

- Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. – 2008. – V. 40. – P. 308–311.
168. Gruau, G., Bernard-Griffiths, J., Lécuyer, C. The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites: Assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1998. – V. 62. – № 21–22. – P. 3545–3560.
 169. Hanan, B.B., Kingsley, R.H., Schilling, J.G. Pb isotope evidence in the South Atlantic for migrating ridge-hotspot interactions // *Nature*. – 1986. – V. 322. – P. 137–144.
 170. Hanano, D., Scoates, J.S., Weis, D. Alteration mineralogy and the effect of acid-leaching on the Pb-isotope systematics of ocean-island basalts // *American Mineralogist*. – 2009. – V. 94. – P. 17–26.
 171. Hanson, G.N., Langmuir, C.H. Modelling of major and trace elements in mantle-melt systems using trace-element approaches // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1978. – V. 42. – P. 725–741.
 172. Harker, A. *The Natural History of Igneous Rocks*. – London: Methuen, 1909. – 384 p.
 173. Harley, S.L., Kelly, N.M., Möller, A. Zircon behavior and the thermal histories of mountain chains // *Elements*. – 2007. – V. 3. – P. 25–30.
 174. Hart, S.R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature*. – 1984. – V. 309. – P. 753–757.
 175. Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A., Whitehead, J.A. Mantle plumes and entrainment: the isotopic evidence // *Science*. – 1992. – V. 256. – P. 517–520.
 176. Hawkesworth, C.J., O'Nions, R.K., Arculus, R.J. Nd and Sr isotope geochemistry of island arc volcanics, Grenada, Lesser Antilles // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1979. – V. 45. – P. 237–248.
 177. Hawkesworth, C.J., Hammill, M., Gredhill, A.R., van Calsteren, P., Rogers, G. Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crustal melting in the High Andes // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1982. – V. 58. – P. 240–254.
 178. Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F. Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*. – 1993. – V. 342. – P. 179–191.
 179. Heinhorst, J., Lehmann, B., Ermolov, P., Serykh, V., Zhurutin, S. Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan // *Tectonophysics*. – 2000. – V. 328. – P. 69–87.
 180. Hemond, C., Arndt, N.T., Lichtenstein, U., Hofmann, A.W., Oskarsson, N., Steinthorsson, S. The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotope and trace element constraints // *Journal of Geophysical Research*. – 1993. – V. 98. – P. 15833–15850.
 181. Herr, W., Merz, E., Eberhardt, P., Signer, P. Zur Bestimmung der Halbwertszeit des Lu-176 durch den Nachweis von radiogenem Hf-176 // *Zeitschrift für Naturforschung*. – 1958. – V. 13a. – P. 268–273.
 182. Hickey, R.L., Frey, F.A., Gerlach, D.C. Multiple sources for basalt arc rocks from the Southern volcanic zone of the Andes (34–41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust // *Journal of Geophysical Research*. – 1986. – V. 91. – P. 5963–5983.
 183. Hirschmann, M.M., Stolper, E.M. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1996. – V. 124. – P. 185–208.

184. Hofmann, A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1988. – V. 90. – P. 297–314.
185. Hofmann, A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. – 1997. – V. 385. – P. 219–229.
186. Hofmann, A.W., White, W.M. Mantle plumes from ancient oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1982. – V. 57. – P. 421–436.
187. Hofmann, A.W., Jochum, K.P. Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii Scientific Drilling Project // *Journal of Geophysical Research*. – 1996. – V. 101. – P. 11831–11839.
188. Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W.M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1986. – V. 79. – P. 33–45.
189. Hollings, P., Kerrich, R. Trace element systematics of ultramafic and mafic volcanic rocks from the 3 Ga North Caribou greenstone belt, northwestern Superior Province // *Precambrian Research*. – 1999. – V. 93. – P. 257–279.
190. Hooper, P., Rehacek, J., Morris, G. Data Report: major and trace element composition, strontium, neodymium, and oxygen isotope ratios, and mineral compositions of samples // In: Larsen, H.C. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. – 1999. – V. 163. – P. 113–117.
191. Hoskin, P.W., Schaltegger, U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2003. – V. 53. – P. 27–62.
192. Humphris, S.E., Thompson, G. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1978. – V. 42. – P. 107–125.
193. Ichiyama, Y., Ishiwatari, A., Koizumi, K. Petrogenesis of greenstones from the Mino-Tamba belt, SW Japan: evidence for an accreted Permian oceanic plateau // *Lithos*. – 2008. – V. 100. – P. 127–146.
194. Ichiyama, Y., Ishiwatari, A., Kimura, J.I., Senda, R., Miyamoto, T. Jurassic plume-origin ophiolites in Japan: accreted fragments of oceanic plateaus // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2014. – V. 168. – P. 1–24.
195. Ingle, S., Mahoney, J.J., Sato, H., Coffin, M.F., Kimura, J.-I., Hirano, N., Nakanishi, M. Depleted mantle wedge and sediment fingerprint in unusual basalts from the Manihiki Plateau, central Pacific Ocean // *Geology*. – 2007. – V. 35. – P. 595–598.
196. Isozaki, Y., Maruyama, S., Fukuoka, F. Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*. – 1990. – V. 181. – P. 179–205.
197. Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T., Yanai, S. New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands // *Gondwana Research*. – 2010. – V. 18. – P. 82–105.
198. Ito, E., White, W.M., Göpel, C. The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB // *Chemical Geology*. – 1987. – V. 62. – P. 157–176.
199. Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1984. – V. 67. – № 2. – P. 137–150.
200. Jahn, B.M. The Central Asian Orogenic Belt evolution and growth of the continental crust in the Phanerozoic // In: Malpas, J., Fletcher, C.J.N., Ali, J.R., Aitchison, J.C. (Eds.), *Aspects of the Tectonic Evolution of China: Geological Society, London, Special Publications*. – 2004. – V. 226. – P. 73–100.

201. Jahn, B., Wu, F., Chen, B. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. – 2000. – V. 91. – P. 181–193.
202. James, D.E. A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas. I. Local geochemical variations // Earth and Planetary Science Letters. – 1982. – V. 57. – P. 47–62.
203. Jarrard, R.D. Relations among subduction parameters // Reviews of Geophysics. – 1986. – V. 24. – P. 217–284.
204. Jensen, L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Division of Mines Miscellaneous Paper. – 1976. – P. 66.
205. Johnson, K.T.M. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1998. – V. 133. – P. 60–68.
206. Kaczmarek, M.-A., Müntener, O., Rubatto, D. Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps) // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2008. – V. 155. – P. 295–312.
207. Kamber, B.S., Gladu, A.H. // Geostandards and Geoanalytical Research. – 2009. – V. 33. – P. 169–181.
208. Kay, R.W. Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system // Journal of Geology. – 1980. – V. 88. – P. 497–522.
209. Kay, R.W., Kay, S.M. Crustal recycling and the Aleutian arc // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1988. – V. 52. – № 6. – P. 1351–1360.
210. Kay, R.W., Sun, S.-S., Lee-Hu, C.-N. Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian Islands and Pribilof Islands, Alaska // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1978. – V. 42. – № 3. – P. 263–273.
211. Kelemen, P.B. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite // Journal of Petrology. – 1990. – V. 31. – P. 51–98.
212. Kelley, K.A., Kingsley, R., Schilling, J.-G. Composition of plume-influenced mid-ocean ridge lavas and glasses from the Mid-Atlantic Ridge, East Pacific Rise, Galápagos Spreading Center, and Gulf of Aden // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2013. – V. 14. – P. 223–242.
213. Kelly, N.M., Harley, S.L. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2005. – V. 149. – P. 57–84.
214. Kelsey, D.E., Hand, M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geoscience Frontiers. – 2015. – V. 6. – P. 311–356.
215. Kemkin, I.V., Khanchuk, A.I., Kemkina, R.A. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin // Journal of Geodynamics. – 2016. – V. 102. – P. 202–230.
216. Kerrich, R., Wyman, D.A. Reviews of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration // Australian Journal of Earth Sciences. – 1997. – V. 44. – P. 465–487.

217. Khassen, B.P., Safonova, I.Yu., Yermolov, P.V., Antonyuk, R.M., Gurova, A.V., Obut, O.T., Perfilova, A.A., Savinskiy, I.A., Tsujimori, T. The Tekturmas ophiolite belt of central Kazakhstan: geology, magmatism, and tectonics // *Geological Journal*. – 2020. – V. 55. – P. 2363–2382.
218. Klein, E.M., Langmuir, C.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *Journal of Geophysical Research*. – 1987. – V. 92. – P. 8089–8115.
219. Konopelko, D., Seltmann, R., Dolgoplova, A., Safonova, I., Glorie, S., De Grave, J., Sun, M. Adakite-like granitoids of Songkultau: A relic of juvenile Cambrian arc in Kyrgyz Tien Shan // *Geoscience Frontiers*. – 2021. – V. 12. – № 1. – P. 147–160.
220. Konopelko, D., Safonova, I., Perfilova, A. Detrital zircon U-Pb-Hf isotopes and whole-rock geochemistry of Ediacaran-Silurian clastic sediments of the Uzbek Tianshan: sources and tectonic implications // *International Geology Review*. – 2022. – V. 64. – P. 3005–3027.
221. Korhonen, F.J., Clark, C., Brown, M., Bhattacharya, S., Taylor, R. How long-lived is ultrahigh temperature (UHT) metamorphism? Constraints from zircon and monazite geochronology in the Eastern Ghats orogenic belt, India // *Precambrian Research*. – 2013. – V. 234. – P. 322–350.
222. Kröner, A., Jaeckel, P., Williams, I.S. Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka // *Precambrian Research*. – 1994. – V. 66. – P. 151–181.
223. Kröner, A., Windley, B.F., Badarch, G., Tomurtogoo, O., Hegner, E., Jahn, B.M., Gruschka, S., Khain, E.V., Demoux, A., Wingate, M.T.D. Accretionary growth and crust formation in the Central Asian Orogenic Belt and comparison with the Arabian–Nubian shield // *Geological Society of America Memoirs*. – 2007. – V. 200. – P. 181–209.
224. Kröner, A., Hegner, E., Lehmann, B., Heinhorst, J., Wingate, M.T.D., Liu, D.Y., Ermolov, P. Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2008. – V. 32. – P. 118–130.
225. Kröner, A., Kovach, V., Belousova, E., Hegner, E., Armstrong, R., Dolgoplova, A., Seltmann, R., Alexeiev, D.V., Hofmann, J.E., Wong, J., Sun, M., Cai, K., Wang, T., Tong, Y., Wilde, S.A., Degtyarev, K.E., Rytisk, E. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. – 2014. – V. 25. – P. 103–125.
226. Kröner, A., Kovach, V., Alexeiev, D., Wang, K.–L., Wong, J., Degtyarev, K., Kozakov, I. No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 50. – P. 135–166.
227. Kuno, H. Lateral variation of the basalt magma type across continental margins and island arcs // *Bulletin of Volcanology*. – 1966. – V. 29. – P. 195–222.
228. Kuroda, N., Shiraki, K., Urano, H. Boninite as a possible calc-alkalic primary magma // *Bulletin Volcanologique*. – 1978. – V. 41. – P. 563–575.
229. Kusky, T.M., Wang, L., Dilek, Y., Robinson, P., Peng, S.B., Huang, X.Y. Application of the modern ophiolite concept with special reference to Precambrian ophiolites // *Science China-Earth Sciences*. – 2011. – V. 54. – № 3. – P. 315–341.
230. Kusky, T., Windley, B., Safonova, I., Wakita, K., Wakabayashi, J., Polat, A., Santosh, M. Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion // *Gondwana Research*. – 2013. – V. 24. – P. 501–547.

231. Langmuir, C.H., Klein, E.M., Plank, T. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges // In: *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. Geophysical Monograph. – 1992. – V. 71. – P. 183–280.
232. Larimer, J.W. Chemical fractionations in meteorites—I. Condensation of the elements // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1967. – V. 31. – Issue 8. – P. 1215–1238.
233. Larson, R.L. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology*. – 1991. – V. 19. – P. 547–550.
234. Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram // *Journal of Petrology*. – 1986. – V. 27. – P. 745–750.
235. Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. – Oxford: Blackwell, 1989.
236. Le Roex, A.P., Dick, H.J.B., Reid, A.M., Frey, F.A., Erlank, A.J., Hart, S.R. Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1985. – V. 90. – P. 367–380.
237. Lee, J., Stern, R.J., Bloomer, S.H. Forty million years of magmatic evolution in the Mariana arc: The tephra glass record // *Journal of Geophysical Research*. – 1995. – V. 100. – № B9. – P. 17671–17687.
238. Li, P., Sun, M., Rosenbaum, G., Yuan, C., Safonova, I., Cai, K., Jiang, Y., Zhang, Y. Geometry, kinematics and tectonic models of the Kazakhstan Orocline, Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2018. – V. 153. – P. 42–56.
239. Linnen, R.L., Keppler, H. Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2002. – V. 66. – P. 3293–3301.
240. Ludden, J., Gelinas, L., Trudel, P. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1982. – V. 19. – P. 2276–2287.
241. Mahoney, J.J., Storey, M., Duncan, R.A., Spencer, K.J., Pringle, M. Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. – 1993. – V. 130. – P. 3–22.
242. Mahoney, J.J., Storey, M., Duncan, R.A., Spencer, K.J., Pringle, M.S. Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau // In: Pringle, M.S., Sager, W.W., Sliter, W.V., Stein, S. (Eds.), *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics and Volcanism*. – Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1993. – P. 233–261.
243. Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space // *Geological Society of America Bulletin*. – 2010. – V. 122. – № 1-2. – P. 162–182.
244. Marriner, G., Millward, D. The petrology and geochemistry of Cretaceous to Recent volcanism in Colombia: the magmatic history of an accretionary plate margin // *Journal of the Geological Society of London*. – 1984. – V. 141. – P. 473–486.
245. Maruyama, S., Parkinson, C.D. Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the high-pressure–ultrahigh-pressure metamorphic belt of the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Island Arc*. – 2000. – V. 9. – P. 439–455.
246. Maruyama, S., Liou, J.G., Terbayashi, M. Blueschist and eclogites of the world, and their exhumation // *International Geology Review*. – 1996. – V. 38. – P. 485–594.

247. Maruyama, S., Isozaki, Y., Kimura, G., Terabayashi, M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *Island Arc*. – 1997. – V. 6. – P. 121–142.
248. Maruyama, S., Santosh, M., Zhao, D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // *Gondwana Research*. – 2007. – V. 11. – P. 7–37.
249. Maruyama, S., Omori, S., Sensu, H., Kawai, K., Windley, B.F. Pacific-type Orogens: New concepts and Variations in Space and Time from Present to Past // *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*. – 2011. – V. 120. – P. 115–223. (in Japanese with English abstract and captions)
250. Mason, O. Ophiolites // *Geology Today*. – 2008. – V. 1. – P. 136–140.
251. Matsuda, T., Uyeda, S. On the Pacific-type orogeny and its model: Extension of the paired metamorphic belt concept and possible origin of marginal basins // *Tectonophysics*. – 1971. – V. 11. – P. 5–27.
252. Matsuda, T., Isozaki, Y. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: remote ocean to subduction zone // *Tectonics*. – 1991. – V. 10. – P. 475–499.
253. Matsuda, T., Isozaki, Y., Yao, A. Mode of occurrence of Triassic-Jurassic rocks in the Inuyama area, Mino belt, Southwest Japan // *Proceedings of the Kansai Branch of the Geological Society of Japan*. – 1981. – V. 88. – P. 5.
254. McCulloch, M.T., Gamble, J.A. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1991. – V. 102. – P. 358–374.
255. McKerrow, W.S., Scotese, C.R., Brasier, M.D. Early Cambrian continental reconstruction // *Journal of the Geological Society*. – 1992. – V. 149. – P. 599–606.
256. Meijer, A. Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana island-arc system // *Geological Society of America Bulletin*. – 1976. – V. 87. – № 9. – P. 1358–1369.
257. Meschede, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chemical Geology*. – 1986. – V. 56. – P. 207–218.
258. Metcalf, R., Shervais, J. Supra-subduction zone (ssz) ophiolites: is there really an "ophiolite conundrum"? // In: Wright, J.E., Shervais, J.W. (Eds.), *Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson*. Geological Society of America Special Paper. – 2008. – V. 438. – P. 191–222.
259. Mezger, K., Krogstad, E.J. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1997. – V. 15. – № 1. – P. 127–140.
260. Michard, A., Albarède, F., Michard, G., Minster, J.F., Charlou, J.L. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N) // *Nature*. – 1983. – V. 303. – P. 795–797.
261. Miyashiro, A. Volcanic rock series and tectonic setting // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1975. – V. 3. – P. 251–269.
262. Miyashiro, A., Aki, K., Sengor, A.M.C. *Orogeny*. – Chichester: John Wiley and Sons, 1982. – 242 p.
263. Moores, E. A personal history of the ophiolite concept // In: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.), *Ophiolite Concept and the Evolution of Geologic Thought*. Geological Society of America Special Publication. – 2003. – V. 373. – P. 17–29.
264. Moores, E., Vine, F. The Troodos massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. – 1971. – V. 268A. – P. 443–466.

265. Morel, J.M., Hekinian, R. Compositional variations of volcanics along segments of recent spreading centers // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1980. – V. 72. – P. 425–436.
266. Mullen, E.D. MnO-TiO₂-P₂O₅: a minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1983. – V. 62. – P. 53–62.
267. Myers, R.E., Breitkopf, J.H. Basalt geochemistry and tectonic settings: A new approach to relate tectonic and magmatic processes // *Lithos*. – 1989. – V. 23. – P. 53–62.
268. Neal, C.R., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W., Petterson, M.G. The Ontong Java Plateau // In: Mahoney, J.J. (Ed.), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monograph*. – Washington, DC: American Geophysical Union, 1997. – P. 183–216.
269. Nesbitt, H.W., Young, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. – 1982. – V. 299. – P. 715–717.
270. Nicolas, A. *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. – Boston: Kluwer Academic Publishers, 1989. – 367 p.
271. Niu, Y.L., Batiza, R. Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern Pacific mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1997. – V. 148. – P. 471–483.
272. Niu, Y.L., O'Hara, M.J. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth: A new perspective // *Journal of Petrology*. – 2008. – V. 49. – P. 633–664.
273. Niu, Y.L., Waggoner, D.G., Sinton, J.M., Mahoney, J.J. Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers: the East Pacific Rise, 18–19°S // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1996. – V. 101. – P. 27711–27733.
274. Niu, Y.L., Collerson, K.D., Batiza, R., Wendt, J.I., Regelous, M. Origin of enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes: the East Pacific Rise at 11°20'N // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1999. – V. 104. – P. 7067–7087.
275. Owen, L.B., Faure, G. Simultaneous determination of hafnium and zirconium in silicate rocks by isotopic dilution // *Analytical Chemistry*. – 1974. – V. 46. – P. 1323–1326.
276. Pan, H., Shen, P., Zhang, L., Seitmuratova, E., Jakupova, S. Geochemistry, U–Pb dating, Lu–Hf isotopic analysis and geological significance of volcanic rocks in Maikain deposit, Kazakhstan // *Acta Petrologica Sinica*. – 2015. – V. 31. – № 2. – P. 401–414.
277. Parkinson, I.J., Pearce, J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *Journal of Petrology*. – 1998. – V. 39. – № 9. – P. 1577–1618.
278. Patchett, P.J. Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1983. – V. 47. – P. 81–91.
279. Patchett, P.J., Tatsumoto, M. A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1980. – V. 75. – P. 263–268.
280. Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, C.E., Tatsumoto, M. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1981. – V. 78. – P. 279–297.
281. Patterson, C.C. Age of meteorites and the earth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1956. – V. 10. – P. 230–237.
282. Pearce, J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus // *Tectonophysics*. – 1975. – V. 25. – P. 41–67.
283. Pearce, J.A. Statistical analysis of major element patterns in basalt // *Journal of Petrology*. – 1976. – V. 17. – P. 15–43.

284. Pearce, J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. – Chichester: Wiley, 1982. – P. 528–548.
285. Pearce, J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. – 2008. – V. 100. – P. 14–48.
286. Pearce, J.A., Cann, J.R. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1971. – V. 12. – P. 339–349.
287. Pearce, J.A., Cann, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rock determined using trace element analyses // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1973. – V. 19. – P. 290–300.
288. Pearce, J.A., Peate, D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1995. – V. 23. – P. 251–285.
289. Pearce, J.A., Reagan, M.K. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics // *Geosphere*. – 2019. – V. 15. – № 4. – P. 1008–1037.
290. Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1977. – V. 36. – P. 121–132.
291. Pearce, J.A., Stern, R.J., Bloomer, S.H., Fryer, P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2005. – V. 6. – Q07006.
292. Pearce, J.A., Reagan, M.K. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics // *Geosphere*. – 2019. – V. 15. – № 4. – P. 1008–1037.
293. Pearce, J.A., Ernst, R.E., Peate, D.W., Rogers, C. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos*. – 2021. – V. 392–393. – 106068.
294. Pfänder, J.A., Jochum, K.P., Kozakov, I., Kröner, A., Todt, W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2002. – V. 143. – P. 154–174.
295. Philpotts, J.A. Pearce-Cann discriminant diagrams applied to eastern North America Mesozoic diabase // *U.S. Geological Survey Circular*. – 1985. – V. 946. – P. 114–117.
296. Pichler, H., Zeil, W. The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes // *Bulletin of Volcanology*. – 1972. – V. 35. – № 2. – P. 424–452.
297. Plank, T., Langmuir, C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology*. – 1998. – V. 145. – P. 325–394.
298. Polat, A., Li, J., Fryer, B. et al. Geochemical characteristics of the Neoarchean (2800–2700 Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton: evidence for plume–craton interaction // *Chemical Geology*. – 2006. – V. 230. – P. 60–87.
299. Puchtel, I.S., Haase, K.M., Hofmann, A.W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – V. 61. – P. 1205–1222.

300. Regelous, M., Niu, Y., Wendt, J.I., Batiza, R., Greig, A., Collerson, K.D. Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific Rise at 10°30'N since 800 ka // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1999. – V. 168. – P. 45–63.
301. Regelous, M., Hofmann, A.W., Abouchami, W., Galer, S.J.G. Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // *Journal of Petrology*. – 2003. – V. 44. – P. 113–140.
302. Ren, R., Han, B.-F., Xu, Z., Zhou, Y.-Z., Liu, B., Zhang, L., Chen, J.-F., Su, L., Li, J., Li, X.-H., Li, Q.-L. When did the subduction first initiate in the southern Paleo-Asian Ocean: New constraints from a Cambrian intra-oceanic arc system in West Junggar, NW China // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2014. – V. 388. – P. 222–236.
303. Rollinson, H.R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. – Harlow: Longman, 1993. – 352 p.
304. Romanovicz, B., Gung, Y.C. Superplume from core-mantle boundary to the lithosphere: implications for the heat flux // *Science*. – 2002. – V. 296. – P. 513–516.
305. Rubatto, D. Zircon: the metamorphic mineral // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2017. – V. 83. – P. 261–295.
306. Rudnick, R.L., Gao, S. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry*. – 2003. – V. 3. – P. 1–64.
307. Safonova, I.Yu. Geochemical evolution of intraplate magmatism in the Paleo-Asian Ocean from the Late Neoproterozoic to the Early Cambrian // *Petrology*. – 2008. – V. 16. – № 5. – P. 492–511.
308. Safonova, I.Y. Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 47. – P. 6–27.
309. Safonova, I., Maruyama, S. Asia: a frontier for a future supercontinent Amasia // *International Geology Review*. – 2014. – V. 59. – P. 1051–1071.
310. Safonova, I., Perfilova, A. Survived and disappeared intra-oceanic arcs of the paleo-Asian Ocean: evidence from Kazakhstan // *National Science Review*. – 2023. – V. 10. – № 2. – nwac215.
311. Safonova, I., Seltmann, R., Kröner, A., Gladkochub, D., Schulmann, K., Xiao, W., Kim, T., Komiya, T., Sun, M. A new concept of continental construction in the Central Asian Orogenic Belt (compared to actualistic examples from the Western Pacific) // *Episodes*. – 2011a. – V. 34. – P. 186–194.
312. Safonova, I.Yu., Buslov, M.M., Simonov, V.A., Izokh, A.E., Komiya, T., Kurganskaya, E.V., Ohno, T. Geochemistry, petrogenesis and geodynamic origin of basalts from the Katun' accretionary complex of Gorny Altai (southwestern Siberia) // *Russian Geology and Geophysics*. – 2011b. – V. 52. – № 4. – P. 421–442.
313. Safonova, I.Y., Sennikov, N.V., Komiya, T., Bychkova, Y.V., Kurganskaya, E.V. Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasur'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2011c. – V. 42. – № 3. – P. 191–207.
314. Safonova, I., Kojima, S., Nakae, S., Romer, R., Seltmann, R., Sano, H., Onoue, T. Oceanic island basalts in accretionary complexes of SW Japan: tectonic and petrogenetic implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2015. – V. 113. – P. 508–523.
315. Safonova, I., Maruyama, S., Kojima, S., Komiya, T., Krivonogov, S., Koshida, K. Recognizing OIB and MORB in accretionary complexes: a new approach based on ocean plate stratigraphy, petrology, and geochemistry // *Gondwana Research*. – 2016. – V. 33. – P. 92–114.

316. Safonova, I., Kotlyarov, A., Krivonogov, S., Xiao, W. Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 50. – P. 167–194.
317. Safonova, I., Komiya, T., Romer, R.L., Simonov, V., Seltmann, R., Rudnev, S., Yamamoto, S., Sun, M. Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // *Gondwana Research*. – 2018. – V. 59. – P. 159–179.
318. Safonova, I.Yu., Savinsky, I.A., Perfilova, A.A., Gurova, A.V., Maruyama, S., Tsujimori, T. Itmurundy accretionary complex (Northern Balkhash): geological structure, stratigraphy and tectonic origin // *Gondwana Research*. – 2020. – V. 79. – P. 49–69.
319. Safonova, I., Perfilova, A., Obut, O., Kotler, P., Aoki, S., Komiya, T., Wang, B., Sun, M. Traces of intra-oceanic arcs recorded in sandstones of eastern Kazakhstan: implications from U-Pb detrital zircon ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes // *International Journal of Earth Sciences*. – 2022a. – V. 111. – № 8. – P. 2449–2468.
320. Safonova, I., Perfilova, A., Savinskiy, I., Kotler, P., Sun, M., Wang, B. Sandstones of the Itmurundy accretionary complex, Central Kazakhstan, as archives of arc magmatism and subduction erosion: evidence from U-Pb zircon ages, geochemistry and Hf-Nd isotopes // *Gondwana Research*. – 2022b. – V. 111. – P. 35–52.
321. Safonova, I., Krutikova, A., Perfilova, A., Obut, O., Kovach, V., Kulikova, A. Early Paleozoic juvenile crustal growth in the Paleo-Asian Ocean: A contribution from the Zasur'ya accretionary complex of NW Altai // *Earth Science Reviews*. – 2024a. – V. 249. – 104648.
322. Safonova, I., Savinskiy, I., Perfilova, A., Obut, O., Gurova, A., Krivonogov, S. A new tectonic model for the Itmurundy Zone, central Kazakhstan: linking ocean plate stratigraphy, timing of accretion and subduction polarity // *Geoscience Frontiers*. – 2024b. – V. 15. – 101814.
323. Safonova, I., Orozbaev, R., Perfilova, A. Geology, tectonics and magmatism of the Northern Tien Shan // 1st International Geological Field Training School, Guide-book. – 2024c. – 28 p.
324. Safonova, I., Gurova, A., Perfilova, A., Xiao, W., Kotler, P., Seltmann, R., Soloshenko, N., Dolgoplova, A. 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*. – 2025. – V. 265. – 105120.
325. Said, N., Kerrich, R. Geochemistry of coexisting depleted and enriched Paringa Basalts, in the 2.7 Ga Kalgoorlie Terrane, Yilgarn Craton, Western Australia: evidence for a heterogeneous mantle plume event // *Precambrian Research*. – 2009. – V. 174. – P. 287–309.
326. Santosh, M. A synopsis of recent conceptual models on supercontinent tectonics in relation to mantle dynamics, life evolution and surface environment // *Journal of Geodynamics*. – 2010. – V. 50. – P. 116–133.
327. Santosh, M., Maruyama, S., Sato, K. Anatomy of a Cambrian suture in Gondwana: Pacific-type orogeny in southern India? // *Gondwana Research*. – 2009. – V. 16. – P. 321–341.
328. Saunders, A., Tarney, J., Stern, C., Dalziel, I. Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile // *Geological Society of America Bulletin*. – 1979. – V. 90. – P. 237–258.
329. Savinskiy, I., Safonova, I., Perfilova, A., Kotler, P., Sato, T., Maruyama, S. A story of Devonian ocean plate stratigraphy hosted by the Ulaanbaatar accretionary complex, northern Mongolia: implications from geological, structural and U–Pb detrital zircon data // *International Journal of Earth Sciences*. – 2022. – V. 111. – P. 2469–2492.
330. Schilling, J.-G. Iceland mantle plume, geochemical evidence along Reykjanes Ridge // *Nature*. – 1973. – V. 242. – P. 565–571.

331. Schilling, J.-G. Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges // *Nature*. – 1991. – V. 352. – P. 397–403.
332. Schilling, J.G., Anderson, R.N., Vogt, P. Rare earth, Fe and Ti variations along the Galapagos spreading centre, and their relationship to the Galapagos mantle plume // *Nature*. – 1976. – V. 261. – P. 108–113.
333. Schilling, J.-G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, J.D., Kingsley, R. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N // *American Journal of Science*. – 1983. – V. 283. – P. 510–586.
334. Scholl, D.W., von Huene, R. Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past - Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction // *Geological Society of America Memoirs*. – 2007. – V. 200. – P. 9–32.
335. Seltmann, R., Porter, T.M. The Porphyry Cu-Au/Mo Deposits of Central Eurasia: 1. Tectonic, Geologic & Metallogenic Setting and Significant Deposits // In: Porter, T.M. (Ed.), *Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective*. – Adelaide: PGC Publishing, 2005. – V. 2. – P. 467–512.
336. Seltmann, R., Soloviev, S., Shatov, V., Pirajno, F., Naumov, E., Cherkasov, S. Metallogeny of Siberia: tectonic, geologic and metallogenic settings of selected significant deposits // *Australian Journal of Earth Sciences*. – 2010. – V. 57. – № 6. – P. 655–706.
337. Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., Burtman, V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. – 1993. – V. 364. – P. 299–307.
338. Sharpenok, L.N., Kostin, A.E., Kukharensko, E.A. Detailed elaboration of Alkali sum – Silica (TAS) diagram for chemical classification of volcanic rocks // *The 33rd International Geological Congress Abstracts*, CD: session MPI-03 «Granite classification – a never-ending problem». – Oslo, Norway, 2008.
339. Shen, L., Hu, R., Gao, S., Feng, C., Feng, G., Coulson, I.M., Li, C., Wang, T., Qi, Y. Zircon U–Pb age and Sr–Nd–Hf isotope geochemistry of Permian granodiorite and associated gabbro in the Songliao Block, NE China and implications for growth of juvenile crust // *Lithos*. – 2010. – V. 114. – № 3–4. – P. 423–436.
340. Shen, P., Pan, H., Seitmuratova, E., Yuan, F., Jakupova, S. A Cambrian intra-oceanic subduction system in the Bozshakol area, Kazakhstan // *Lithos*. – 2015. – V. 224–225. – P. 61–77.
341. Shervais, J.W. Birth, death, and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2001. – V. 2. – 2000GC000080.
342. Shuto, K., Nohara-Imanaka, R., Sato, M., Takahashi, T., Takazawa, E., Kawabata, H., Takanashi, K., Ban, M., Watanabe, N., Fujibayashi, N. Across-arc variations in geochemistry of Oligocene to Quaternary basalts from the NE Japan Arc: Constraints on source composition, mantle melting and slab input composition // *Journal of Petrology*. – 2015. – V. 56. – № 11. – P. 2257–2294.
343. Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J. et al. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology*. – 2008. – V. 249. – P. 1–35.
344. Smithies, R.H. Archaean boninite-like rocks in an intracratonic setting // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2002. – V. 197. – P. 19–34.
345. Srivastava, R.K. Global intracratonic boninite-norite magmatism during the Neoproterozoic–Paleoproterozoic: Evidence from the central Indian Bastar craton // *International Geology Review*. – 2008. – V. 50. – P. 61–74.

346. Steinmann, G. Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen // In: Bernoulli, D., Friedman, M. (Eds.), *Ophiolite Concept and the Evolution of Geologic Thought*. Geological Society of America Special Publication. – 2003. – V. 373. – P. 77–91.
347. Stern, C.R. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting // *Revista Geológica de Chile*. – 2004. – V. 31. – № 2. – P. 161–206.
348. Stern, C.R. Subduction erosion: rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle // *Gondwana Research*. – 2011. – V. 20. – P. 284–308.
349. Stern, R.J., Scholl, D.W. Yin and Yang of continental crust creation and destruction by plate tectonic processes // *International Geology Review*. – 2010. – V. 52. – P. 1–31.
350. Stracke, A., Hofmann, A.W., Hart, S.R. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2005. – V. 6. – № 5. – Q05007.
351. Straub, S.M., Goldstein, C.L., Class, C., Schmidt, A., Gomez-Tuena, A. Slab and mantle controls on the Sr-Nd-Pb-Hf isotope evolution of the post 42 Ma Izu-Bonin volcanic arc // *Journal of Petrology*. – 2010. – V. 51. – № 5. – P. 993–1026.
352. Sun, S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*. – 1980. – V. 297. – P. 409–445.
353. Sun, S.-S., Hanson, G.N. Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1975. – V. 52. – P. 77–106.
354. Sun, S.-S., Nesbitt, R.W. Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: Evidence from rare earth elements // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1978. – V. 65. – P. 301–325.
355. Sun, S., McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.
356. Sun, M., Yuan, C., Xiao, W., Long, X., Xia, X., Zhao, G., Lin, S., Wu, F., Kroner, A. Zircon U–Pb and Hf isotopic study of gneissic rocks from the Chinese Altai: progressive accretionary history in the early to middle Palaeozoic // *Chemical Geology*. – 2008. – V. 247. – P. 352–383.
357. Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hammoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaka, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragusanu, C. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla neodymium // *Chemical Geology*. – 2000. – V. 168. – P. 279–281.
358. Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 1986. – V. 29. – P. 293–309.
359. Tatsumoto, M., Patterson, C.C. Concentration of common lead in some Atlantic and Mediterranean waters and in snow // *Nature*. – 1963. – V. 199. – P. 350–352.
360. Taylor, B. The single largest oceanic plateau: Ontong Java-Manihiki-Hikurangi // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2006. – V. 241. – P. 372–380.
361. Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Vidal, P., Harmon, R.S., Auvray, B., Croudace, I.W. Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan // *Journal of Petrology*. – 1994. – V. 35. – P. 577–617.
362. Taylor, S.R., McLennan, S.M. The geochemical evolution of the continental crust // *Reviews of Geophysics*. – 1995. – V. 33. – № 2. – P. 241–265.

363. Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Vidal, P., Harmon, R.S., Auvray, B., Croudace, I.W. Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan // *Journal of Petrology*. – 1994. – V. 35. – P. 577–617.
364. Taylor, R.N., Thirlwall, M.F., Murton, B.J., Hilton, D.R., Gee, M.A.M. Isotopic constraints on the influence of the Icelandic plume // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1997. – V. 148. – P. E1–E8.
365. Thompson, G. Metamorphic and hydrothermal processes: basalt-seawater interactions // In: Floyd, P.A. (Ed.), *Oceanic Basalts*. – Glasgow: Blackie and Sons Ltd., 1991. – P. 148–173.
366. Thorpe, R.S., Francis, P.W., O'Callaghan, L. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*. – 1984. – V. 301. – P. 675–692.
367. To, A., Ramanowicz, T.B., Capdeville, Y., Takeuchi, N. 3D effects of sharp boundaries at the borders of the African and Pacific Superplumes: observation and modelling // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2005. – V. 233. – P. 137–153.
368. Utsunomiya, A., Jahn, B.-M., Ota, T., Safonova, I.Yu. A geochemical and Sr-Nd isotopic study of the Vendian greenstones from Gorny Altai, southern Siberia: Implications for the tectonic setting of the formation of greenstones and the role of oceanic plateaus in accretionary orogeny // *Lithos*. – 2009. – V. 113. – P. 437–453.
369. Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999. – V. 134. – P. 380–404.
370. Vennum, W.R., Storey, B.C. Correlation of gabbroic and diabasic rocks from Ellsworth Mountains, Hart Hills, and Thiel Mountains, West Antarctica // In: McKenzie, G.D. (Ed.), *Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics*. – Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1987. – P. 129–138.
371. Verma, S.P. Seawater alteration effects on REE, K, Rb, Cs, Sr, U, Th, Pb and Sr–Nd–Pb isotope systematics of Mid-Ocean Ridge Basalt // *Geochemical Journal*. – 1992. – V. 26. – № 3. – P. 159–177.
372. Vermeesch, P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers*. – 2018. – V. 9. – № 5. – P. 1479–1493.
373. Volkova, N.I., Sklyarov, E.V. High–pressure complexes of Central Asian Fold Belt: geologic setting, geochemistry, and geodynamic implications // *Russian Geology and Geophysics*. – 2007. – V. 48. – P. 83–90.
374. Wakita, K. Melanges of the Mino terrane // *Memoir of the Geological Society of Japan*. – 2000. – V. 55. – P. 145–163 (in Japanese with English abstract).
375. Wakita, K. Mappable features of mélanges derived from ocean plate stratigraphy in the Jurassic accretionary complexes of Mino and Chichibu terranes, Southwest Japan // *Tectonophysics*. – 2012. – V. 568–569. – P. 74–85.
376. Wakita, K., Metcalfe, I. Ocean Plate Stratigraphy in East and Southeast Asia // *Journal of Asia Earth Sciences*. – 2005. – V. 24. – P. 679–702.
377. Wang, P., Glover, L. A tectonics test of the most commonly used geochemical discriminant diagrams and patterns // *Earth-Science Reviews*. – 1992. – V. 33. – P. 111–131.

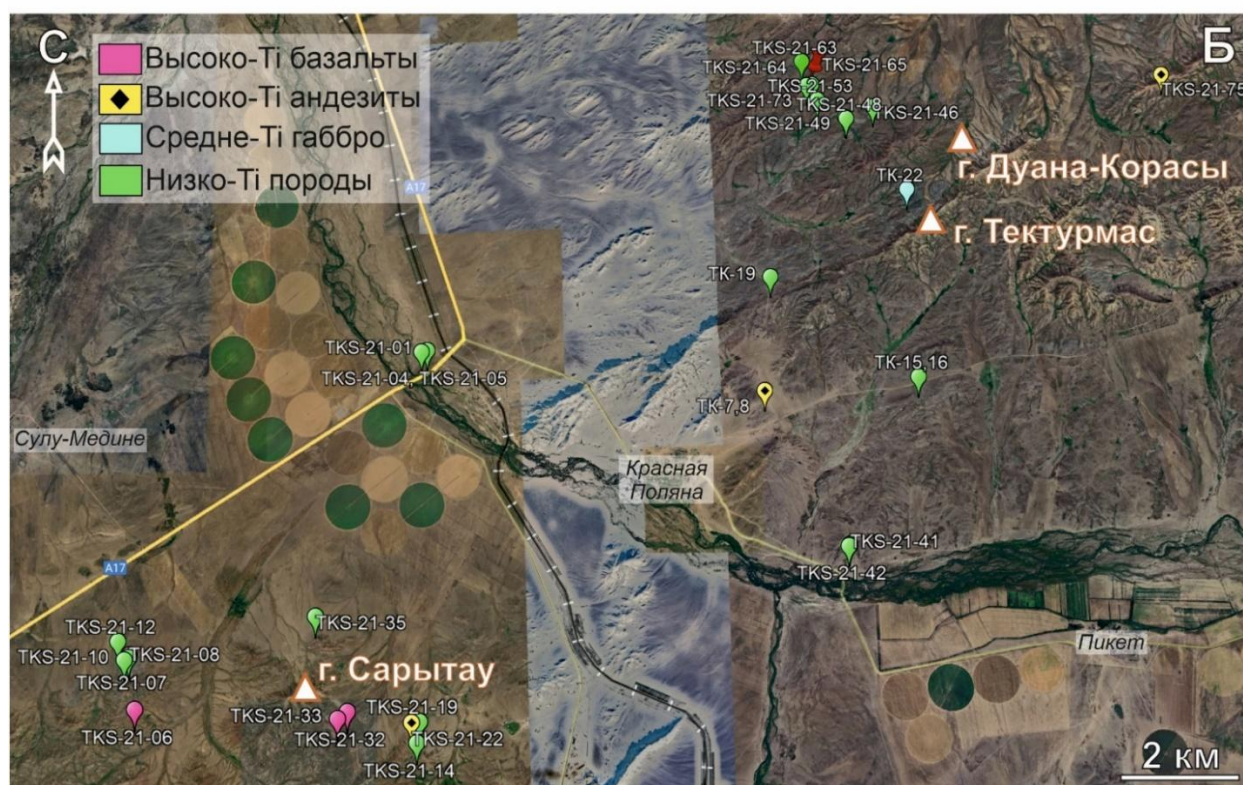
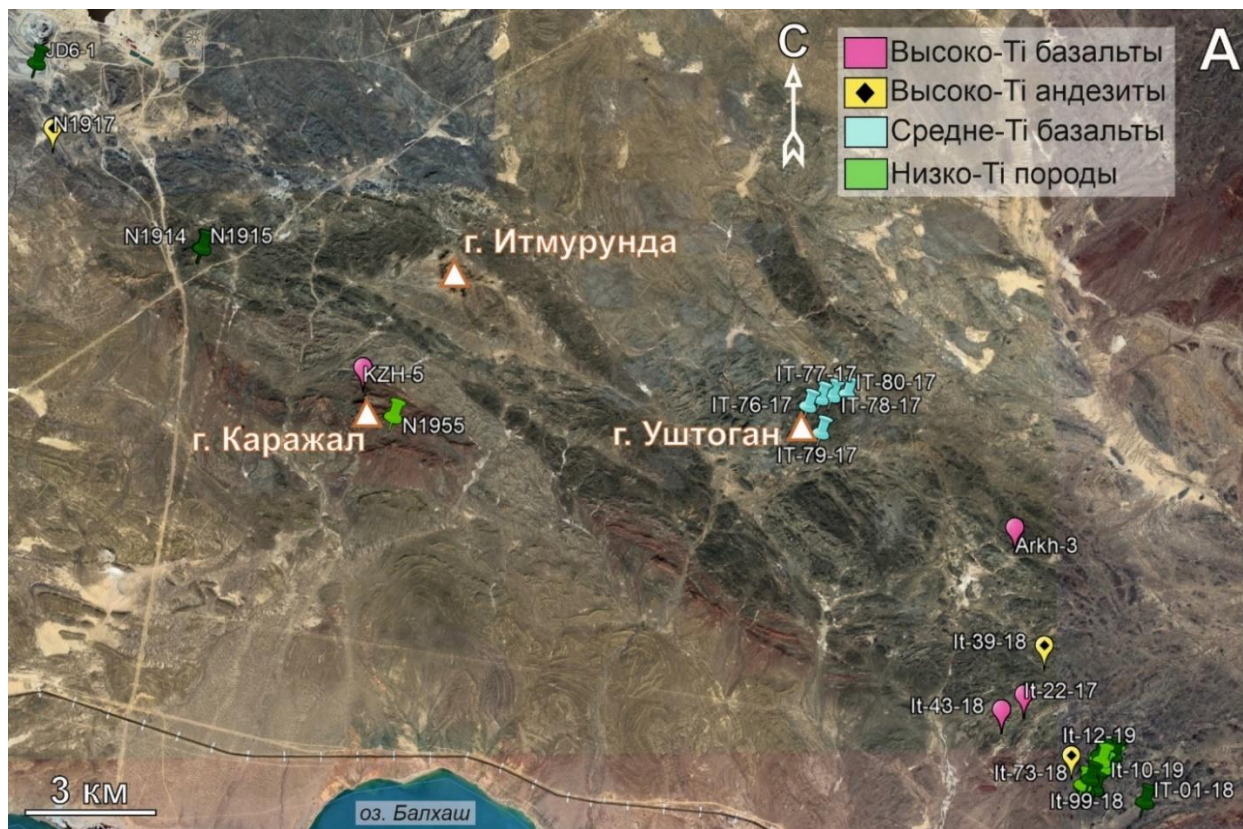
378. Wang, Z.H., Sun, S., Li, J.L., Hou, Q.L., Qin, K.Z., Xiao, W.J., Hao, J. Paleozoic tectonic evolution of the northern Xinjiang, China: geochemical and geochronological constraints from the ophiolites // *Tectonics*. – 2003. – V. 22. – P. 1014–1035.
379. Wang, B., Wang, L., Pan, G., Yin, F., Wang, D., Tang, Y. U-Pb zircon dating of Early Paleozoic gabbro from the Nantinghe ophiolite in the Changning-Menglian suture zone and its geological implication // *Chinese Science Bulletin*. – 2013. – V. 58. – № 8. – P. 920–930.
380. Wang, B., Shu, L.S., Liu, H.S., Gong, H.J., Ma, Y.Z., Mu, L.X., Zhong, L.L. First evidence for ca. 780 Ma intra-plate magmatism and its implications for Neoproterozoic rifting of the North Yili Block and tectonic origin of the continental blocks in SW of Central Asia // *Precambrian Research*. – 2014. – V. 254. – P. 258–272.
381. Wang, T., Xiao, W., Collins, W.J., Tong, Y., Hou, Z., Huang, H., Wang, X., Lin, S., Seltnmann, R., Wang, Ch., Han, B. Quantitative characterization of orogens through isotopic mapping // *Nature Communications Earth & Environment*. – 2023. – V. 4. – № 1. – 110.
382. Weaver, B.L. The origin of ocean island basalts end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1991. – V. 104. – P. 381–397.
383. Weit, A., Trumbull, R.B., Keiding, J.K., Geissler, W.H., Gibson, S.A., Veksler, I.V. The magmatic system beneath the Tristan da Cunha Island: insights from thermobarometry, melting models and geophysics // *Tectonophysics*. – 2017. – V. 716. – P. 64–76.
384. White, W.M. Sources of oceanic basalts: radiogenic isotopic evidence // *Geology*. – 1985. – V. 13. – P. 115–118.
385. White, W.M. *Geochemistry*. – Chichester: Wiley-Blackwell, 2013. – 669 p.
386. White, W.M., Dupre, B. Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles: isotopic and trace element constraints // *Journal of Geophysical Research*. – 1986. – V. 91. – № 6. – P. 5927–5941.
387. White, W.M., Hofmann, A.W., Puchelt, H. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalts // *Journal of Geophysical Research*. – 1987. – V. 92. – P. 4881–4893.
388. Whitford, D.J., Jezek, P.A. Isotopic constraints on the role of subducted sialic material in Indonesian island-arc magmatism // *Geological Society of America Bulletin*. – 1982. – V. 93. – P. 504–513.
389. Wilson, J.T. A possible origin of the Hawaiian Islands // *Canadian Journal of Physics*. – 1963. – V. 41. – P. 863–870.
390. Winchester, J.A., Floyd, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chemical Geology*. – 1977. – V. 20. – P. 325–343.
391. Windley, B.F., Alexeiev, D., Xiao, W., Kröner, A., Badarch, G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of the Geological Society, London*. – 2007. – V. 164. – P. 31–47.
392. Wood, D.A. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-oceanic ridge basalt from geochemical evidence // *Geology*. – 1979. – V. 7. – P. 499–503.
393. Wood, D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1980. – V. 50. – P. 11–30.
394. Wood, D.A., Joron, J.-L., Treuil, M. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1979. – V. 45. – P. 326–336.

395. Woodhead, J. Extreme HIMU in an oceanic setting: the geochemistry of Mangaia Island (Polynesia), and temporal evolution of the Cook-Austral hotspot // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 1996. – V. 72. – P. 1–19.
396. Woodhead, J.J. A simple method for obtaining highly accurate Pb isotope data by MC-ICP-MS // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. – 2002. – V. 17. – P. 1381–1385.
397. Woodhead, J.D., Fraser, D.G. Pb, Sr and Be isotopic studies of volcanic rocks from the Northern Mariana Islands: Implications for magma genesis and crustal recycling in the Western Pacific // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1985. – V. 49. – P. 1925–1930.
398. Woodhead, J., Eggins, S., Gamble, J. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1993. – V. 114. – P. 491–504.
399. Xiao, W., Santosh, M. The western Central Asian Orogenic Belt: a window to accretionary orogenesis and continental growth // *Gondwana Research*. – 2014. – V. 25. – P. 1429–1444.
400. Xiao, W.J., Windley, B.F., Yuan, C., Sun, M., Han, C.M., Lin, S.F., Chen, H.L., Yan, Q.R., Liu, D.Y., Qin, K.Z., Li, J.L., Sun, S. Paleozoic multiple subduction–accretion processes of the southern Altaids // *American Journal of Science*. – 2009. – V. 309. – P. 221–270.
401. Xiao, W.J., Huang, B., Han, C., Sun, S., Li, J. A review of the western part of the Altaids: a key to understanding the architecture of accretionary orogens // *Gondwana Research*. – 2010. – V. 18. – P. 253–273.
402. Xiao, W.J., Windley, B.F., Allen, M.B., Han, C. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage // *Gondwana Research*. – 2013. – V. 23. – P. 1316–1341.
403. Xu, Z., Han, B.-F., Ren, R., Zhou, Y.-Z., Zhang, L., Chen, J.-F., Su, L., Li, X.-H., Liu, D.-Y. Ultramafic–mafic mélange, island arc and post-collisional intrusions in the Mayile Mountain, West Junggar, China: Implications for Paleozoic intra-oceanic subduction–accretion process // *Lithos*. – 2012. – V. 132–133. – P. 141–161.
404. Xu, W., Xu, X., Zeng, G. Crustal contamination versus an enriched mantle source for intracontinental mafic rocks: Insights from early Paleozoic mafic rocks of the South China Block // *Lithos*. – 2017. – V. 286–287. – P. 388–395.
405. Yang, Y.T., Song, C.C., He, S. Jurassic tectonostratigraphic evolution of the Junggar basin, NW China: A record of Mesozoic intraplate deformation in Central Asia // *Tectonics*. – 2015. – V. 34. – P. 86–115.
406. Yang, Y.Q., Zhao, L., Xu, Q.Q., Zheng, R.G., Niu, B.G. Defining components of the Hebukesaier ophiolitic mélange in the northern West Junggar and its tectonic implication // *Acta Geologica Sinica*. – 2018. – V. 92. – № 2. – P. 298–312 (in Chinese with English abstract).
407. Yang, Y., Zhao, L., Zheng, R., Xu, Q. Evolution of the early Paleozoic Hongguleleng–Balkybay Ocean: Evidence from the Hebukesaier ophiolitic mélange in the northern West Junggar, NW China // *Lithos*. – 2019a. – V. 324–325. – P. 519–536.
408. Yang, Y., Zhao, L., Xu, Q., Zheng, R., Liu, J., Zhang, J. Early Paleozoic tectonic evolution of the northern West Junggar (NW China): Constraints from Early Cambrian – Middle Silurian felsic plutons of the Chagantaolegai ophiolitic mélange // *Lithos*. – 2019b. – V. 350–351. – 105225.
409. Yarmolyuk, V.V., Kuzmin, M.I., Vorontsov, A.A., Khomutova, M.Yu. West Pacific-type convergent boundaries: Role in the crust growth history of the Central-Asian orogen // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2013. – V. 62. – P. 67–78.

410. Yin, R., Wang, R.C., Zhang, A.C., Hu, H., Zhu, J.C., Rao, C., Zhang, H. Extreme fractionation from zircon to hafnon in the Koktokay No. 1 granitic pegmatite, Altai, northwestern China // *American Mineralogist*. – 2013. – V. 98. – P. 1714–1724.
411. Yue, D.A., Maruyama, S., Karato, S., Windley, B.F. *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*. – Dordrecht: Springer Netherlands, 2007. – 569 p.
412. Zartman, R.E., Doe, B.R. Plumbotectonics - the model // *Tectonophysics*. – 1981. – V. 75. – P. 135–162.
413. Zhang, J.E., Xiao, W., Han, C., Ao, S., Yuan, C., Sun, M., Geng, H., Zhao, G., Guo, Q., Ma, C. Kinematics and age constraints of deformation in a Late Carboniferous accretionary complex in Western Junggar, NW China // *Gondwana Research*. – 2011a. – V. 19. – P. 958–974.
414. Zhang, J.E., Xiao, W., Han, C., Mao, Q., Ao, S., Guo, Q., Ma, C. A Devonian to Carboniferous intra-oceanic subduction system in Western Junggar, NW China // *Lithos*. – 2011b. – V. 125. – P. 592–606.
415. Zhang, D., Zhou, T., Yuan, F., Jowitt, S.M., Fan, Y., Liu, S. Source, evolution and emplacement of Permian Tarim Basalts: Evidence from U–Pb dating, Sr–Nd–Pb–Hf isotope systematics and whole rock geochemistry of basalts from the Keping area, Xinjiang Uygur Autonomous Region, northwest China // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2012. – V. 49. – P. 175–190.
416. Zhang, W., Zeng, Z., Cui, L., Yin, X. Geochemical constrains on MORB composition and magma sources at East Pacific Rise between 1°S and 2°S // *Journal of Ocean University of China (Oceanic and Coastal Sea Research)*. – 2018. – V. 17. – P. 297–304.
417. Zhang, J., Chen, Y., Xiao, W., Wakabayashi, J., Song, S., Luo, J., Zhao, Y. Architecture of ophiolitic mélanges in the Junggar region, NW China // *Geosystems and Geoenvironment*. – 2023. – V. 2. – 100175.
418. Zhao, L., He, G. Geochronology and geochemistry of the Cambrian (~518 Ma) Chagantaolegai ophiolite in northern West Junggar (NW China): constraints on spatiotemporal characteristics of the Chingiz–Tarbagatai megazone // *International Geology Review*. – 2014. – V. 56. – № 10. – P. 1181–1196.
419. Zheng, B., Han, B.F., Wang, Z.Z., Liu, B.L., Feng, X. An example of Phanerozoic continental crustal growth: The West Junggar Orogenic Belt, Northwest China // *Lithos*. – 2020. – V. 376–377. – 105745.
420. Zhylkaidarov, A. Conodonts from Ordovician ophiolites of central Kazakhstan // *Acta Palaeontologica Polonica*. – 1998. – V. 43. – № 1. – P. 53–68.
421. Zindler, A., Hart, S.R. Chemical geodynamics // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1986. – V. 14. – P. 493–571.
422. Zindler, A., Staudigel, H., Batiza, R. Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1984. – V. 70. – P. 175–195.
423. Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I., Natapov, L.M. *Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis*. – Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1990. – 242 p.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Спутниковое изображение ИСЗ (А) и ТСЗ (Б) и точки отбора образцов магматических пород.



Приложение 2. Описание шлифов* изученных пород ИСЗ.

№	Участок	Координаты	Порода	Структура/текстура	Вкрапленники	ОМ	Вторичные	Комментарий
It-22-17	Хорс-2	46°48'59.0" 76°20'49.8"	Трахи- андезибазальт	Порфировая/ массивная	Срх, Pl	Pl, стекло	Chl, Ser, карбонат	Все темноцветы замещены вторичными минералами
It-35-17	Восточный	46°43'09.1" 76°44'47.1"	Базальт	Порфировая/ массивная	Срх, Орх, Ol	Pl, стекло	Chl, Ep	Лейсты плагиоклаза составляют основную массу
It-64-17	Хорс-2	46°48'13.2" 76°21'40.2"	Трахиандезит	Порфировая/ массивная	Pl, Срх	Pl, стекло	Chl, Ser, карбонат	Мелкокристаллическая ОМ, очень редкие вкрапленники Pl и замещенного Срх
It-76-17	Хорс-2	46°52'41.4" 76°16'55.2"	Базальт	Порфировая/ миндалекаменная	Pl, Срх	Pl, стекло, Срх	Ep, Chl, карбонат	Мелкокристаллическая ОМ, миндалины заполнены Ep и карбонатом, гломеропорфиновые скопления вкрапленников Pl
It-77-17	Хорс-2	46°52'46.8" 76°17'08.7"	Базальт	Афировая/ миндалекаменная	Pl, Срх, Орх, стекло		Ep, Chl	Миндалины заполнены хлоритизированным стеклом
It-78-17	Хорс-2	46°52'48.6" 76°17'21.4"	Базальт	Афировая/ массивная	Pl, Срх, Орх, стекло		Ep, Chl, Srp, карбонат	Реликты Ol, замещенного Srp, эпидот по Срх
It-79-17	Хорс-2	46°52'21.4" 76°17'08.7"	Базальт	Афировая/ миндалекаменная	Pl, Срх, Орх, стекло		Ep, Chl	Мелкокристаллический, миндалины заполнены Ep
It-80-17	Хорс-2	46°52'50.0" 76°17'37.6"	Долерит	Долеритовая/ массивная	Pl, Срх, Орх, стекло		Ep, Chl, Ser, гидроокислы Fe	
It-01-18	Хорс-1	46°47'44.6" 76°22'56.0"	Базальт	Порфировая/ массивная	Срх, Орх, Ol (?)	Pl, стекло	Chl, Amph	
It-17-18	Хорс-1	46°47'38.1" 76°22'56.5"	Базальт	Микродолеритовая/ массивная	Срх	Pl, стекло	Chl	Единичные вкрапленники Срх
It-39-18	Хорс-2	46°49'35.2" 76°21'12.2"	Андезит	Афировая/ массивная	Pl, Срх, стекло		Chl	Неравномернозернистая ОМ
It-43-18	Хорс-2	46°48'47.9" 76°20'25.5"	Базальт	Порфировая/ массивная	Срх, Орх	Pl, Срх, стекло	Chl, Amph	Измененные ксеноморфные вкрапленники темноцветов в ОМ из мелких зерен Pl и Срх
It-73-18	Хорс-1	46°47'58.3" 76°21'47.7"	Андезибазальт (лавокластит)	Порфировая/ массивная	Pl	Pl, Срх, стекло	Chl	Очень мелкие вкрапленники Pl, основная масса серо- коричневая, темноцветов мало
It-95-18	Хорс-1	46°47'54.8" 76°22'00.3"	Базальт (лавокластит)	Гломеропорфировая /массивная	Pl, Срх, Орх	Pl, Срх, стекло	Chl	Скопления вкрапленников разной размерности (как островки разных размеров)

It-99-18	Хорс-1	46°48'02.6" 76°21'55.2"	Базальт (лавокластит)	Гломеропорфировая /массивная	Pl, Cpx, Opx	Pl, Cpx, стекло	Chl	Похож на It-95-18, но более раскристаллизованный
It-02-19	Хорс-1	46°48'10.7" 76°22'09.6"	Риодацит	Порфировая/ массивная	Pl, Qtz, Amph	Pl, Qtz, стекло	Chl, Ep	Все зерна Amph замещены Chl
It-03-19	Хорс-1	46°48'10.5" 76°22'10.7"	Базальт (лавокластит)	Гломеропорфировая /массивная	Pl, Cpx, Opx	Pl, Cpx, стекло	Chl	Аналог It-95-18, но сильнее изменен и мельче вкрапленники
It-06-19	Хорс-1	46°48'14.0" 76°22'06.1"	Трахиандезит	Порфировая/ массивная	Pl, Qtz, Amph	Pl, стекло	Chl, карбонат, Ser	Все Amph замещены Chl, карбонатизация повсеместно
It-07-19	Хорс-1	46°48'14.3" 76°22'05.4"	Риолит	Порфировая/ массивная	Pl, Cpx, Qtz	Pl, Qtz, стекло	карбонат	Темноцветов мало, все пятнистые, Pl в ОМ очень мелкий
It-09-19	Хорс-1	46°48'10.2" 76°22'08.1"	Риолит	Афировая/ массивная	Pl, Amph, Qtz, стекло		Ep	Amph изменены и выглядят неоднородно
It-10-19	Хорс-1	46°48'10.2" 76°22'08.1"	Андезит	Афировая/ массивная	Pl, Cpx, стекло		Chl, карбонат	Единичные зерна темноцветов
It-12-19	Хорс-1	46°48'16.2" 76°22'09.2"	Диорит	Диоритовая/ массивная	Pl, Cpx, Amph, Qtz		Chl, Ep, Ser, карбонат	
It-14-19	Хорс-1	46°48'20.1" 76°22'06.7"	Базальт (лавокластит)	Порфировая/ массивная	Pl, Cpx	Pl, Cpx, стекло	Amph	
It-15-19	Хорс-1	46°48'17.7" 76°22'11.9"	Amph-диорит	Диоритовая/ массивная	Pl, Cpx, Amph, Qtz		Chl, Ep, Srp	Amph зеленого цвета, не вторичный; Pl как лейстами, так и идиоморфными кристаллами разного размера
It-16-19	Хорс-1	46°48'15.5" 76°22'20.3"	Amph-диорит	Диоритовая/ массивная	Pl, Cpx, Qtz		Chl, Ep, Srp,	Аналог It-15-19, но более мелкозернистый, несколько больших скоплений темноцветов (зеленый Amph) образуют крупные срастания
It-17-19	Хорс-1	46°48'17.8" 76°22'20.1"	Базальт	Порфировая/ массивная	Cpx, Opx, Ol, Pl	Pl, Cpx, стекло	Amph	Реликты Ol, замещенного Amph/Cpx
It-18-19	Хорс-1	46°48'19.4" 76°22'21.4"	Габбро-диорит	Диоритовая/ массивная	Pl, Cpx, Opx		Amph	Аналог It-15-19, но более основного состава
It-19-19	Хорс-1	46°47'54.9" 76°21'55.2"	Андезибазальт	Порфировая/ массивная	Pl, Cpx	Pl, стекло	Карбонат, Qtz	Мелкие миндалины, заполненные Qtz
It-44-19	Хорс-2	46°51'04.3" 76°17'42.6"	Вебстерит	Панидиоморфная/ массивная	Cpx, Opx, Ol (?)		Srp, гидроокислы Fe, карбонат	
It-46-19	Хорс-2	46°51'02.3" 76°17'46.3"	Габбро	Габбровая/ массивная	Pl, Cpx, Opx, Ol (?)		Srp, Tlc, карбонат	

It-47-19	Хорс-2	46°51'01.4" 76°17'52.1"	Габбро	Габбровая/ массивная	Pl, Срх, Орх, Ol (?)		Srp, Tlc, карбонат	
It-48-19	Хорс-2	46°50'59.3" 76°17'58.7"	Габбро	Порфиroidная/ массивная	Срх, Орх, Pl, Ol (?)		Chl, Ep	Мелкокристаллическая OM с идиоморфными зернами
It-49-19	Хорс-2	46°50'55.1" 76°18'02.2"	Габбро	Габбровая/ массивная	Срх, Орх, Pl		Карбонат, Srp, гидроокислы Fe	Многие зерна Pl замещены гидроокислами Fe
It-50-19	Хорс-2	46°50'53.1" 76°18'03.5"	Габбро	Габбровая/ массивная	Срх, Орх, Pl		Srp, гидроокислы Fe	Признаки девитрификации: в интерстициях между относительно «свежими» минералами, находятся черные участки
It-51-19	Хорс-2	46°50'53.1" 76°18'03.5"	Оливиновый вебстерит	Гипидиоморфная/ массивная	Орх, Срх, Ol		Srp, Amph (?), карбонат	Некоторые Орх плеохроируют светло-коричневым цветом (гиперстен?)
It-52-19	Хорс-2	46°50'53.1" 76°18'03.5"	Оливиновый вебстерит	Гипидиоморфная/ массивная	Орх, Срх, Ol		Srp, Amph (?), карбонат	Аналог It-51-19
It-54-19	Хорс-2	46°50'52.8" 76°18'04.1"	Перидотит	Панидиоморфная/ массивная	Срх, Орх, реликты Ol		Srp, карбонат	В интерстициях между зернами Срх и Орх мелкокристаллическая масса из Srp и карбоната
It-55-19	Хорс-2	46°50'50.3" 76°18'05.9"	Серпентинит	Панидиоморфная/ массивная	Реликты Ol, Орх, Срх		Srp, Chl, карбонат	«Свежих» зерен нет
It-56-19	Хорс-2	46°50'49.6" 76°18'08.4"	Габбро	Габбровая/ массивная	Срх, Орх, Pl		Srp, Chl, гидроокислы Fe	Аналог It-50-19
It-60-19	Хорс-2	46°51'02.4" 76°21'36.2"	Пикрит	Микролитовая/ массивная	Pl, Срх		Карбонат	Тонкие лейсты Pl, темноцветы идиоморфные и мелкие
N1901	Хорс-1	46°47'53.6" 76°21'51.0"	Базальт	Порфировая/ массивная	Срх, Орх, Pl, реликты Ol	Pl, Срх, стекло	Chl, Карбонат	Вкрапленники разного размера, большие вкрапленники сильно растресканы
N1906	Хорс-1	46°47'57.2" 76°21'47.4"	Андезибазальт	Порфировая/ массивная	Pl, реликты Rx	Pl, стекло	Chl, Ep	Темноцветов мало
N1914	Западный	46°54'43.7" 76°06'2.4"	Андезибазальт (лавокластит)	Порфировая/ массивная	Pl, реликты темноцветов	Pl, стекло	Amph, Chl, гидроокислы Fe	Все темноцветы замещены Amph коричневого и зеленовато-коричневого цвета
N1915	Западный	46°54'44.0" 76°06'01.0"	Монцогаббро	Габбровая/ массивная	Срх, Орх, Pl		Chl, Ser	Rx зеленовато-коричневого цвета (возможно эгирин), «свежих» зерен Pl практически нет (серицитизация)

N1917	Западный	46°56'06.8" 76°03'25.8"	Трахиандезит	Афировая/ массивная	Pl		Гидроокислы Fe, Amph	Pl в основном вытянутые, вторичный коричневый Amph присутствует повсеместно
N1955	Западный	46°50'50.2" 76°18'12.5"	Риолит	Сферолитовая/ массивная	Pl, Qtz		Chl	
N1964	Северный	46°47'01.9" 76°22'52.9"	Базальт	Порфировая/ массивная	Срх, Орх, Ol, Pl	Pl, стекло, Px	Chl, Ep	Мелкокристаллическая ОМ, вкрапленники разного размера
KZH-5	Западный	46°53'07.3" 76°08'59.5"	Трахибазальт	Порфировая/ массивная	Pl, Срх (?)	Pl, стекло	Карбонат	Интерсертальная структура ОМ, темноцветы карбонатизированы, Pl пелитизирован
ARKH-3	Хорс-2	46°51'02.7" 76°20'42.3"	Монцогаббро	Габбровая/ массивная	Pl, Срх, Орх		Amph	Аналог N1915
K19-1/1	Северный	46°59'37.8" 76°29'04.2"	Габбро	Габбровая/ массивная	Срх, Орх, Ol, Pl		Srp	
K-19-1/3	Северный	46°59'37.8" 76°29'04.2"	Метагаббро	Габбровая/ массивная	Срх, Орх, Pl		Amph, Chl, Srp	
K-19-6/2	Северный	46°59'16.8" 76°20'05.1"	Долерит	Долеритовая/ массивная	Pl, темноцветы, стекло		Chl, карбонат, Amph	Pl лейстами, темноцветы замещены
K-19/7	Северный	46°59'15.3" 76°20'05.1"	Андезибазальт	Порфировая/ массивная	Pl, Срх	Pl, стекло	Chl, карбонат	Плагиоклаз пелитизирован
JD6-1	Западный	46°57'02.2" 76°03'04.5"	Hbl-диорит	Порфировидная/ массивная	Hbl, Pl, Qtz		Ep, Chl, карбонат	Замещение Pl эпидотом и кварцем, аксессуарные.: Zrn, Ttn

Приложение 3. Описание шлифов* изученных пород ТСЗ.

№	Участок	Координаты	Порода	Структура/текстура	Вкрапленники	ОМ	Вторичные	Комментарий
TKS-21-01	Красная поляна	49°15'36.3" 72°57'08.7"	Диорит	Диоритовая/ массивная	Pl, Срх, Amph, Qtz		Chl, Ser, карбонат	Pl серицитизирован, пелитизирован
TKS-21-04	Красная поляна	49°15'35.4" 72°57'02.5"	Базальт	Порфировая/ миндалекаменная	Срх, Орх (?)	Pl, стекло	Карбонат, Chl	Все вкрапленники темноцветов карбонатизированы
TKS-21-06	Сарытау	49°11'35.5" 72°52'10.2"	Базальт	Афировая/ миндалекаменная	Pl, Срх		Карбонат, Chl	Миндалины, заполненные карбонатом или Chl
TKS-21-07	Сарытау	49°12'11.3" 72°52'03.0"	Базальт	Афировая/ массивная	Pl, Срх, Ol (?)		Карбонат, Chl, гидроокислы Fe	Pl мелкими лейстами, темноцветы мелкими зернами
TKS-21-08	Сарытау	49°12'09.7" 72°52'02.5"	Микрогаббро	Габбровая/ массивная	Срх, Pl, Орх (?), Amph		Гидроокислы Fe	
TKS-21-10	Сарытау	49°12'08.1" 72°51'58.1"	Амфиболизированное габбро	Гипидиоморфная/ массивная	Срх, Pl		Amph, гидроокислы Fe, карбонат, Qtz	Pl не образует кристаллы, находится в интерстициях темноцветов, которые полностью замещены Amph
TKS-21-12	Сарытау	49°12'20.4" 72°51'50.5"	Метагаббро	Гипидиоморфная/ массивная	Срх, Pl		Amph, Chl	Все темноцветы изменены, Pl пелитизирован
TKS-21-19	Сарытау	49°11'24.5" 72°57'00.6"	Андезибазальт	Афировая/ массивная	Pl, Срх		Amph, Chl, Ep	«Свежие» зерна только Pl и их мало, все остальные изменены. Большая Qtz жила с кристаллами Amph в зоне контакта
TKS-21-22	Сарытау	49°11'24.1" 72°56'52.5"	Андезит	Порфировая/ миндалекаменная	Pl	Pl, стекло	Карбонат	Миндалины заполнены карбонатами, Pl – мелкие лейсты в ещё более мелкой ОМ
TKS-21-32	Сарытау	49°11'31.8" 72°55'47.0"	Базальт	Порфировая/ массивная	Срх, Pl	Pl, стекло	Карбонат	Рх замещён карбонатом, возможно это был Орх
TKS-21-33	Сарытау	49°11'27.3" 72°55'37.2"	Базальт	Порфировая/ миндалекаменная	Срх, Орх, Ol, Pl	Срх, Pl, стекло	Chl	Миндалины заполнены Chl
TKS-21-35	Сарытау	49°12'34.9" 72°55'13.3"	Андезибазальт	Афировая/ массивная	Pl, реликты Рх		Карбонат, Chl, Qtz	Из «свежих» зерен видно только Pl
TKS-21-41	Красная поляна	49°13'16.7" 73°04'28.1"	Амфиболизированное габбро	Гипидиоморфная/ массивная	Срх, Pl		Amph, гидроокислы Fe, карбонат, Qtz	Аналог TKS-21-10
TKS-21-42	Красная поляна	49°13'15.8" 73°04'27.3"	Андезибазальт	Порфировая/ массивная	Рх, Pl	Pl, Рх, стекло	Amph, Chl, карбонат, гидроокислы Fe	Очень изменен, все вкрапленники темноцветов

								замещены вторичными минералами
TKS-21-46	Дуана-Корасы	49°18'26.7" 73°05'16.4"	Андезибазальт	Порфировая/массивная	Срх, Орх (?)	Pl, Рх, стекло	Карбонат, Chl, Ер	
TKS-21-47	Дуана-Корасы	49°18'15.6" 73°04'44.5"	Андезибазальт	Порфировая/массивная	Срх, Орх, Pl	Pl, Рх, стекло	Карбонат, Chl, Ер	
TKS-21-48	Дуана-Корасы	49°18'18.5" 73°04'46.8"	Андезибазальт	Порфировая/массивная	Срх, Орх, Pl	Pl, Рх, стекло	Карбонат, Chl, Ер	Аналог TKS-21-47
TKS-21-49	Дуана-Корасы	49°18'19.3" 73°04'45.5"	Габбро	Габбровая/массивная	Рх, Pl		Amph, Chl, гидроокислы Fe	
TKS-21-53	Дуана-Корасы	49°18'33.1" 73°04'16.5"	Андезибазальт	Афировая/массивная	Рх, Pl, стекло, Qtz		Chl, гидроокислы Fe	
TKS-21-56	Красная поляна	49°18'44.5" 73°04'11.1"	Диорит-порфир	Долеритовая/массивная	Pl, реликты Рх		Карбонат, Chl, гидроокислы Fe	«свежие» зерна только Pl, темноцветы находятся в интерстициях, ксеноморфны и замещены Chl
TKS-21-63	Пос. Южный	49°19'01.9" 73°04'01.3"	Риолит	Порфировая/массивная	Pl	Pl, Qtz, стекло		Микрокристаллическая ОМ с Pl и Qtz, единичные большие идиоморфные вкрапленники Pl с пелитизацией
TKS-21-64	Пос. Южный	49°19'01.9" 73°04'01.3"	Дацит	Афировая/массивная	Pl, Qtz, стекло		Карбонат	Похож на TKS-21-63, но без вкрапленников
TKS-21-65	Пос. Южный	49°19'04.3" 73°04'11.6"	Плагиигранит	Гипидиоморфная/массивная	Pl, Qtz, Bt, Hbl		Chl, Ser	Часть Pl пелитизирована
TKS-21-73	Красная поляна	49°18'43.8" 73°04'05.5"	Андезибазальт	Афировая/массивная	Pl, темноцветы, стекло, Qtz		Chl, Amph	Аналог TKS-21-53, только структур «течения» больше, а участков «целой» части породы меньше
TKS-21-75	Красная поляна	49°18'46.3" 73°10'33.9"	Базальт	Афировая/миндалекаменная	Pl, Рх, стекло		Карбонат, Chl	Миндалины светло-зеленые в скрещенных николях, повсеместное изменение по всем минералам
ТК-7	Красная поляна	49°15'03.5" 73°03'05.9"	Андезит	Трахитовая/массивная	Pl, Рх (?)		Карбонат, Chl	Единичные крупные зерна Pl, в основном замещенные
ТК-8	Красная поляна	49°15'03.5" 73°03'05.9"	Трахиандезит	Трахитовая/массивная	Pl		Chl	Очень мелкие лейсты Pl разно ориентированы как будто в структуре «течения»
ТК-15	Красная поляна	49°15'11.3" 73°05'49.4"	Базальт	Порфировая/массивная	Срх, Pl	Pl, Рх, стекло	Chl	

ТК-16	Красная поляна	49°15'11.3" 73°05'49.4"	Габбро	Габбровая/ массивная	Срх, Pl		Chl, Ser (?)	
ТК-19	Красная поляна	49°16'24.0" 73°03'16.9"	Габбро	Габбровая/ массивная	Срх, Орх (?), Pl		Chl, Ser, Amph (?)	
ТК-22	Дуана-Корасы	49°17'25.2" 73°05'48.5"	Габбро	Габбровая/ массивная	Срх, Pl, Орх (?)		Chl, Ser, Amph (?)	Весь Pl изменен и не образует кристаллы
ТК-23	Дуана-Корасы	49°19'33.9" 49°19'33.9"	Базальт	Порфировая/ массивная	Срх, Pl, Орх (?)	Pl, стекло	Chl	
ТК-24	Дуана-Корасы	49°19'33.9" 73°04'51.8"	Долерит	Долеритовая/ массивная	Срх, Pl		Карбонат, Ser	

* Ol – оливин; Орх – ортопироксен; Срх – клинопироксен; Pl – плагиоклаз; Hbl – роговая обманка; Bt – биотит; Qtz – кварц; Chl – хлорит; Amph – амфибол; Ep – эпидот; Srp – серпентин; Ser – серицит; Zrn – циркон; Ttn – титанит (сфен).

Приложение 4. Состав породообразующих оксидов и редких элементов изученных пород ИСЗ.

	Высоко-Ti базальты								Высоко-Ti андезит/дацит	
№	It-22-17	It-17-18	It-43-18	It-17-19	N 1964	KZH-5	ARKH-3	It-64-17	It-39-18	N 1917
SiO ₂	49.6	48.9	48.3	49.5	46.2	49.7	44.6	52.9	56.3	61.6
TiO ₂	3.2	3.0	2.5	2.6	2.2	2.2	2.4	2.8	1.7	1.2
Al ₂ O ₃	14.2	16.0	13.4	17.3	16.0	14.9	14.0	16.6	14.4	17.5
Fe ₂ O ₃	14.3	10.2	12.6	9.5	12.9	9.3	16.1	11.9	13.2	5.1
MnO	2.3	4.6	8.3	6.7	5.9	4.4	6.7	1.6	2.6	0.3
MgO	5.0	6.0	6.7	3.2	7.4	7.9	7.1	3.4	2.3	2.2
CaO	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3	0.0	0.2	0.1
Na ₂ O	2.5	4.5	3.4	4.4	3.7	4.2	2.9	5.9	5.1	9.6
K ₂ O	5.9	1.6	1.3	1.6	1.5	1.2	1.7	3.6	1.2	0.5
P ₂ O ₅	0.9	0.8	0.3	0.5	0.3	0.3	0.4	0.5	0.7	0.5
ППП	2.1	3.3	3.0	4.1	3.5	5.4	3.1	1.5	1.7	1.3
Сумма	99.0	99.0	100.0	99.6	99.8	99.7	99.2	99.6	99.6	99.8
#Mg	24.2	47.5	56.9	58.5	47.7	48.7	45.4	21.3	28.5	11.8
Rb	88.7	18.0	11.0	12.0	13.0	10.0	8.0	53.7	12.1	1.5
Sr	207.9	220.0	170.0	120.0	170.0	170.0	260.0	176.4	242.1	150.0
Y	41.2	21.0	12.0	23.0	20.0	24.0	18.0	38.0	89.5	30.0
Zr	396.0	220.0	87.0	190.0	78.0	200.0	65.0	320.4	540.8	400.0
Nb	60.2	38.0	17.0	32.0	9.0	32.0	20.0	40.0	44.2	70.0
Ba	827.3	240.0	390.0	800.0	280.0	360.0	490.0	457.7	244.8	800.0
La	56.6	31.0	13.0	23.0	8.0	26.0	15.0	42.0	34.1	50.0
Ce	116.4	60.0	26.0	45.0	21.0	50.0	29.0	88.3	82.4	110.0
Nd	63.1	37.0	17.0	26.0	14.0	28.0	18.0	48.9	51.7	60.0
Sm	14.4	8.0	4.1	6.0	4.0	6.0	4.2	10.9	13.6	13.0
Eu	4.1	2.4	1.5	1.3	1.4	1.7	1.6	2.7	3.9	5.0
Gd	13.2	7.0	4.0	6.0	5.0	6.0	5.0	10.5	15.3	12.0
Tb	1.8	0.9	0.5	0.8	0.7	0.9	0.7	1.5	2.6	1.6

Dy	9.3	5.0	3.1	5.0	5.0	6.0	4.2	8.6	16.5	9.0
Ho	1.8	0.9	0.5	1.0	0.9	1.1	0.8	1.6	3.4	1.6
Er	4.5	2.3	1.3	2.7	2.6	2.9	2.2	4.1	9.5	4.0
Tm	0.6	0.3	0.2	0.4	0.4	0.4	0.3	0.6	1.4	0.5
Yb	3.6	1.6	0.9	2.3	2.1	2.5	1.8	3.4	9.3	3.3
Lu	0.5	0.2	0.1	0.3	0.3	0.4	0.3	0.5	1.4	0.5
Hf	10.2	6.0	2.5	5.0	2.4	6.0	2.1	8.4	12.5	10.0
Ta	4.1	2.5	1.2	2.1	0.6	2.1	1.3	2.8	2.4	4.0
Th	9.4	4.7	1.4	4.1	0.6	4.6	1.6	6.7	3.9	5.0
U	1.3	1.0	0.5	0.9	0.3	1.1	0.6	1.0	1.2	2.3
Pb		2.9	3.0	4.0	2.5	4.0	2.0		1.5	5.0
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	4.5	5.4	5.4	6.6	7.1	6.9	5.8	6.0	8.6	14.0
Zr/Nb	6.6	5.8	5.1	5.9	8.7	6.3	3.3	8.0	12.2	5.7
Ce/Pb		20.7	8.7	11.3	8.4	12.5	14.5		54.9	22.0
Nb/U	46.6	38.0	34.7	35.6	32.1	29.1	33.3	38.9	37.6	30.4
ΣREE	289.9	156.6	72.2	119.8	65.3	131.9	83.1	223.5	245.1	270.5
(La/Yb) _N	10.7	13.1	9.8	6.8	2.6	7.0	5.6	8.4	2.5	10.2
(La/Sm) _N	2.5	2.4	2.0	2.4	1.3	2.7	2.2	2.4	1.6	2.4
(Gd/Yb) _N	3.0	3.5	3.6	2.1	1.9	1.9	2.3	2.5	1.3	2.9
Eu/Eu*	0.9	1.0	1.1	0.7	1.0	0.9	1.1	0.8	0.8	1.2
(Th/La) _{PM}	1.3	1.2	0.9	1.4	0.6	1.4	0.9	1.3	0.9	0.8
(Nb/La) _{PM}	1.0	1.2	1.3	1.3	1.1	1.2	1.3	0.9	1.3	1.3
(Nb/Th) _{PM}	0.8	1.0	1.4	0.9	1.7	0.8	1.5	0.7	1.4	1.7
Ti/Ti*	0.5	0.7	1.0	0.7	0.8	0.5	0.8	0.6	0.2	0.1
CIA	51.4	57.1	54.1	65.4	56.0	52.7	54.5	56.4	62.4	58.8

Приложение 4. Продолжение.

	Средне-Ti базальты						Низко-Ti породы							
№	IT-35-17	IT-76-17	IT-77-17	IT-78-17	IT-79-17	IT-80-17	It-01-18	It-73-18	It-95-18	It-99-18	It-02-19	It-03-19	It-06-19	It-07-19
SiO ₂	49.5	48.2	45.5	47.7	47.8	46.7	51.8	56.7	53.5	50.5	71.3	49.9	57.4	75.0
TiO ₂	1.6	1.8	1.4	1.9	2.4	1.6	0.4	1.1	0.2	0.5	0.4	0.6	0.6	0.4
Al ₂ O ₃	14.5	16.7	14.9	14.4	13.3	16.1	11.5	15.1	14.4	13.6	13.3	14.7	14.8	11.6
Fe ₂ O ₃	11.5	14.9	12.6	12.4	14.1	11.2	10.0	11.6	9.3	11.5	4.3	13.9	6.6	3.2
MnO	7.2	4.0	9.4	6.9	7.0	7.7	9.2	4.1	7.4	8.2	0.4	7.8	3.1	1.7
MgO	10.7	6.1	8.8	11.0	9.3	9.2	9.5	4.0	8.4	8.0	1.3	4.5	4.6	0.9
CaO	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3	0.2	0.1
Na ₂ O	2.5	4.6	2.6	3.1	2.8	2.8	3.4	3.5	3.0	4.0	7.1	3.7	5.8	5.1
K ₂ O	0.1	0.6	0.4	0.1	0.7	1.4	1.4	0.5	0.1	0.6	0.1	0.6	1.1	0.1
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.0	0.2	0.5	0.2	0.1	0.1
ППП	2.5	2.5	3.3	2.7	2.8	2.9	1.9	2.9	3.0	2.4	0.5	3.6	4.5	1.1
Сумма	100.5	99.9	99.2	100.7	100.7	99.8	99.6	100.0	99.4	99.8	99.4	99.8	98.9	99.3
#Mg	55.6	34.9	59.9	52.8	49.7	57.9	64.9	41.2	61.5	58.8	17.1	53.0	48.7	50.7
Rb	0.6	10.7	5.5	1.7	12.6	19.0	13.0	3.4	1.5	6.0	0.2	4.9	7.0	1.0
Sr	327.0	254.5	277.4	308.4	262.2	262.0	180.0	170.0	284.2	240.0	90.0	188.8	90.0	70.0
Y	30.2	40.2	37.1	38.1	63.9	27.7	6.0	11.0	6.6	7.0	23.0	12.8	14.0	15.0
Zr	108.4	117.6	102.3	113.2	184.3	96.7	20.9	24.2	23.8	17.0	61.0	34.6	33.1	26.7
Nb	4.4	5.6	4.6	6.0	9.4	4.4	0.9	0.8	0.9	1.5	1.2	1.0	0.8	1.2
Ba	39.8	104.4	44.6	21.1	73.7	111.1	500.0	160.0	71.4	110.0	25.0	193.3	140.0	28.0
La	5.8	7.2	4.9	6.6	9.7	4.6	8.0	3.2	1.4	9.0	10.0	6.9	3.1	3.2
Ce	15.8	18.4	13.7	16.9	26.7	12.4	17.0	8.0	3.4	19.0	20.0	15.7	9.0	9.0
Nd	13.1	13.7	12.6	13.7	22.1	9.7	10.0	6.0	2.1	11.0	14.0	9.4	7.0	7.0
Sm	3.7	4.7	3.9	4.3	7.1	3.4	2.1	1.9	0.7	2.5	3.3	2.3	2.1	2.3
Eu	1.4	1.7	1.5	1.7	2.3	1.2	0.6	0.7	0.3	0.8	0.9	0.7	0.7	0.6
Gd	4.7	5.7	5.4	5.7	9.4	4.3	1.7	2.3	0.8	2.0	3.6	2.5	2.5	2.8
Tb	0.9	1.0	0.9	1.0	1.6	0.8	0.2	0.4	0.1	0.3	0.5	0.4	0.4	0.5

Dy	5.5	6.7	6.1	6.8	10.6	4.8	1.2	2.4	0.9	1.5	3.7	2.3	2.8	3.2
Ho	1.1	1.5	1.3	1.4	2.2	1.0	0.2	0.5	0.2	0.3	0.8	0.5	0.6	0.7
Er	3.2	4.2	3.8	4.1	6.6	2.8	0.7	1.4	0.7	0.9	2.6	1.4	1.7	1.9
Tm	0.5	0.6	0.6	0.6	0.9	0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.4	0.2	0.3	0.3
Yb	3.0	3.8	3.7	3.8	5.8	2.8	0.6	1.3	0.9	0.7	2.9	1.4	1.6	1.7
Lu	0.4	0.6	0.5	0.5	0.8	0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.5	0.2	0.2	0.2
Hf	2.8	3.3	2.8	3.2	5.0	2.6	0.8	0.9	0.6	0.7	2.1	1.0	1.3	1.1
Ta	0.3	0.3	0.3	0.4	0.6	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Th	0.3	0.4	0.4	0.5	0.8	0.4	1.3	0.4	0.2	1.6	1.5	1.4	0.4	0.4
U	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1	0.6	0.3	0.5	0.7	0.8	0.7	0.3	0.2
Pb							4.0	2.2	3.0	5.0	2.3	1.7	1.6	0.7
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	8.9	9.1	10.3	7.5	5.6	10.1	31.0	13.9	57.7	26.1	31.9	23.1	25.7	29.7
Zr/Nb	24.8	20.9	22.2	18.7	19.6	21.9	23.2	30.3	25.7	11.3	50.8	33.0	41.4	22.3
Ce/Pb							4.3	3.6	1.1	3.8	8.7	9.3	5.6	12.9
Nb/U	24.4	31.4	26.4	25.4	27.4	29.5	1.5	3.1	2.0	2.1	1.5	1.6	2.9	5.5
ΣREE	59.1	69.8	58.8	67.1	105.9	48.7	42.5	28.5	11.8	48.2	63.2	43.9	32.0	33.4
(La/Yb) _N	1.3	1.3	0.9	1.2	1.1	1.1	9.0	1.7	1.0	8.7	2.3	3.5	1.3	1.3
(La/Sm) _N	1.0	1.0	0.8	1.0	0.9	0.9	2.4	1.1	1.3	2.3	1.9	1.9	0.9	0.9
(Gd/Yb) _N	1.3	1.2	1.2	1.2	1.3	1.2	2.3	1.4	0.7	2.3	1.0	1.5	1.3	1.3
Eu/Eu*	1.1	1.0	1.0	1.1	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	1.1	0.8	0.8	0.9	0.7
(Th/La) _{PM}	0.5	0.5	0.6	0.6	0.7	0.6	1.3	1.0	1.4	1.4	1.2	1.6	1.0	1.0
(Nb/La) _{PM}	0.7	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.1	0.2	0.7	0.2	0.1	0.1	0.2	0.4
(Nb/Th) _{PM}	1.6	1.6	1.4	1.4	1.4	1.5	0.1	0.2	0.5	0.1	0.1	0.1	0.2	0.4
Ti/Ti*	0.8	0.7	0.6	0.8	0.6	0.9	0.3	0.8	0.7	0.4	0.2	0.5	0.4	0.2
CIA	52.2	59.5	55.7	50.2	50.9	54.6	44.5	65.3	55.5	51.9	60.8	62.6	56.4	65.1
ASI											1.1			1.3

Приложение 4. Продолжение.

№	Низко-Ti породы													
	It-10-19	It-12-19	It-14-19	It-15-19	It-16-19	It-18-19	N 1901	N 1906	N 1914	N 1915	N 1955	K19-6/2	K19-7	JD6-1
SiO ₂	60.0	58.9	52.0	56.7	64.1	52.9	52.5	54.3	55.4	46.0	70.9	51.1	53.1	55.1
TiO ₂	0.2	0.2	0.5	0.2	0.2	0.2	0.5	0.8	0.3	0.9	0.7	0.9	1.0	0.6
Al ₂ O ₃	15.4	15.1	15.8	15.1	12.5	13.9	14.0	15.2	12.8	15.7	12.8	14.9	17.7	14.5
Fe ₂ O ₃	9.5	9.3	10.9	9.0	7.4	10.0	10.4	11.4	9.2	13.5	4.6	9.6	6.9	6.4
MnO	3.4	4.5	7.2	4.6	5.5	7.5	7.3	4.6	8.5	6.8	0.7	7.0	4.3	6.9
MgO	2.2	2.7	3.4	7.0	4.2	8.5	6.5	3.5	6.8	6.6	1.5	4.8	4.8	8.0
CaO	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
Na ₂ O	6.6	6.6	5.8	6.0	4.4	4.3	4.9	5.9	3.6	3.5	5.1	3.6	4.6	4.0
K ₂ O	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1	0.6	1.2	0.4	2.2	1.9	0.6	1.3	2.1
P ₂ O ₅	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2
ППП	1.8	2.1	3.2	0.9	1.2	1.7	2.3	1.9	2.0	4.0	0.8	6.5	3.8	1.5
Сумма	99.4	99.8	99.3	99.8	99.9	99.3	99.6	99.0	99.1	99.7	99.4	99.4	99.4	99.4
#Mg	41.5	49.5	56.8	50.7	60.1	60.1	58.5	44.6	64.9	50.1	24.8	59.3	55.9	68.3
Rb	1.5	1.8	2.9	1.7	2.6	0.6	5.0	16.0	2.8	23.0	6.0	9.5	23.5	16.6
Sr	110.0	90.0	264.5	210.0	100.0	84.5	150.0	190.0	90.0	240.0	60.0	216.7	501.3	778.9
Y	4.0	4.0	11.7	3.0	5.0	5.2	6.0	11.0	4.0	10.0	18.0	21.0	17.6	13.8
Zr	14.0	14.0	27.8	15.0	15.0	20.8	27.2	24.8	10.0	30.6	66.0	61.8	136.8	70.9
Nb	0.9	1.1	0.7	0.8	1.0	0.9	1.9	0.7	0.6	1.0	2.1	1.8	4.5	13.0
Ba	60.0	60.0	72.3	30.0	40.0	25.3	150.0	210.0	40.0	330.0	330.0	301.5	234.7	517.0
La	1.0	1.0	3.9	1.0	1.2	1.1	6.0	2.6	0.8	7.0	8.0	3.5	9.7	16.7
Ce	2.4	2.2	9.2	2.1	2.8	2.6	15.0	7.0	1.9	16.0	20.0	9.1	23.3	32.3
Nd	1.5	1.4	5.6	1.2	1.7	1.4	9.0	5.0	1.3	11.0	14.0	6.9	13.5	16.6
Sm	0.5	0.4	1.7	0.3	0.5	0.4	2.2	1.6	0.4	2.8	3.7	2.2	3.2	3.6
Eu	0.2	0.1	0.6	0.1	0.2	0.2	0.5	0.6	0.2	0.9	1.2	0.8	1.0	1.0
Gd	0.6	0.5	1.8	0.4	0.6	0.5	1.9	2.1	0.6	2.8	4.0	2.8	3.2	3.2
Tb	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.4	0.6	0.5	0.5	0.4

Dy	0.7	0.6	2.0	0.5	0.8	0.7	1.4	2.3	0.7	2.3	4.1	3.2	3.2	2.4
Ho	0.2	0.1	0.5	0.1	0.2	0.2	0.3	0.5	0.2	0.4	0.9	0.7	0.6	0.5
Er	0.6	0.5	1.3	0.4	0.7	0.6	0.8	1.5	0.5	1.3	2.5	2.1	1.9	1.4
Tm	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.4	0.3	0.3	0.2
Yb	0.7	0.5	1.3	0.5	0.8	0.7	0.7	1.5	0.5	1.1	2.4	2.1	1.7	1.2
Lu	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.4	0.3	0.3	0.2
Hf	0.5	0.5	0.8	0.5	0.6	0.5	1.0	0.9	0.4	1.1	2.2	1.5	3.0	2.1
Ta	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.6
Th	0.2	0.3	0.7	0.2	0.3	0.2	1.4	0.4	0.2	0.9	1.2	0.3	2.1	4.9
U	0.3	0.3	0.5	0.1	0.2	0.2	0.6	0.3	0.2	0.4	0.7	0.2	0.6	1.9
Pb	1.0	1.0	1.4	0.7	2.0	1.3	2.8	5.0	2.9	5.0	4.0			
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	74.5	67.4	33.8	92.7	69.0	83.3	27.0	20.1	41.4	17.1	18.4	16.6	17.0	24.9
Zr/Nb	15.6	12.7	39.0	18.8	15.0	22.2	14.3	35.4	16.7	30.6	31.4	34.5	30.4	5.4
Ce/Pb	2.4	2.2	6.6	3.0	1.4	2.0	5.4	1.4	0.7	3.2	5.0			
Nb/U	3.3	3.9	1.5	5.7	5.3	4.0	3.2	2.7	4.0	2.6	3.0	7.6	7.5	6.8
ΣREE	8.6	7.5	28.5	7.0	9.8	8.6	38.2	25.5	7.3	46.4	62.2	34.6	62.4	79.6
(La/Yb) _N	1.0	1.4	2.1	1.4	1.0	1.0	5.8	1.2	1.1	4.3	2.3	1.1	3.9	9.2
(La/Sm) _N	1.4	1.7	1.5	1.9	1.6	1.7	1.7	1.0	1.2	1.6	1.4	1.0	1.9	2.9
(Gd/Yb) _N	0.7	0.8	1.1	0.7	0.6	0.5	2.2	1.1	0.9	2.1	1.4	1.1	1.5	2.1
Eu/Eu*	1.1	0.8	1.0	1.2	0.9	1.1	0.7	1.0	1.1	1.0	1.0	0.9	1.0	0.9
(Th/La) _{PM}	1.7	2.0	1.4	1.6	2.0	1.8	1.9	1.2	1.7	1.0	1.2	0.7	1.8	2.4
(Nb/La) _{PM}	0.9	1.1	0.2	0.8	0.8	0.8	0.3	0.3	0.7	0.1	0.3	0.5	0.4	0.8
(Nb/Th) _{PM}	0.5	0.5	0.1	0.5	0.4	0.5	0.2	0.2	0.4	0.1	0.2	0.7	0.3	0.3
Ti/Ti*	0.6	0.8	0.5	0.8	0.5	0.8	0.4	0.6	0.9	0.5	0.3	0.8	0.7	0.3
CIA	63.0	61.3	62.6	53.3	58.4	51.8	53.6	59.0	54.4	56.1	60.1	62.4	62.2	50.8
ASI					1.0						1.2			

Приложение 5. Состав породообразующих оксидов и редких элементов изученных пород ТСЗ.

	Высоко-Ti базальты				Высоко-Ti андезиты/фонолит				Средне-Ti габбро	Низко-Ti породы					
№	TKS-21-06	TKS-21-07	TKS-21-32	TKS-21-33	TK-7	TK-8	TKS-21-22	TKS-21-75	TK-22	TK-15	TK-16	TK-19	TKS-21-01	TKS-21-04	TKS-21-08
SiO ₂	47.6	48.8	45.7	46.9	56.5	56.6	59.6	52.8	47.4	53.0	44.2	50.0	54.1	54.9	52.0
TiO ₂	2.1	2.3	2.4	2.6	1.1	1.5	2.2	1.8	1.1	0.6	0.5	0.9	0.9	0.8	1.2
Al ₂ O ₃	15.0	14.8	14.5	14.3	14.3	16.6	19.1	16.6	18.3	12.8	11.8	14.5	13.9	15.1	14.2
Fe ₂ O ₃	12.0	13.5	13.8	14.4	12.8	9.8	3.8	11.2	9.6	11.2	10.8	13.1	11.5	10.2	15.0
MnO	0.2	0.1	0.2	0.2	0.5	0.2	0.0	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2
MgO	6.6	5.1	6.1	5.5	2.3	2.2	1.1	4.0	5.7	6.4	13.4	6.9	6.2	6.0	4.1
CaO	4.6	8.2	9.7	9.3	3.7	2.3	1.4	1.7	10.8	10.1	15.1	9.1	4.7	2.2	6.4
Na ₂ O	2.9	4.3	3.6	3.4	4.4	5.8	0.7	4.4	3.0	3.7	0.5	2.6	4.2	5.3	4.2
K ₂ O	2.3	0.5	0.4	0.6	1.0	3.0	9.3	3.1	1.0	0.1	0.1	0.8	1.5	0.1	1.1
P ₂ O ₅	0.3	0.2	0.2	0.2	0.4	0.7	0.9	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
ППП	5.3	2.0	3.7	2.6	3.1	1.5	1.7	3.1	2.9	2.0	3.7	2.0	2.6	4.6	1.3
Сумма	99.6	100.0	100.1	100.1	100.1	100.1	100.0	99.4	100.1	100.1	100.2	100.1	99.9	99.7	99.9
#Mg	52.3	43.1	46.8	43.1	26.0	30.6	36.0	41.4	54.5	53.2	71.4	51.2	51.8	54.1	35.2
Rb	20.0	7.0	4.0	5.0	15.9	30.3	87.0	46.5	17.8	0.9	0.5	10.7	6.0	1.8	14.0
Sr	140.0	270.0	240.0	400.0	320.1	333.4	240.0	281.5	270.6	339.5	38.0	350.4	130.0	44.4	400.0
Y	13.0	16.0	24.0	30.0	80.6	44.4	30.0	54.2	23.2	13.8	10.7	15.6	11.0	17.4	24.0
Zr	61.0	57.0	120.0	110.0	619.4	461.6	300.0	434.2	58.7	33.3	27.9	44.1	38.3	59.3	71.0
Nb	23.0	9.0	19.0	25.0	104.0	80.2	90.0	71.4	2.6	0.9	1.3	2.2	0.9	1.9	2.8
Ba	270.0	70.0	100.0	300.0	505.7	907.9	600.0	508.9	67.9	51.5	9.7	142.7	170.0	23.7	350.0
La	14.0	9.0	11.0	14.0	69.9	56.5	40.0	28.9	2.3	3.2	3.1	5.0	3.0	3.3	7.0
Ce	26.0	22.0	21.0	25.0	148.9	127.2	70.0	71.8	7.1	8.0	7.1	11.2	8.0	8.3	17.0
Nd	15.0	14.0	15.0	17.0	70.8	55.9	37.0	42.5	6.7	5.5	4.8	7.2	6.0	6.3	11.0
Sm	3.2	3.5	3.6	4.1	15.4	11.6	7.0	10.6	2.4	1.6	1.3	2.1	1.6	2.0	3.0
Eu	1.2	1.2	1.3	1.5	5.1	3.4	2.0	3.2	0.9	0.7	0.4	0.8	0.5	0.7	1.1
Gd	3.5	4.0	5.0	5.0	14.4	10.3	7.0	10.4	3.2	1.9	1.6	2.4	2.0	2.4	3.8

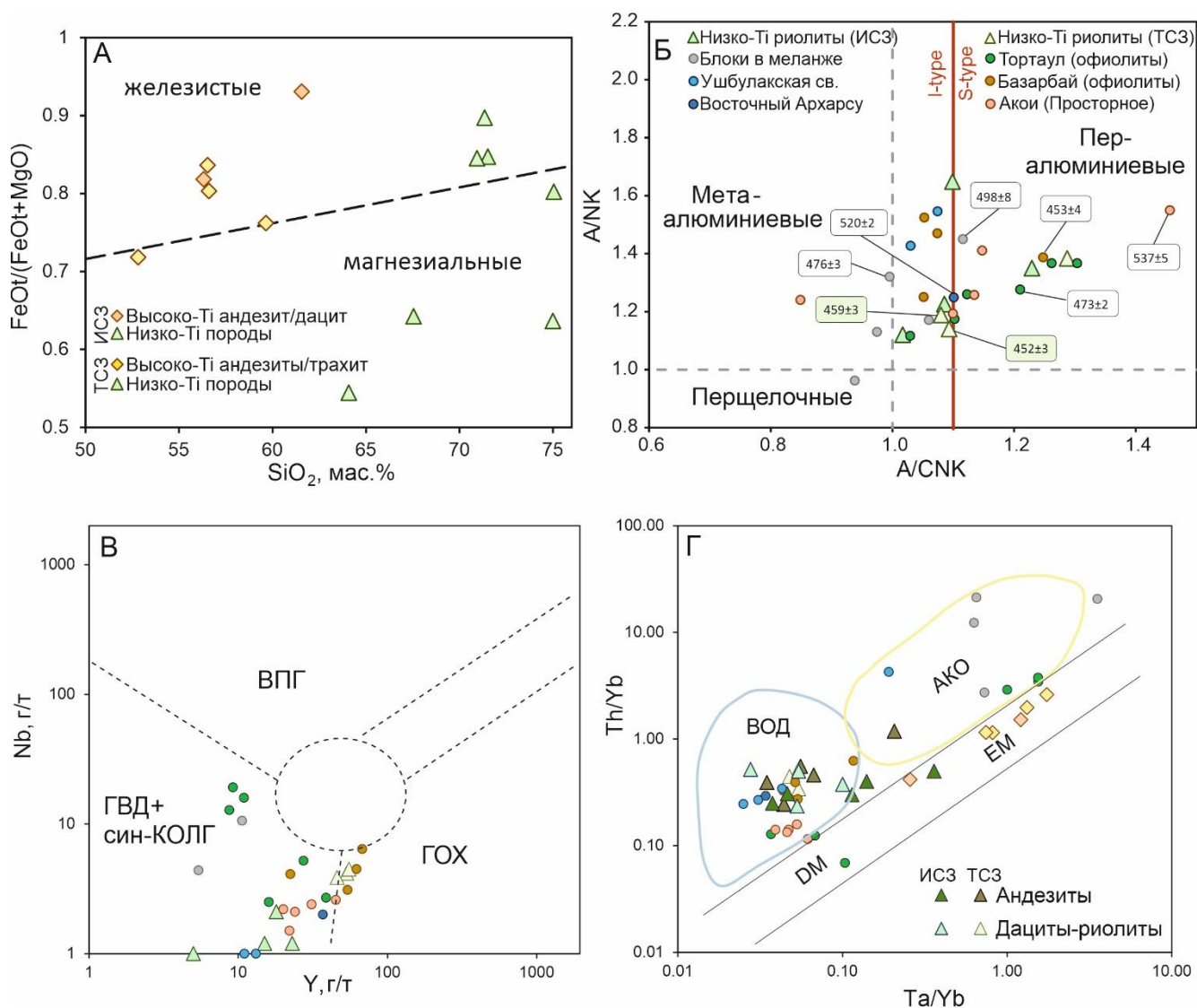
Tb	0.5	0.6	0.6	0.7	2.4	1.7	0.8	1.6	0.6	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.6
Dy	3.2	3.7	3.8	4.4	14.7	9.3	5.0	10.0	4.1	2.3	1.8	2.6	2.2	2.9	3.6
Ho	0.6	0.7	0.7	0.8	2.8	1.7	0.9	2.1	0.9	0.5	0.4	0.5	0.5	0.6	0.7
Er	1.7	1.9	1.9	2.3	7.6	4.4	2.6	5.7	2.5	1.4	1.2	1.6	1.5	1.8	2.2
Tm	0.2	0.3	0.3	0.3	1.2	0.6	0.4	0.9	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3
Yb	1.3	1.5	1.5	1.8	7.4	3.7	2.3	5.4	2.4	1.3	1.0	1.6	1.4	1.8	2.1
Lu	0.2	0.2	0.2	0.3	1.0	0.5	0.4	0.8	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3
Hf	2.2	2.4	2.7	2.8	13.5	10.0	5.0	10.0	1.6	0.9	0.8	1.1	1.2	1.6	1.8
Ta	1.7	0.7	0.9	1.2	6.0	4.9	4.0	4.0	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Th	1.9	0.8	1.0	1.2	8.4	7.3	6.0	6.3	0.1	0.5	0.5	0.6	0.6	0.8	1.1
U	0.6	0.4	0.4	0.3	1.1	2.4	3.5	2.0	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.5	0.5
Pb	2.2	1.1	1.1	1.7	—	—	4.0	—	—	—	—	—	1.6	—	1.6
Al ₂ O ₃ / TiO ₂	7.2	6.3	5.9	5.5	12.8	11.2	8.5	9.5	16.7	22.5	23.9	16.5	15.8	18.9	12.1
Zr/Nb	2.7	6.3	6.3	4.4	6.0	5.8	3.3	6.1	22.5	36.5	20.8	20.4	42.6	31.9	25.4
Ce/Pb	11.8	20.0	19.1	14.7	—	—	17.5	—	—	—	—	—	5.0	—	10.6
Nb/U	38.3	25.0	48.7	73.5	93.1	34.0	25.7	34.9	38.5	3.7	6.6	7.7	3.5	3.6	6.1
ΣREE	70.6	62.6	65.9	77.1	361.6	286.7	175.4	193.9	33.7	27.2	23.2	35.9	27.4	31.1	52.7
(La/Yb) _N	7.3	4.1	5.0	5.3	6.4	10.3	11.8	3.6	0.7	1.6	2.0	2.1	1.4	1.2	2.3
(La/Sm) _N	2.8	1.6	1.9	2.1	2.9	3.1	3.6	1.7	0.6	1.2	1.5	1.5	1.2	1.0	1.5
(Gd/Yb) _N	2.2	2.2	2.7	2.3	1.6	2.3	2.5	1.5	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0	1.5
Eu/Eu*	1.1	1.0	0.9	1.0	1.0	0.9	0.9	0.9	1.0	1.2	0.9	1.1	0.9	0.9	1.0
(Th/La) _{PM}	1.1	0.7	0.7	0.7	1.0	1.0	1.2	1.7	0.5	1.2	1.2	1.0	1.7	2.1	1.3
(Nb/La) _{PM}	1.6	1.0	1.7	1.7	1.4	1.4	2.2	2.4	1.1	0.3	0.4	0.4	0.3	0.5	0.4
(Nb/Th) _{PM}	1.4	1.3	2.3	2.5	1.5	1.3	1.8	1.4	2.1	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	0.3
Ti/Ti*	1.4	1.3	1.2	1.2	0.2	0.3	0.6	0.3	0.8	0.7	0.7	0.8	1.0	0.8	0.7
CIA	60.4	53.2	51.6	51.9	59.9	61.0	62.7	64.4	55.2	48.0	43.1	53.8	57.2	66.6	55.0

Приложение 5. Продолжение.

Низко-Ti породы															
№	TKS-21-10	TKS-21-12	TKS-21-19	TKS-21-35	TKS-21-41	TKS-21-42	TKS-21-46	TKS-21-48	TKS-21-49	TKS-21-53	TKS-21-56	TKS-21-63	TKS-21-64	TKS-21-65	TKS-21-73
SiO ₂	51.6	50.0	52.8	57.3	50.8	53.3	53.5	53.6	51.6	56.0	54.8	75.0	67.5	71.5	55.2
TiO ₂	0.9	0.7	1.0	0.9	0.7	0.9	1.0	1.2	0.7	1.2	0.9	0.3	0.6	0.5	1.0
Al ₂ O ₃	14.2	14.5	16.8	15.0	13.2	14.5	15.5	13.3	13.9	14.1	13.9	12.0	13.5	13.3	13.7
Fe ₂ O ₃	14.0	12.1	9.8	8.6	9.7	8.8	9.3	11.9	11.6	10.9	13.9	3.3	5.6	4.7	15.7
MnO	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.8	0.4
MgO	4.6	6.5	5.0	5.3	10.9	8.2	4.5	5.6	7.3	4.3	5.6	0.7	2.8	1.2	2.5
CaO	8.6	10.1	7.4	3.2	8.3	7.4	7.6	7.3	8.9	5.6	2.2	0.5	0.8	0.1	2.9
Na ₂ O	4.3	2.8	4.0	3.0	2.2	1.6	5.2	4.2	2.3	5.3	3.8	6.4	5.8	6.6	4.5
K ₂ O	0.3	0.5	0.1	1.7	0.6	1.8	0.3	0.6	1.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.3	0.6
P ₂ O ₅	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4
ППП	1.0	2.5	2.8	4.0	3.1	3.4	2.9	2.1	2.2	2.1	4.4	0.9	2.0	0.8	3.1
Сумма	99.9	100.0	100.0	99.3	99.9	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	99.4	99.2	99.8	100.0
#Mg	39.6	51.6	50.5	55.1	69.3	65.1	48.9	48.4	55.8	44.2	44.5	30.7	50.1	24.5	24.2
Rb	2.3	8.0	1.1	29.2	17.0	66.0	6.0	7.0	26.0	0.9	1.8	0.5	1.7	1.8	5.0
Sr	300.0	300.0	700.0	360.6	200.0	300.0	300.0	300.0	500.0	200.0	130.0	45.4	93.8	148.4	240.0
Y	18.0	17.0	21.0	20.6	16.0	24.0	19.0	30.0	17.0	30.0	8.0	53.2	46.0	55.2	19.0
Zr	51.0	41.0	54.0	104.4	69.0	110.0	63.0	72.0	53.0	96.0	27.7	307.8	239.4	370.2	48.0
Nb	1.5	1.3	2.5	5.2	2.6	5.0	1.3	1.5	1.5	2.5	0.7	4.2	3.9	4.5	1.2
Ba	120.0	210.0	30.0	633.2	120.0	270.0	27.0	90.0	380.0	25.0	40.0	32.7	54.8	48.3	150.0
La	7.0	4.0	6.0	11.3	5.0	10.0	2.9	4.0	4.0	6.0	1.9	16.5	12.5	12.5	5.0
Ce	15.0	9.0	14.0	26.7	10.0	21.0	7.0	10.0	9.0	15.0	4.6	40.7	30.5	29.2	13.0
Nd	10.0	6.0	9.0	16.0	6.0	11.0	5.0	7.0	6.0	10.0	3.7	25.1	19.4	21.0	9.0
Sm	2.5	1.8	2.4	4.0	1.6	2.7	1.7	2.3	1.7	3.0	1.3	6.6	5.0	6.0	2.6
Eu	0.9	0.9	0.8	1.1	0.5	0.8	0.7	0.9	0.7	1.0	0.4	1.2	1.1	1.4	0.8
Gd	3.1	2.5	3.1	3.9	2.1	3.4	2.5	3.5	2.4	4.0	1.6	7.0	5.9	7.2	3.3
Tb	0.4	0.4	0.4	0.6	0.3	0.5	0.4	0.6	0.3	0.7	0.3	1.2	1.1	1.3	0.6

Dy	2.7	2.4	2.9	3.6	2.2	3.3	2.7	3.8	2.3	4.4	1.7	8.1	7.3	8.9	3.7
Ho	0.5	0.5	0.6	0.8	0.5	0.7	0.6	0.8	0.5	0.9	0.3	1.9	1.6	2.0	0.8
Er	1.6	1.5	1.7	2.1	1.3	2.1	1.6	2.4	1.4	2.7	1.0	5.5	4.7	5.9	2.4
Tm	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.4	0.1	0.9	0.7	0.9	0.4
Yb	1.5	1.3	1.5	2.0	1.3	1.9	1.4	2.2	1.3	2.5	0.9	6.2	5.2	6.1	2.3
Lu	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.4	0.1	1.0	0.8	1.0	0.4
Hf	1.2	1.0	1.4	2.7	1.4	2.4	1.3	1.6	1.1	2.1	0.9	8.7	6.5	9.2	1.7
Ta	0.1	0.1	0.1	0.4	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.3	0.1
Th	0.8	0.4	0.9	2.4	1.4	3.5	0.3	0.3	0.4	0.6	0.5	3.2	2.3	2.1	0.9
U	0.3	0.3	0.3	0.6	0.4	0.8	0.2	0.2	0.1	0.2	0.4	1.3	1.1	0.6	0.5
Pb	2.1	18.0	2.7	—	2.3	6.0	0.8	0.9	3.0	0.5	1.2	—	—	—	4.0
Al ₂ O ₃ / TiO ₂	15.9	20.9	17.6	17.1	18.2	17.0	16.0	11.1	20.3	11.5	15.9	38.7	22.8	28.8	14.1
Zr/Nb	34.0	31.5	21.6	20.0	26.5	22.0	48.5	48.0	35.3	38.4	39.6	73.8	62.0	82.6	40.0
Ce/Pb	7.1	0.5	5.2	—	4.3	3.5	8.8	11.1	3.0	30.0	3.8	—	—	—	3.3
Nb/U	4.8	4.2	7.6	8.5	6.7	6.3	7.6	7.1	11.5	10.4	2.0	3.1	3.5	7.3	2.5
ΣREE	45.7	30.7	42.9	72.6	31.2	58.0	26.9	38.1	30.0	51.0	18.0	121.8	96.0	103.3	44.3
(La/Yb) _N	3.2	2.1	2.7	3.8	2.6	3.6	1.4	1.2	2.1	1.6	1.4	1.8	1.6	1.4	1.5
(La/Sm) _N	1.8	1.4	1.6	1.8	2.0	2.3	1.1	1.1	1.5	1.3	0.9	1.6	1.6	1.3	1.2
(Gd/Yb) _N	1.7	1.6	1.7	1.6	1.3	1.5	1.4	1.3	1.5	1.3	1.4	0.9	0.9	0.9	1.2
Eu/Eu*	1.0	1.3	0.9	0.9	0.8	0.8	1.0	1.0	1.1	0.9	0.9	0.5	0.6	0.6	0.8
(Th/La) _{PM}	0.9	0.8	1.2	1.7	2.3	2.8	0.8	0.6	0.8	0.8	2.1	1.5	1.5	1.4	1.5
(Nb/La) _{PM}	0.2	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.2	0.3	0.3	0.2
Nb/Th _{PM}	0.2	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2	0.5	0.6	0.4	0.5	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2
Ti/Ti*	0.6	0.7	0.7	0.5	0.8	0.6	1.0	0.9	0.7	0.7	1.3	0.7	0.1	0.2	0.1
CIA	51.9	52.0	59.4	65.5	54.3	57.5	54.1	52.5	52.8	56.0	69.0	63.4	66.5	62.0	63.0
ASI	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.1	1.3	1.2	—

Приложение 6. Классификационные (А, Б) и дискриминационные (В, Г) диаграммы для кислых разностей ИСЗ и ТСЗ*.



*Значения для пород ушбулакской свиты, гранитоидов из массива Восточный Архарсу и в блоках в меланже ИСЗ даны из (Degtyarev et al., 2021), для гранитоидов Тортаульских и Базарбайских офиолитов и офиолитов Акои из (Degtyarev et al., 2022; Дегтярев и др., 2023).