

На правах рукописи



ХРОМЫХ Сергей Владимирович

**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ  
АЛТАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ  
СИСТЕМЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)**

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Новосибирск – 2020

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск.

**Официальные оппоненты:**

**Ярмолюк Владимир Викторович**, академик РАН, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией ФГБУН Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук (ИГЕМ РАН), г. Москва.

**Врублевский Василий Васильевич**, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры динамической геологии Национального исследовательского Томского государственного университета (ТГУ), г. Томск.

**Воронцов Александр Александрович**, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ФГБУН Института геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук (ИГХ СО РАН), г. Иркутск.

**Ведущая организация:**

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской Академии наук (г. Москва).

Защита состоится **4 декабря 2020 года в 10-00** на заседании диссертационного совета Д 003.067.03 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, в конференц-зале.

Отзывы на автореферат в 2-х экземплярах с подписью, заверенные печатью организации, просим направлять по адресу:

630090, г. Новосибирск, просп. ак. Коптюга, д.3,

Туркиной О.М.

Факс (383) 333-2130; e-mail: turkina@igm.nsc.ru

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

Автореферат разослан « 15 » октября 2020 года.

Ученый секретарь  
диссертационного совета Д 003.067.03,  
доктор геолого-минералогических наук



О.М. Туркина

## ВВЕДЕНИЕ

### Актуальность исследования

Одной из фундаментальных научных проблем петрологии, геохимии и геодинамики является понимание механизмов формирования и эволюция континентальной коры и роли мантии в этих процессах. Большинство континентальной коры, сформированной в течение фанерозоя, сосредоточено во внутриконтинентальных складчатых поясах. На всех стадиях их развития закономерно проявлялся характерный магматизм, масштабы и вещественный состав которого определялись как тектоническими факторами, мощностью и реологией литосферы, так и температурным и флюидным режимом мантии. В пределах древних эродированных аккреционно-коллизийных систем таким образом часто оказываются совмещены различающиеся по возрасту, структурному положению, масштабам и составу магматические комплексы. Одним из важнейших внутриконтинентальных складчатых поясов планетарного масштаба является Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), в составе которого выделяется множество аккреционно-коллизийных систем, сформированных при взаимодействии Сибирского, Северо-Китайского, Таримского крупных континентальных блоков и множества террейнов различной геодинамической природы в течение всего фанерозоя. Многочисленные исследования магматических комплексов аккреционно-коллизийных систем ЦАСП [Федоровский и др., 1995; Изох и др., 1998, 2011; Ярмолук и др., 2000, 2013, 2016; Коваленко и др., 2003; Козловский и др., 2006; Цыганков и др., 2007, 2016; Воронцов и др., 2010; Xiao et al., 2010, 2018; Ковач и др., 2011, 2012; Владимиров и др., 2013, 2017; Kozlovsky et al., 2015; Konopelko et al., 2017; Шелепяев и др., 2018 и другие] позволили установить, что ультрабазит-базитовый магматизм проявляется в разных формах и на разных стадиях их развития. Проблемы соотношения различных мантийных источников в эволюции аккреционно-коллизийных орогенов, механизмы взаимодействия мантийных расплавов с литосферой на разных стадиях их развития сейчас широко обсуждаются. Предложено несколько типов геодинамических моделей, – как признающих ведущую роль тектонических движений литосферы, так и предполагающих определяющее влияние независимых энергетических источников – мантийных плюмов. До сих пор для многих регионов Центральной Азии нет единого мнения о причинах и закономерностях проявления базитового магматизма.

Разнообразие используемых моделей и отсутствие единого мнения о причинах активности мантии еще раз подчеркивает многообразие всех факторов, определяющих закономерности магматизма в аккреционно-коллизийных геодинамических обстановках. Для установления закономерностей эволюции мантийного магматизма несомненно важным является получение конкретных данных о геологической позиции, возрасте, составе источника и условиях формирования магматических комплексов мантийного генезиса в пределах аккреционно-коллизийных складчатых систем.

### **Цель исследования**

На основе сопоставления данных о геологической позиции, составе и возрасте, установить этапы и масштабы проявления базит-ультрабазитового и гранитоидного магматизма, выявить закономерности мантийно-корового взаимодействия и предложить геодинамические сценарии развития Алтайской аккреционно-коллизиионной системы (Восточного Казахстана)

### **Задачи исследования**

- уточнить геологическую позицию базит-ультрабазитовых и гранитоидных магматических комплексов, установить характер взаимоотношений интрузивных, дайковых и вулканических пород;
- провести исследования петрографии, состава минералов, вещественного состава пород базит-ультрабазитовых ассоциаций, выделить генетические родственные группы пород, выполнить оценку состава родоначальных магм;
- на основе геохимических и изотопных исследований определить характеристики источников базит-ультрабазитовых магм и условия их частичного плавления;
- с помощью U-Pb и Ar-Ar датирования установить возраст базит-ультрабазитовых и гранитоидных ассоциаций, на основе сопоставления геологической позиции, состава и возраста составить схему корреляции магматических комплексов Алтайской аккреционно-коллизиионной системы;
- оценить объемы базит-ультрабазитового и гранитоидного магматизма на разных этапах развития аккреционно-коллизиионной системы, предложить модели мантийно-корового взаимодействия;
- на основе анализа геологических, петрологических, геохронологических данных предложить геодинамические сценарии, объясняющие активность мантии на разных этапах развития Алтайской аккреционно-коллизиионной системы.

### **Фактический материал**

В основу работы положен собственный материал автора, полученный в результате многолетних исследований на территории Алтайской аккреционно-коллизиионной системы. Первые исследования на этой территории начаты автором в 1998 году, проводились в 2002, 2003, 2005 гг., с 2008 по 2019 гг. – ежегодно, специально для решения научных задач настоящего исследования. Конкретные объекты исследования рассмотрены в соответствующих главах работы. Для решения поставленных задач использовались результаты геологических, петрографических, минералогических, геохимических, изотопных и геохронологических исследований, подробная их характеристика дана в Главе 3. Для получения результатов использована геологическая коллекция из более чем 900 образцов, изучено более 800 петрографических шлифов. Выполнено около 500 анализов состава минералов, около 300 рентгено-флуоресцентных анализов на содержание главных компонентов, около 200 масс-спектрометрических анализов на содержание редких элементов. Изотопно-геохимическая характеристика проведена с использованием 25 определений

изотопного состава Nd, 15 определений изотопного состава Sr, 2 определения изотопного состава Hf в цирконах. В ходе исследований выполнено 44 U-Pb определения возраста по цирконам, в том числе 19 определений возраста базит-ультрабазитовых ассоциаций; 20 Ar-Ar определений возраста, в том числе 6 определений возраста базит-ультрабазитовых ассоциаций.

### **Защищаемые положения**

1. В истории развития Алтайской аккреционно-коллизонной системы, возникшей в позднем палеозое при взаимодействии Сибирского и Казахстанского континентов, выделяется три этапа проявления ультрабазит-базитового магматизма: 1) конец раннего карбона (~ 330 – 324 млн. лет назад): габбро-диоритовые интрузии саурского комплекса в Жарма-Саурской зоне; 2) средний карбон (~ 315 – 311 млн. лет назад): дайки долеритов и лампрофиров в Жарма-Саурской зоне, базальт-андезитовый вулканизм в Чарской зоне, габброидный интрузивный магматизм в Калба-Нарымской зоне; 3) ранняя пермь (~ 297 – 267 млн. лет назад): андезит-базальтовый вулканизм, малые интрузии габбро и пикритов, крупные габбро-монцонит-гранитоидные интрузии в Чарской зоне, дайковые пояса долеритов и лампрофиров в Калба-Нарымской зоне.

2. Вещественный состав родоначальных магм ультрабазит-базитовых ассоциаций Алтайской аккреционно-коллизонной системы изменялся от раннекарбонového к среднекарбонovому и раннепермскому с последовательным увеличением содержаний  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$ , легких РЗЭ, Rb, Ba, Zr, Hf, Nb, Ta. Вариации составов магм определялись разным составом мантийных источников (гарцбургиты, шпинелевые лерцолиты, гранатовые лерцолиты) и разной степенью их плавления. Раннепермские ультрабазит-базитовые ассоциации наиболее обогащены  $TiO_2$  и несовместимыми компонентами ( $P_2O_5$ , Zr, Hf, Nb, Ta), что свидетельствует о вовлечении в частичное плавление относительно обогащенных мантийных источников.

3. Все проявления ультрабазит-базитового (мантийного) магматизма в Алтайской аккреционно-коллизонной системе сопровождалось субсинхронным коровым магматизмом (гранитоидными интрузиями или кремнекислыми вулканитами). Самый масштабный коровый магматизм был проявлен в ранней перми, его объемы в десятки раз превосходят объемы каменноугольного корового магматизма.

4. Раннепермский гранитоидный магматизм является результатом мантийно-корового взаимодействия, которое происходило по двум различающимся механизмам: 1) базитовые магмы, находившиеся в подкоровых камерах, оказывали термальное и флюидное воздействие на коровые субстраты, приводя к образованию гранит-лейкогранитных ассоциаций в Жарма-Саурской и Калба-Нарымской зонах. 2) базитовые магмы проникали на коровые уровни и взаимодействовали непосредственно с коровыми субстратами или анатектическим выплавками, приводя к образованию монцонит-гранитных

ассоциаций в Чарской зоне. Механизмы мантийно-корового взаимодействия и объемы гранитоидов зависели от мощности и проницаемости литосферы.

5. Мантийный и сопряженный коровый магматизм отражает последовательную смену геодинамических режимов и типов взаимодействия мантии и литосферы в развитии Алтайской аккреционно-коллизийной системы: 1) Раннекаменноугольный ( $C_1s$ ) магматизм раннеорогенного этапа является результатом отрыва субдуцирующей литосферы (слэба) под окраиной Казахстанского континента. 2) Среднекаменноугольный ( $C_2m$ ) магматизм позднеорогенного этапа является результатом активизации сдвигово-раздвиговых движений вдоль крупных разломов и отражает коллапс орогенного сооружения. 3) Раннепермский (300-270 млн. лет) масштабный магматизм является результатом глобального термического возмущения в верхней мантии под воздействием Таримского мантийного плюма. Закономерности развития раннепермского магматизма отражают разные стадии взаимодействия мантийного плюма с литосферой (инициальная, максимальное взаимодействие, релаксация). Масштабное развитие раннепермского магматизма на изученной территории обусловлено сочетанием термической аномалии в верхней мантии и процессов растяжения литосферы.

#### **Научная новизна**

Впервые выполнено исследование позднепалеозойских базит-ультрабазитовых магматических комплексов Восточного Казахстана с применением современных геологических, петрологических, изотопно-геохимических методов. Выявлены характерные особенности геологической позиции и состава разных базит-ультрабазитовых ассоциаций, на этой основе уточнен объем некоторых выделявшихся ранее комплексов и ассоциаций.

Впервые современными геохронологическими методами определены интервалы базит-ультрабазитового магматизма (ранний карбон, средний карбон, ранняя пермь). Впервые геохронологическими методами оценена общая продолжительность магматизма на территории Алтайской аккреционно-коллизийной системы – от конца раннего карбона до конца ранней перми (~330 – 270 млн. лет). Составлена новая схема корреляции магматических комплексов.

Благодаря сопоставлению данных о геологической позиции, составе и возрасте магматических комплексов, впервые оценены масштабы базит-ультрабазитового и гранитоидного магматизма; определено, что главный объем магматизма был проявлен в ранней перми. Установлено, что раннепермский пост-коллизийный магматизм в десятки раз по объемам превосходит аккреционно-коллизийный магматизм.

На основании анализа геологических, петролого-геохимических и геохронологических данных установлено, что мантийный и сопряженный коровый магматизм отражает последовательную смену геодинамических режимов и типов взаимодействия мантии и литосферы в развитии Алтайской аккреционно-коллизийной системы.

Впервые предложены согласованные геодинамические сценарии, объясняющие активность мантии на разных этапах развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы.

Предложенный автором подход всестороннего изучения магматических комплексов (геологической позиции, состава и возраста), их корреляции между собой, может быть использован для исследования аккреционно-коллизийных систем и построения палеогеодинамических реконструкций Центрально-Азиатского складчатого пояса.

### **Практическая значимость**

Изложенные в работе результаты исследования могут быть использованы при корректировке схем магматизма, при геологическом картировании нового поколения на территории Казахстана. Некоторые результаты, полученные в работе, также могут быть использованы для оценки рудоносного потенциала территорий аккреционно-коллизийных складчатых систем и для прогноза размещения рудных месторождений (благородные и редкие металлы).

### **Апробация работы и публикации**

Результаты исследований по теме работы докладывались на всероссийских и международных конференциях и совещаниях, наиболее важными из которых являются: Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2007, 2014, 2017, 2019); Международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей» (Иркутск, 2007; Качканар, 2009); Тектоническое совещание (Москва, 2008, 2019, 2020); Международная геологическая конференция «Граниты и эволюция Земли» (Улан-Удэ, 2008; Новосибирск, 2014); XI Всероссийское петрографическое совещание «Магматизм и метаморфизм в истории Земли» (Екатеринбург, 2010); Международная конференция «Крупные изверженные провинции Азии» (Иркутск, 2011, 2015; Томск, 2019); Всероссийская конференция «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (Владивосток, 2011); Международное рабочее совещание по проекту IGCP-592 «Continental construction in Central Asia» (Урумчи, Китай, 2013); Международная конференция «Корреляция Алтаид и Уралид» (Новосибирск, 2014, 2016, 2018); Международное Китайско-Российское совещание по Центрально-Азиатскому складчатому поясу (Пекин, Китай, 2015; Иркутск, 2017); Международная научно-практическая конференция «Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан» (Алматы, Казахстан, 2015); Всероссийская петрографическая конференция «Петрология магматических и метаморфических комплексов» (Томск, 2016, 2017, 2018); Международная научно-практическая конференция «Недра Казахстана – основа стабильности и процветания страны» (Усть-Каменогорск, Казахстан, 2019).

Исследования по теме диссертации выполнялись в рамках выполнения Государственного задания ИГМ СО РАН и при поддержке грантов: РФФИ (№№

08-05-00974, 15-35-20815, 17-05-00825, 20-05-00346, 20-35-70076), Президента РФ для молодых ученых–кандидатов наук (№ МК.1753.2012.5), РНФ (№ 15-17-10010), Министерства образования и науки РФ (№ 5.1688.2017/ПЧ; № 14.У26.31.0018).

По теме диссертации опубликовано более 50 научных работ, в том числе 23 статьи в рецензируемых научных журналах.

### **Структура и объем работы**

Диссертация состоит из введения, восьми глав и заключения. Глава 1 содержит общую характеристику ультрабазит-базитового магматизма и обзор существующих геодинамических моделей его проявления в аккреционно-коллизийных системах. Глава 2 содержит сведения о геологическом строении и истории развития региона, и обоснование выбора объектов исследования. В Главе 3 изложена методика исследований. Главы 4-7 содержат результаты исследования базит-ультрабазитовых и сопряженных гранитоидных комплексов. Глава 8 содержит обсуждение полученных результатов, их обобщение и анализ, и является обоснованием защищаемых положений. Общий объем диссертации составляет 439 страниц, включает 103 рисунка и 23 таблицы. Список литературы содержит 408 наименований.

### **Благодарности**

Диссертационная работа выполнена в Лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск).

Автор прежде всего благодарен старшим коллегам и учителям, общение с которыми было определяющим для формирования научного мировоззрения и становления как ученого: академиком РАН Н.Л. Добрецову, М.И. Кузьмину, В.В. Ярмолюку; академику НАН РК Б.А. Дьячкову; член-корр. РАН Д.П. Гладкочубу, И.В. Гордиенко, Н.Н. Круку, Е.В. Склярору; докторам геол.-мин. наук А.Г. Владимирову, Т.В. Донской, А.Э. Изоху, С.Н. Рудневу, С.З. Смирнову, О.М. Туркиной, В.С. Федоровскому, А.А. Цыганкову, кандидату геол.-мин. наук. А.С. Мехоношину, профессору Ричарду Эрнсту.

Неоценимую помощь и всестороннюю поддержку в проведении полевых работ, обработке фактического материала, пробоподготовке и выполнении некоторых прецизионных исследований оказали мои коллеги: д.г.-м.н. Е.М. Сапаргалиев, к.г.-м.н. Г.Н. Бурмакина, к.г.-м.н. А.В. Вишневицкий, к.г.-м.н. П.Д. Котлер, к.г.-м.н. О.Н. Кузьмина, к.г.-м.н. А.В. Куликова, к.г.-м.н. Е.И. Михеев, к.г.-м.н. И.А. Савинский, к.г.-м.н. И.Ю. Сафонова, к.г.-м.н. Е.Н. Соколова, О.А. Гаврюшкина, О.П. Герасимов, А.В. Гурова, С.А. Котлер, Л.В. Куйбида, Я.В. Куйбида, С.С. Лобанов, Е.Н. Мороз, Т.А. Ойцева, А.А. Перфилова, И.Н. Сериков, Е.С. Суйекпаев, М.В. Черданцева, за что автор им безмерно благодарен.

Получение результатов, изложенных в работе, было бы невозможно без качественно выполненных аналитических исследований, за что автор искренне благодарит д.г.-м.н. Т.Б. Баянову, д.г.-м.н. А.В. Травина, к.г.-м.н. Н.С.

Карманова, к.г.-м.н. В.Ю. Киселеву, к.х.н. И.В. Николаеву, к.х.н. С.В. Палесского, к.г.-м.н. А.Т. Титова, к.г.-м.н. В.Б. Хубанова, к.г.-м.н. Д.С. Юдина, Н.Г. Карманову, Д.В. Семенову, М.В. Хлестова.

Автор отдельно благодарен д.г.-м.н. Е.Ф. Летниковой, к.г.-м.н. Н.В. Максимовой за поддержку и помощь на стадии подготовки и оформления диссертационной работы.

Автор благодарит за плодотворные дискуссии и обсуждение научных проблем всех коллег, проявивших искренний интерес к этим исследованиям: академика РАН К.Е. Дегтярева, академика РАН Н.П. Похиленко, член-корр. РАН Г.В. Полякова, д.г.-м.н. А.С. Борисенко, д.г.-м.н. М.М. Буслова, д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич, д.г.-м.н. Ю.А. Калинина, д.г.-м.н. М.В. Лучицкую, д.г.-м.н. В.А. Симонова, д.г.-м.н. О.П. Полянского, д.г.-м.н. Н.Д. Толстых, д.г.-м.н. Т.Н. Хераскову, к.г.-м.н. И.Ю. Анникову, к.г.-м.н. Е.В. Ветрова, к.г.-м.н. И.А. Вишневскую, к.г.-м.н. В.Г. Владимирова, к.г.-м.н. Н.И. Волкову, к.г.-м.н. И.В. Кармышеву, к.г.-м.н. А.М. Козловского, к.г.-м.н. М.Л. Куйбиду, к.г.-м.н. А.В. Лавренчука, к.г.-м.н. Е.А. Наумова, к.г.-м.н. И.Р. Прокопьева, к.г.-м.н. Е.В. Пушкарева, к.г.-м.н. А.В. Рязанцева, к.г.-м.н. А.А. Третьякова, к.г.-м.н. В.В. Хлестова, к.г.-м.н. Р.А. Шелепаева.

Уважая помощь и интерес всех коллег и соратников, тем не менее, главная благодарность выражается моей супруге Светлане Хмельниковой, за постоянную поддержку на всех этапах проделанного пути.

## **Глава 1. РАЗВИТИЕ ИДЕЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ и ЭВОЛЮЦИЯ ВЗГЛЯДОВ НА РОЛЬ МАНТИИ В ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СИСТЕМ**

Магматизм является главным проявлением глубинной активности и, являясь следствием процессов глубинной дифференциации вещества Земли, играет решающую роль при формировании и преобразованиях земной коры. Характеристики магм определяются множеством факторов, главные из которых – температура и давление образования, состав субстрата и характер флюида (состав, степень окисленности). Для различных глубин и разных сегментов планеты Земля величины и соотношения этих факторов существенно различаются, что приводит к формированию характерных магм, присущих определенным геодинамическим обстановкам. Сопоставление экспериментальных данных и результатов исследования конкретных объектов в различных современных обстановках привело к выделению общепринятых типов базальтовых пород, имеющих определенные черты вещественного состава и закономерности петрогенезиса: базальты океанических хребтов (Mid Ocean Ridge Basalts, MORB); базальты океанических островов (Ocean Island Basalts, OIB); внутриплитные базальты или траппы (Within Plate Basalts, WBP); островодужные базальты (Island Arc Basalts, IAB), среди которых выделяются породы толеитовой (Island Arc Tholeites, IAT) и известково-щелочной (Calc Alkaline Basalts, CAB) серий; базальты задуговых бассейнов (Back Arc Basin

Basalts, ВАВВ). Подавляющее большинство современных типов базитовых магматических пород имеют палео-аналоги, обнаженные в как в пределах кратонов, так и в складчатых областях.

Традиционно в качестве главных магматических индикаторов аккреционно-коллизийных обстановок рассматривались гранитоиды. Вместе с тем магматизм аккреционно-коллизийных зон характеризуется значительным разнообразием, да и составы и масштабы гранитоидов не всегда могут быть объяснены плавлением только метаморфических субстратов. Исследования аккреционно-коллизийных систем позволили установить существенную долю базитовых магматических пород в их составе, проявляющихся на самых разных стадиях орогенеза. Характерной чертой многих аккреционно-коллизийных систем является присутствие сложных габбро-гранитоидных ассоциаций, имеющих признаки сосуществования и взаимодействия контрастных по составу магм, что свидетельствует об активном мантийно-коровом взаимодействии.

Для объяснения причин проявления мантийного магматизма в аккреционно-коллизийных орогенах в последние десятилетия предложено множество геодинамических моделей, которые можно объединить в несколько групп: модели пост-орогенического растяжения литосферы; модели отрыва субдуцируемой океанической литосферы (слэба); модели син-сдвигового мантийного магматизма вдоль глубокопроникающих крупных разломов. Альтернативными плейт-тектоническим моделям являются представления о активности мантийных плюмов в пределах складчатых поясов, были предложены модели взаимодействия мантийных плюмов с литосферой. В последние годы широкое распространение получила гипотеза крупных изверженных провинций (Large Igneous Provinces, LIP), её развитие позволило описать закономерности мантийного и корового магматизма в фанерозойских складчатых поясах Азии [Добрецов и др., 2010; Ярмолюк и др., 2013, 2016 и другие]. Однако, нельзя считать однозначно господствующими представления об определяющей роли крупных изверженных провинций, – значительное число исследователей для тех же регионов отрицает влияние мантийных плюмов и объясняет проявления мантийной активности плейт-тектоническими процессами. Необходимо признать, что, пока не доказано обратное, – все согласованные модели имеют право на существование, и должны так или иначе объяснять мантийный магматизм в пределах складчатых поясов. Также очевидно следует признать возможность сочетания разных факторов – как плейт-тектонических, так и плюмовой активности в одних и тех же системах.

Для ответа на вопрос о причинах и закономерностях магматизма в том или ином регионе необходимо провести детальную расшифровку эволюции эндогенной активности, базируясь сопоставлении всего спектра сведений: 1) геологических данных о масштабах и формах проявления магматических ассоциаций, их взаимоотношениях, 2) петрографических и минералогических индикаторных свойствах, 3) петрогеохимических и изотопных данных, 4) геохронологических данных. Для полного решения задачи следует

рассматривать весь магматизм того или иного региона целиком, не останавливаясь на только базитах или только гранитоидах. Такой подход позволит построить корректную схему корреляции магматизма, и, путем сопоставления данных о возрасте, составе и масштабах проявления, – связать проявления магматизма с главными этапами развития аккреционно-коллизийных систем, и определить геодинамические сценарии, объясняющие мантийную активность. В настоящей работе изложены результаты применения такого подхода к позднепалеозойским (карбон – пермь) магматическим ассоциациям Алтайской аккреционно-коллизийной системы (Восточный Казахстан).

## **Глава 2. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И РАЗВИТИЕ АЛТАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ**

Главный интерес исследования сосредоточен в пределах Зайсанской герцинской складчатой системы. Эта система, известная также как Обь-Зайсанская, Иртыш-Зайсанская, или Зайсан-Гобийская была сформирована в позднем палеозое, между каледонскими складчатými сооружениями Алтая (на северо-востоке в современных координатах) и Казахстана (на юго-западе в современных координатах). Складчатые сооружения Горного и Рудного Алтая в основном сформировались в течение раннего и среднего палеозоя в результате приращения террейнов океанической и островодужной природы к окраине Сибирского континента. К концу среднего палеозоя (поздний девон – ранний карбон) сформировалась Рудно-Алтайская активная окраина Сибирского континента. С противоположной юго-западной стороны к концу среднего палеозоя за счет аккреции нескольких докембрийских континентальных блоков и нескольких ранне- и среднепалеозойских островодужных систем сформировался составной Казахстанский континент. Между континентами в конце девона – начале карбона существовал Обь-Зайсанский бассейн – фрагмент палеоазиатского океана. В нем существовали внутриокеанические островные дуги и океанические острова, фрагменты которых сохранились в тектонических блоках в Зайсанской складчатой системе. Процесс закрытия океанического бассейна вероятно начался в раннем карбоне, а к концу раннего карбона он полностью закрылся с формированием Зайсанской складчатой системы.

Эта система в настоящее время и обнажена на территории Восточного Казахстана, протягиваясь более чем на 700 км от рыхлых отложений чехла Западно-Сибирской плиты на северо-западе до сочленения на юго-востоке со структурами Джунгарской и Южно-Монгольской складчатых систем в Синцзянь-Уйгурском регионе Китая. Наиболее полно структурно-вещественные комплексы Обь-Зайсанской системы обнажены в бассейне Иртыша и озера Зайсан; они имеют выраженное северо-западное простирание и четко ограничены разломами, отделяющими их на юго-западе от Чингиз-Тарбагатайской зоны и на северо-востоке от Рудно-Алтайской зоны. Геологические исследования на территории Восточного Казахстана активно

проводились с середины XX века, на основе анализа геологических формаций в составе складчатой системы выделены более или менее общепринятые структурно-формационные зоны (с юго-запада на северо-восток): 1) Жарма-Саурская зона; 2) Чарская (иногда Западно-Калбинская) зона; 3) Калба-Нарымская зона; 4) Иртышская зона (см. **Приложение 1**).

Жарма-Саурская зона представляет собой мегасинклиний, в строении которого выделяются три структурных этажа: средне-верхнедевонский, раннекаменноугольный, средне-позднекаменноугольный. Ранние осадки представлены двумя главными формациями – кремнисто-андезитобазальтовой ( $D_{2gv}-D_{3fr}$ ) палеоокеанической природы и гравелито-песчано-сланцевую ( $D_{2gv}-D_{3fr}$ ) с признаками прибрежно-морских условий. В направлении каледонской Чингиз-Тарбагатайской системы они постепенно замещаются наземными пестроцветными и угленосными отложениями. Для фамена и турне характерен перерыв в осадконакоплении. Раннекаменноугольные отложения представлены на северо-востоке кремнисто-андезитовой формацией ( $C_{1t_2-v_1}$ ), на юго-западе одновозрастные с ней отложения принадлежат песчано-сланцевой формации. Верхний структурный этаж сложен вулканогенными формациями: дацито-молассовой ( $C_2$ ), трахибазальт-трахиандезитовой ( $C_{2-3}$ ) и дацит-риолитовой ( $C_3$ ).

Чарская зона является осевой в составе Обь-Зайсанской складчатой системы. По существующим представлениям в основании Чарской зоны залегают фрагменты океанической литосферы Обь-Зайсанского бассейна, их выходы сохранились в пределах Чарского офиолитового пояса. Осадочный разрез Чарской зоны включает силурийские, девонские, и раннекаменноугольные отложения, представленные кремнистыми, глинистыми, известковистыми алевролитами и песчаниками, кремнями, известняками, базальтами и андезитами. Более 50 % площади Чарской зоны занимают серпуховские отложения, представленные полимиктовые и известковистыми песчаниками с прослоями углисто-глинистых алевролитов. Значительная часть серпуховских отложений представлена олистостромами.

Калба-Нарымская зона содержит осадочные толщи с возрастом от среднего девона до среднего карбона. Мощность осадочного слоя оценивается примерно в 7-10 км. Наиболее древние породы метаофиолитового комплекса встречаются в виде небольших тектонических чешуй и пластин metabазитов. Нижние части разреза осадочных отложений представлены среднедевонскими ( $D_{2gv}$ ) алевропесчаниками, чёрными глинистыми сланцами с линзами известняков. Выше по разрезу залегают наиболее распространённые толщи такырской серии  $D_3-C_1$ , представленные в нижней части разреза углистыми и углисто-глинистыми алевролитами, углистыми сланцами с прослоями мелкозернистыми песчаников, а в верхней части разреза – преимущественно мелкозернистыми сероцветными песчаниками с прослоями алевролитов. На отложениях такырской серии согласно залегают серпуховские песчаники и алевролиты, аналогичные таковым с Чарской зоне. Завершают осадочный разрез молассовые отложения среднего карбона.

В северо-восточной части Калба-Нарымской зоны выделяется полоса разной степени метаморфизованных пород, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток вдоль нескольких глубинных разломов, известная как Иртышская сдвиговая зона. Преимущественное распространение здесь имеют породы зеленосланцевой фации, среди которых размещены тектонические пластины и чешуи глубокометаморфизованных пород – кристаллическими сланцами и гнейсами амфиболитовой и переходной к гранулитовой фаций метаморфизма. Согласно результатам изучения вещественного состава и возраста метаморфизма [Ермолов, 2013; Савинский, 2017] породы Иртышской зоны представляют собой нижние метаморфизованные части разреза Калба-Нарымской зоны, выведенные на поверхность в результате взбросо-сдвиговых движений.

Рассмотрение набора осадочных и вулканогенных формаций и особенностей строения литосферы позволяет в целом охарактеризовать структуру Обь-Зайсанской складчатой области как сочетание пакетов тектонических покровов и пластин, сформированное в позднем палеозое между консолидированными континентальными окраинами Казахстанского и Сибирского континентов. Последовательность геотектонических событий описана ниже и представлена в **Приложении 2**.

Наиболее древние структурно-вещественные комплексы, встреченные в пределах складчатой системы, сформировались в пределах Палеоазиатского океана в течение раннего-среднего палеозоя. Вулканические пояса Рудного Алтая и Чингиз-Тарбагатайской зоны ранне- среднедевонского возраста являются индикаторами взаимодействия океанической литосферы с Сибирским и Казахстанским континентами как минимум в двух субдукционных зонах. Вулканические образования позднедевонского возраста отсутствуют в Чингиз-Тарбагатайской зоне и ограниченно представлены в Рудно-Алтайской зоне – это свидетельствует о прекращении прямой субдукции общей перестройки системы "континент-океан". Конец девона – начало карбона рассматривается как время заложения Иртышской сдвиговой зоны и Рудно-Алтайской трансформной окраины. По-видимому, именно с границы девона и карбона начинается развитие складчатой системы – заложение первых глубинных разломов, деформации и сокращение Обь-Зайсанского океанического бассейна.

В позднем девоне и раннем карбоне со стороны Рудного Алтая существовал окраинноморский прогиб, наследующий структуру глубоководного желоба, в который происходил снос терригенных осадков – продуктов разрушения окраины Сибирского континента, обстановка соответствовала геодинамическому режиму пассивной окраины. В Обь-Зайсанском палеобассейне сохранялся морской режим осадконакопления, а в визейское время проявился андезитовый островодужный вулканизм. Океанический бассейн к серпуховскому времени фактически перестал существовать – отсутствуют глубоководные кремнистые отложения, известняки. Серпуховские отложения представлены терригенными мелководными осадками, а широкое

развитие в них олигоцене является индикатором начала орогенических процессов – существенного сближения континентальных блоков.

Пик орогенических процессов с интенсивным покровообразованием, складчатостью и существенным умножением мощности осадочных разрезов приходится на конец серпуховского времени. Это подтверждается резким структурным несогласием между ранне- и средне-карбонными отложениями, последние представляют собой континентальную молассу, в основании разреза которой находятся конгломераты и гравелиты. Можно считать, что орогенное сооружение было в основном сформировано на рубеже серпуховского и башкирского ярусов (~323 млн. лет назад).

Общая последовательность геодинамических событий на исследуемой части Обь-Зайсанской складчатой системы такова: «Предшествующая субдукция → Сближение континентальных блоков и сокращение океанического бассейна → Прекращение морского осадконакопления и скупивание бассейна → Орогения с тектоническим умножением осадочного разреза и последующим появлением континентальных моласс → Раздвиговые движения и коллапс орогена». Это позволяет классифицировать возникший ансамбль структурно-вещественных комплексов как Алтайскую аккреционно-коллизийную систему герцинид [Владимиров и др., 2003]. С конца среднего карбона всякое осадконакопление на территории прекращается, а стратифицированные образования этого возраста представлены только лавами и туфами, которые изливались в континентальной обстановке.

Исследования магматических комплексов Восточного Казахстана проводятся с начала XX века, наиболее детальные исследования проводились в 60-е–70-е годы XX века. Результатом явилось большое количество обобщающих работ, которые позволили представить в целом картину развития магматизма [Дьячков, 1972; Кузбный, 1975; Щерба и др., 1976, 1984; Ермолов и др., 1977, 1983; Конников и др., 1977; Лопатников и др., 1982; Шулыгин, Навозов, 1986; Дьячков и др., 1994; Щерба и др., 1998 и другие]. Были составлены детальные карты большинства магматических объектов, первые схемы корреляции магматизма. Главным основанием для выделения магматических комплексов и их последовательности являлись геологические данные о взаимоотношениях разных магматических пород между собой и с вмещающими осадочными или вулканическими образованиями. Общим для всех составленных схем корреляции является продолжительность магматизма от раннего карбона до раннего триаса, значительное количество выделенных комплексов пермского возраста. Во всех схемах выделяется три этапа базитового магматизма: 1) раннекарбонный, 2) средне-позднекарбонный и 3) пермо-триасовый. Гранитоидный магматизм в некоторых схемах сопровождает базитовый, максимальное разнообразие гранитоидных комплексов отнесено к ранней и средней перми.

Исследования магматических комплексов на современном уровне были возобновлены с конца XX века, совместно казахстанскими и российскими

геологами. В последние годы был получен большой объем данных о составе и возрасте магматических комплексов, что позволило пересмотреть ранние схемы корреляции.

Учитывая цель исследования – выявление роли мантии в эндогенной активности аккреционно-коллизийных орогенов, главное внимание в настоящей работе уделено габброидным и базальтоидным магматическим ассоциациям, как индикаторам последовательной смены мантийных источников. Для обоснования роли мантии в формировании коры континентального типа приведены данные о возрасте, составе и петрогенетических механизмах формирования некоторых гранитоидных комплексов, полученных автором совместно с коллегами. Описание магматических ассоциаций привязано к этапам развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы (раннеорогенному, позднеорогенному и посторогенному) и последовательно изложено в следующих главах.

### **Глава 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Исследования магматических пород выполнены с использованием традиционных геологических подходов и современных аналитических методик.

Геологические полевые исследования проводились преимущественно пешими маршрутами с документированием взаимоотношений пород, зарисовками и ключевых обнажений и отбором проб с помощью геологического молотка или кувалды. Свежесть отобранных образцов контролировалась визуально по блеску слюд, амфиболов или пироксенов. Для координатного контроля точек отбора проб использовались ручные приемники GPS фирмы Garmin. Точки отбора проб формировались в базу геолокационных данных в программе Google Earth, в этой же программе по элементам рельефа осуществлялась привязка к местности геологических карт и схем массивов.

Главный объем лабораторных и аналитических работ выполнен в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск), в том числе в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ ИГМ СО РАН).

Петрографические исследования проводились с помощью петрографических микроскопов Carl Zeiss Axio Lab и Carl Zeiss Axio Scope, оснащенных цифровыми фотокамерами Canon A590 и Canon EOS 650.

Минералогические исследования заключались в диагностике породообразующих и акцессорных минералов и определении их состава; выполнялись с методами ЭДС на СЭМ LEO-1430VP и JEOL JSM 6510LV (ЦКП МИИ ИГМ СО РАН). Данные измерений обрабатывались в программе Microsoft Excel, составы минералов пересчитывались из элементных в оксидные, затем – в формульные единицы. Классификация составов породообразующих минералов осуществлялась по общепринятым правилам, для пироксенов по [Morimoto et al., 1988], для амфиболов по [Leake et al., 1997], для слюд по [Rieder et al., 1998].

Вещественный состав пород изучался путем определения содержаний петрогенных компонентов и редких элементов. Содержания петрогенных компонентов определены методом РФА, содержания редких элементов – методом ИСП-МС. Обработка петрогеохимических данных осуществлялась с помощью программ Microsoft Excel и Geochemical Data Toolkit (GCDkit) [Janoušek et al., 2006]. Использовались общепринятые классификационные и диагностические диаграммы, иллюстрирующие отношения разных компонентов и элементов.

Rb-Sr изотопные исследования проводились по валовым пробам пород в ИГМ СО РАН на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре MI-1201-AT с использованием двухленточных источников ионов. Sm-Nd изотопные исследования выполнены по валовым пробам пород в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262.

Главным геохронологическим методом было U-Pb датирование единичных зерен цирконов. Подавляющее большинство проб исследовано с использованием масс-спектрометра Element XR, соединенного с системой лазерной абляции UP 213, согласно методике, описанной в [Хубанов и др., 2016]. Исследования проб в 2014-2016 гг. проводились в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), с 2016 года – в ИГМ СО РАН. Две пробы продатированы с использованием ионного микрозонда SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Часть геохронологических данных, приведенных в работе, получена путем Ar-Ar датирования магматических слюд и амфиболов, которые выполнялось в ИГМ СО РАН согласно методике [Травин и др., 2009; Травин, 2016]. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400.

#### **Глава 4. МАГМАТИЗМ РАННЕОРОГЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ АЛТАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ**

В этой главе рассмотрены наиболее ранние магматические комплексы, сформированные на этапе сокращения океанического бассейна и начала орогенных процессов. Они проявлены в пределах Жарма-Саурской зоны, и объединены в саурскую габбро-диорит-гранитоидную интрузивную серию, в составе которой выделены саурский габбро-диорит-плагиогранитный комплекс, комплекс межгранитных даек, бугазский гранитоидный комплекс, комплекс простгранитных даек (бугазский дайковый комплекс) [Ермолов и др., 1977]. В рамках настоящей работы были изучены некоторые массивы саурской серии в юго-восточной части Жарма-Саурской зоны (см. Приложение 1). Породы саурского комплекса здесь представлены габбро и диоритами. Габбро представлены тремя разновидностями: троктолитами, габбро и амфиболовыми габбро. Диориты сложены преимущественно плагиоклазом и зеленым амфиболом, клинопироксен занимает не более 10 об.%, в кварцевых диоритах также встречается позднемагматический интерстициальный кварц, до 10 об.%. Гранитоиды бугазского комплекса прорывают габбро и диориты и образуют крупный Бугазский массив. Гранитоиды представлены двумя разновидностями.

Преобладают амфибол-биотитовые граниты, менее распространены лейкократовые биотитовые плагиограниты. Постгранитные дайки базитового состава представлены долеритами, диоритовыми порфиритами, спессартитами. Дайки имеют мощность от десятков сантиметров до первых метров, наиболее крупные дайки протягиваются на несколько километров.

Породы саурской серии имеют широкий спектр составов от габбро-перидотитов до гранитов, в целом соответствуют породам нормальной щелочности. С ростом кремнекислотности наблюдается уменьшение содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{TiO}_2$ . Для габброидов и диоритов характерна отрицательная корреляция содержаний  $\text{MgO}/\text{CaO}$  и отсутствие корреляций  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , что может свидетельствовать о преимущественном фракционировании клинопироксена при эволюции базитовых магм. Наиболее магнезиальные троктолиты (9,7 мас.%  $\text{MgO}$ ) содержат до 30 об.% оливина, и, вероятнее всего, являются частично кумулятивными породами. Постгранитные базитовые дайки характеризуются повышенным содержанием щелочей и калия относительно других базитовых пород серии.

По содержаниям редких элементов изученные базитовые породы имеют существенные отличия. Габбро саурского комплекса характеризуются почти плоскими спектрами распределения РЗЭ с содержаниями на уровне 10 хондритовых. На спайдер-диаграммах в габбро отчетливо заметны минимумы в содержаниях Th, Nb, Zr; выражен максимум по Sr. По концентрациям и соотношениям Ti, Zr, Nb, Th, Yb, Y габбро саурского комплекса близки к базальтам островных дуг, формирующимся при плавлении деплетированного источника из мантийного клина. Базитовые породы постгранитных даек характеризуются геохимически обогащенным составом: спектры РЗЭ имеют отрицательный наклон, в мультиэлементных спектрах наблюдаются слабые максимумы по Ba, U, Sr; их составы занимают промежуточное положение между базальтами островных дуг и базальтами океанических островов, а по концентрациям Zr они близки к внутриплитным базальтам.

Граниты бугазского комплекса демонстрируют обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых, в мультиэлементных спектрах отчетливы максимумы в концентрациях Ba, K, Sr, слабое обогащение по Zr и Hf; минимумы в содержаниях Ta и Nb. На классификационных геодинамических диаграммах по содержаниям Yb, Ta, Rb, Y, Nb их составы попадают в поля гранитов вулканических дуг; а по концентрациям Ta, Th и Yb – отвечают активным континентальным окраинам.

Для уточнения возраста пород саурской серии были выполнены U-Pb геохронологические исследования. Для кварцевого диорита саурского комплекса по 33 экспериментальным точкам установлено значение возраста в  $330 \pm 2$  млн. лет. Для амфибол-биотитового гранита бугазского комплекса по 27 экспериментальным точкам установлено значение возраста в  $327 \pm 3$  млн. лет. Для лейкократового биотитового плагиогранита бугазского комплекса по 13 экспериментальным точкам установлено значение возраста в  $326 \pm 3$  млн. лет.

Для спессартита из поздней дайки по 9 экспериментальным точкам установлено значение возраста в  $315 \pm 4$  млн. лет.

По результатам U-Pb датирования общая продолжительность формирования габбро-диорит-тоналитовой ассоциации саурского комплекса и гранитоидной ассоциации бугазского комплекса составляет не более 5-8 млн. лет (332 – 324 млн. лет, с учетом погрешности). Сходная природа источников и одна геодинамическая обстановка формирования подтверждает их объединение в единую саурскую габбро-гранитную серию. Иные вещественные и возрастные характеристики демонстрируют постгранитные базитовые дайки. Они обогащены в содержаниях калия, фосфора, легких лантаноидов, Zr и Hf относительно гранитоидов, диоритов и габброидов саурской серии. Дискордантная геологическая позиция и отличающийся более чем на 10 млн лет возраст не позволяет рассматривать их в составе саурской габбро-гранитной серии; целесообразно выделять эти дайки в среднекарбонный бугазский дайковый комплекс.

## **Глава 5. МАГМАТИЗМ ПОЗДНЕОРОГЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ АЛТАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ (СРЕДНИЙ - ПОЗДНИЙ КАРБОН)**

В этой главе рассмотрены магматические комплексы, формирование которых происходило сразу после главного коллизионного события. Это вулканические ассоциации, заполняющие орогенные впадины и прогибы, перидотит-габбровые интрузии в Иртышской и Калба-Нарымской зоне. Также приведены сведения о синхронном кислом вулканизме и субсинхронном гранитоидном магматизме.

**5.1. Базальт-андезитовые вулканические ассоциации** проявлены в наложенных впадинах и прогибах в центральной в центральной части исследуемой территории (см. Приложение 1). Наиболее крупной структурой из этих структур является Сарыжальско-Даубайский прогиб, вулканические и осадочные стратифицированные толщи которого выделены в средне-позднекарбонные даубайскую свиту (нижняя часть разреза, формирует Даубайский ареал) и майтнубинскую свиту (верхняя часть разреза, формирует Сарыжальский ареал и несколько меньших). К востоку от Даубайского ареала песчаниковые отложения среднего карбона прорваны андезитами, формирующими экстрезивный Толагайский купол. К западу от Сарыжальско-Даубайского прогиба располагаются Воронцовский прогиб и Тюрешокинская мульда. Последняя представляет собой самую верхнюю часть разреза вулканогенно-молассовой формации – она залегает на сероцветных песчаниках, которые завершают разрез Сарыжальско-Даубайского прогиба.

В Даубайском ареале преобладают плагиоклаз-порфиновые или клинопироксен-порфиновые андезибазальты, также распространены плагиоклаз-порфиновые андезиты; базальты имеют незначительное распространение. Породы Толагайского купола имеют однородный состав и представлены

амфибол-порфиrowыми андезитами. В Сарыжальском прогибе представлены две главные разновидности пород – плагиоклаз-порфиrowые и реже амфибол-порфиrowые андезиты и плагиоклаз-порфиrowые дациты. В Тюрешокинской мульде в нижней и средней частях разреза преобладают афиrowые базальты в средней части разреза – средне- и крупнолейстовые плагиоклаз-порфиrowые базальты, верхние части разреза сложены преимущественно афиrowыми андезитами. Верхняя часть разреза мульды обнажена на вершине горы Тюрешоки и представлена маломощной пачкой кислых туфов с прослоями риолитов. Также кремнекислые образования образуют несколько субвулканических тел риолитов и риолит-порфиrow, прорывающих базальты и андезиты.

Породы Даубайского ареала отвечают нормальному ряду щелочности, породы Сарыжальского ареала и Толагайского купола занимают промежуточное положение между рядами нормальных и субщелочных пород. Породы Тюрешокинской мульды наиболее обогащены щелочами, соответствуют субщелочным породам. Для пород всех ареалов характерна отчетливая обратная корреляция в содержаниях  $MgO/CaO$  и  $MgO/FeO^*$ , менее выраженная обратная корреляция в содержаниях  $MgO/TiO_2$ , отсутствие корреляции  $MgO/Al_2O_3$ . Такие соотношения свидетельствуют в пользу преимущественного фракционирования темноцветных минералов – оливина и клинопироксена при дифференциации первичных базальтовых магм.

В спектрах РЗЭ всех пород легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми, Eu минимум отсутствует. Наименьшее количество РЗЭ (от 52 до 169 г/т, среднее по 11 ан. 98 г/т) содержится в породах Даубайского ареала. Относительно повышены концентрации РЗЭ в породах Толагайского купола (от 105 до 127 г/т, среднее по 7 ан. 116 г/т). Среди пород Сарыжальского ареала выявлено два уровня обогащения РЗЭ (два анализа с 62–82 г/т, три анализа с 120–161 г/т). Наибольшее количество РЗЭ содержится в базальтах и андезитах Тюрешокинской мульды (от 168 до 399 г/т, среднее по 13 ан. 270 г/т). В мультиэлементных спектрах вулканических пород наблюдаются минимумы в содержаниях Ta и Nb. Для пород Даубайского и Сарыжальского ареалов, Толагайского купола характерны максимумы по Sr и Zr. Для пород Тюрешокинской мульды характерны более высокие концентрации всех редких элементов, поэтому максимумы по Sr и Zr в их спектрах не выделяются. Базальты Даубайского ареала попадают в поля островодужных базальтов, а один анализ – на границе полей островодужных базальтов и базальтов океанических островов. Базальты Тюрешокинской мульды по концентрациям индикаторных элементов соответствуют базальтам океанических островов или внутриплитным базальтам.

Для уточнения возраста были проведены U-Pb геохронологические исследования по единичным зернам цирконов. Возраст андезитов из Даубайского ареала по 33 экспериментальным точкам составил  $311 \pm 2$  млн. лет. Возраст андезитов из экструзивного Толагайского купола по 6

экспериментальным точкам составил  $311 \pm 5$  млн. лет. Возраст дацит-порфиров из Сарыжальского ареала по 40 экспериментальным точкам составил  $297 \pm 1$  млн. лет. Возраст наиболее молодых экструзивных риолитов, прорывающих базальты и андезиты Тюрешокинской мульды, по 7 экспериментальным точкам составил  $290 \pm 4$  млн. лет. На основании того, что базальты и андезиты Тюрешокинской мульды налегают с несогласием на сероцветную терригенную толщу, которая перекрывает андезит-дацитовую толщу Сарыжальского ареала, их возраст может быть установлен в интервале 297-290 млн лет. Геохронологические данные указывают на два этапа проявления наземного вулканизма – среднекарбонный (~ 311 млн. лет) и раннепермский (297-293 млн. лет), каждый из которых отражает два самостоятельных этапа плавления мантийных источников.

**5.2. Перидотит-габбровые массивы прииртышского комплекса в Иртышской и Калба-Нарымской зонах.** Пояс распространения габброидных интрузий протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние около 350 км (см. Приложение 1). Размеры массивов меняются от мелких ( $100\text{--}200 \text{ м}^2$ ) до крупных, несколько наиболее крупные массивы имеют площадь от 20 до  $70 \text{ км}^2$ . Наибольшее количество габброидных массивов обнаружено в северо-западной части исследованной территории, в то время как в центральной и южной части массивы уничтожены раннепермскими гранитами Калбинского батолита.

Большинство мелких массивов имеют простое строение. Преобладающими разностями пород в них являются мелкозернистые и среднезернистые массивные габбро или мелкозернистые габбродолериты (долериты). Преобладание этих пород в большинстве массивов позволяет отнести их к единой габбродолеритовой серии (габброиды первого типа). В нескольких крупных массивах встречены мелкозернистые габбро, особенностью которых является присутствие значительного количества биотита, видимого невооруженным глазом, это позволяет считать их самостоятельной группой и выделить в «обогащенную» серию (габброиды второго типа). В наиболее крупном Суровском массиве встречено широкое разнообразие пород – перидотиты, троктолиты, меланократовые габбро, габбро, габбронориты, лейкогаббро, образующие расслоенную серию (габброиды третьего типа). Эти типы габброидных пород могут быть рассмотрены в качестве интрузивных фаз прииртышского комплекса.

Петрографические и минералогические особенности пород первого и второго типа имеют много сходных черт, можно предполагать, что они произошли из единой первичной магмы. Породы расслоенной серии (третьего типа) существенно отличаются от других серий более магниальным составом темноцветных минералов и более кальциевым плагиоклазом.

Большинство исследованных пород соответствуют габбро, часть анализов попадает в область габбродиоритов, содержания кремнезёма варьируют от 43 до 54 мас.%. Содержание MgO варьирует от 34 до 3,5 мас.%, наибольшее разнообразие характерно для пород расслоенной серии. Содержание щелочей в породах первого и второго типов варьирует от 1,4 до 4,8 мас.%, в породах

расслоенной серии существенно ниже – от 0,1 до 2,2 мас.%. Породы первого и второго типа в целом близки между собой по содержаниям петрогенных компонентов. Составы пород демонстрируют тренды обогащения  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  с понижением содержания  $\text{MgO}$ . Отрицательная корреляция содержаний  $\text{MgO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  свидетельствует о том, что разнообразие составов пород определялось фракционированием оливина и пироксенов. В породах расслоенной серии (третьего типа) наиболее магниезальными являются кумулятивные перидотиты, Породы расслоенной третьего типа при сходных концентрациях  $\text{MgO}$ , существенно отличаются от пород первого и второго типа: они имеют пониженные содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ; повышенные содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ . Отрицательная корреляция  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}/\text{CaO}$  свидетельствует, что разнообразие состава пород определялось фракционированием оливина и ортопироксена.

Габбро первого типа характеризуются слабым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, отсутствием Eu-минимума; в мультиэлементных спектрах выделяются минимумы в концентрациях Rb, Ta, Nb. Породы обогащенной серии характеризуются наибольшим содержанием REE, в мультиэлементных спектрах отмечается минимум в концентрациях Ta и Nb. Породы расслоенной серии имеют низкие содержания как LREE, так и HREE, выделяется отчетливый Eu максимум, свидетельствующий о накоплении плагиоклаза в породах серии. Мультиэлементные спектры для этих пород характеризуются минимумами в концентрациях Ba, Ta, Nb, Hf, Zr. Обобщение геологических, минералогических и геохимических данных позволяет выделить две генетические группы пород, каждая из которых произошла при эволюции самостоятельной первичной магмы. К первой группе следует отнести имеющие сходные минералогические и петрогеохимические черты габбро первого типа и обогащенные габбронориты и габбродиориты второго типа. К второй генетической группе следует отнести породы расслоенной серии наиболее крупного Суровского массива. Вероятно именно крупные размеры магматической камеры позволили произойти более длительной дифференциации магмы. Разнообразие пород велико, при этом все они отличаются от пород первого и второго типов.

Для прямой оценки возраста габброидных пород были проведены U-Pb геохронологические исследования. Из габбро первого типа выделить цирконы не удалось. Среди пород второго типа цирконы были исследованы цирконы из биотит-амфибол-оливиновых габброноритов, по 18 экспериментальным точкам установлен возраст в  $312 \pm 2$  млн. лет; и цирконы биотитовых габбродиоритов, по 35 экспериментальным точкам установлен возраст в  $313 \pm 1$  млн. лет. Среди пород расслоенной серии удалось выделить зерна циркона лейкократовых оливиновых габброноритов, по 40 экспериментальным точкам был установлен возраст в  $313 \pm 2$  млн лет. Таким образом, интрузии габброидов приуртышского комплекса имеют среднекарбонный возраст.

Анализ геологических, геохимических и геохронологических данных позволяет предполагать, что габброидные магмы прииртышского комплекса были сформированы при плавлении субстратов, по составу соответствующих веществу мантийного клина над зонами субдукции. Более ранние выплавки дифференцировали и сформировали породы первого и второго типов. Учитывая распространение массивов этого типа вдоль всей Иртышской зоны, этот эпизод плавления был достаточно масштабным. Дальнейшее развитие плавления мантийных субстратов привело к повышению степени плавления, что сформировало магмы габбро третьего типа.

**5.3. Средне-позднекарбонный кремнекислый вулканизм и гранитоидный магматизм.** Синхронно базальт-андезитовому вулканизму и интрузиям габброидов в среднем – позднем карбоне были проявлены кремнекислый вулканизм и гранитоидные интрузии. Объемы этого магматизма сравнительно невелики, образования этого типа формируют обособленные единичные вулканические центры или сравнительно небольшие интрузивные массивы.

Кремнекислые вулканические породы наилучшим образом сохранились в Актобинской и Калгутинской мульдах на юго-востоке исследуемого региона (см. Приложение 1). Они сложены дацитами, риодацитами и риолитами, в их составе встречены экструзивные тела дацит-порфиоров. В пределах Актобинской мульды ранее были исследованы гранат-содержащие и пироксен-содержащие дацит-порфиры [Титов и др., 2001; Хромых и др., 2011]. По результатам минералогических и термобарогеохимических исследований было определено, что магмы гранатсодержащих дацит-порфиоров формировались на значительных глубинах (~9-10 кбар) при повышенных температурах (~1100°C) за счет частичного плавления пород метапелитового состава. Расплавы пироксенсодержащих дацит-порфиоров имеют более основной состав и повышенные температуры и, вероятнее всего, являются результатом дифференциации и контаминации коровым веществом более примитивных базитовых магм. Детальных петрологических, минералогических и геохимических исследований пород Калгутинской мульды не проводилось, однако, учитывая геологическую позицию и аналогичный набор пород, можно предполагать похожий сценарий. Для уточнения возраста кремнекислого вулканизма были проведены U-Pb геохронологические исследования по единичным зернам цирконов. Для дацит-порфиоров Актобинской мульды по 37 экспериментальным точкам установлено значение возраста в  $311 \pm 2$  млн. лет. Для дацит-порфиоров Калгутинской мульды по 13 экспериментальным точкам установлено значение возраста в  $311 \pm 3$  млн. лет.

Гранитоиды позднекарбонного возраста представлены несколькими мелкими массивами и поясами даек северо-западного простирания в пределах Калба-Нарымской зоны. Геологические данные однозначно свидетельствуют, что они предшествовали раннепермским гранитоидам Калбинского батолита – установлены четкие взаимоотношения этих типов гранитоидов на эталонных

обнажениях. По особенностям минерального и вещественного состава они разделены на два комплекса: 1) калгутинский гранодиорит-гранитный с K-Na специализацией и 2) кунушский плагиогранитный с Na специализацией. Проведенное U-Pb изотопное датирование [Хромых и др., 2016] позволило установить возраст гранитоидов калгутинского комплекса в интервале 308-291 млн. лет, а гранитоидов кунушского комплекса в интервале 307-292 млн. лет; большинство массивов и даек имеют позднекарбонный возраст (308-300 млн. лет).

Исследования их вещественного состава и возраста недавно проведены с участием автора и опубликованы в работе [Kuibida et al., 2019]. Гранитоиды кунушского комплекса являются высоконатриевыми, значительные количества глинозема (15-18 мас.%  $Al_2O_3$ ), имеют низкие концентрации тяжелых редкоземельных элементов ( $Yb = 0,22-0,93$  г/т), характеризуются умеренным Sr/Y отношением (47-179) и соответствуют породам тоналит-трондъемит-гранодиоритовой серии. Гранитоиды калгутинского комплекса соответствуют известково-щелочной или субщелочной калиевой серии, имеют относительно низкую глиноземистость, сравнительно высокую железистость, что позволяет классифицировать их как гранитоиды I- или  $A_2$ - типа [Kuibida et al., 2019]. Обобщение геологических, петрогеохимических и изотопных данных, включая экспериментальные геохимические данные о плавлении субстратов различного типа, позволило заключить, что гранитоиды кунушского и калгутинского комплекса формировались субсинхронно в результате плавления субстратов Калба-Нарымской зоны. Источником тепла для плавления могли являться магмы мантийного происхождения.

## **Глава 6. МАГМАТИЗМ ПОСТ-ОРОГЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ АЛТАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ (РАННЯЯ ПЕРМЬ)**

В этой главе рассмотрено наибольшее количество магматических комплексов, интервал проявления которых предшествующими исследователями оценивался от среднего карбона до раннего триаса. Однако, как показали полученные автором за последние годы геохронологические данные, – все эти комплексы и серии оказались раннепермскими (за исключением семейтауской трахибазальт-трахириолитовой ассоциации,  $T_1$ ).

**6.1. Аргимбайский габброидный и максутский габбро-пикритовый комплексы.** Небольшие интрузии габброидного состава формируют занимающие сквозь-структурное положение ареалы, которые нередко пересекают границу Жарма-Саурской и Чарской структурно-формационных зон (см. Приложение 1), ареалы их распространения тяготеют к крупным региональным разломам северо-западного простирания. Наиболее насыщенные габброидными интрузиями ареалы расположены в южной и юго-западной части Чарской зоны, самым крупным является Аргимбайский ареал (интрузивный пояс). В северной части Жарма-Саурской зоны наиболее интересен Максутский

ареал. Геологическими наблюдениями установлено, что повсеместно более ранними являются породы аргимбайского, а более поздними – максутского комплекса.

Породы аргимбайского комплекса представлены преимущественно габбро и роговообманковыми габбро, содержащими типоморфные позднемагматические биотит, калиевый полевой шпат; дифференциатами являются крупнозернистые габбро-эссекситы и плагиосиениты. Породы максутского комплекса представлены двумя главными разновидностями: оливиновыми долеритами и пикритами 1-й фазы и оливиновыми габброноритами 2-й фазы; типоморфными минералами являются позднемагматические роговая обманка и биотит.

Габброиды габбро аргимбайского комплекса характеризуются содержаниями кремнезема от 43 до 56 мас.%, повышенными содержаниями титана (до 2 мас.%  $TiO_2$ ), щелочей (до 5,6 мас.%  $Na_2O$  и до 2,6 мас.%  $K_2O$ ), и фосфора (до 0,9 мас.%  $P_2O_5$ ). Как следует из соотношений  $MgO/CaO$ ,  $MgO/Al_2O_3$ , многообразие составов габбро аргимбайского комплекса определялось фракционированием клинопироксена и плагиоклаза. Оливиновые долериты 1-й фазы максутского комплекса характеризуются содержаниями  $SiO_2$  от 43 до 46 мас.%, повышенными содержаниями титана (до 1,6 мас.%  $TiO_2$ ), щелочей (до 4,2 мас.%  $Na_2O$  и до 1,3 мас.%  $K_2O$ ) и фосфора (до 0,4 мас.%  $P_2O_5$ ). Оливиновые габбронориты 2-й фазы содержат от 48 до 52 мас.%  $SiO_2$ , и обогащены титаном, фосфором и щелочами (до 3,3 мас.%  $TiO_2$ , до 0,9 мас.%  $P_2O_5$ , до 3,9 мас.%  $Na_2O$ , до 1,8 мас.%  $K_2O$ ). Из соотношений  $MgO/CaO$ ,  $MgO/Al_2O_3$  очевидно, что многообразие составов пород максутского комплекса определялось фракционированием оливина.

Характерной чертой пород являются повышенные содержания редкоземельных элементов – сумма РЗЭ для габбро аргимбайского комплекса составляет 107-284 г/т, для габбро-эссекситов – 290-328 г/т, для плагиосиенитов – 157-179 г/т; для оливиновых долеритов 1й фазы максутского комплекса – 71-102 г/т, для пикритов – 60-66 г/т; для оливиновых габброноритов 2й фазы – 75-84 г/т. Спектры распределения редкоземельных и редких элементов характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, отсутствием Eu минимума, повышенными содержаниями литофильных элементов (Rb, Ba, K), высокозарядных элементов (Hf, Zr), отсутствие минимумов в концентрациях Ta и Nb, слабый максимум в концентрациях Ti. В целом закономерности поведения редких и редкоземельных элементов для пород аргимбайского и максутского комплексов идентичны, что позволяет предполагать их формирование из одного мантийного источника. По соотношениям индикаторных элементов (Zr, Y, Nb, Yb) составы пород соответствуют внутриплитным базальтам или базальтам океанических островов.

Для уточнения возраста пород комплексов были проведены геохронологические исследования пород U-Pb методом для габбро аргимбайского комплекса и Ar-Ar методом для пород максутского комплекса.

Для роговообманковых габбро аргимбайского комплекса с использованием ионного микрозонда SHRIMP-II по 10 экспериментальным точкам было установлено значение возраста в  $293 \pm 2$  млн лет. Из пород максутского комплекса были выделены монофракции позднемагматических слюд (3 пробы) и амфибола (1 проба) из трех разных массивов. Установленный возраст для всех образцов идентичен и составил  $280 \pm 3$  млн лет. Геохронологические данные подтверждают петрогеохимические выводы о антидромной последовательности формирования, а также свидетельствуют о двух эпизодах раннепермского мантийного магматизма, разделенных интервалом  $\sim 10$  млн лет.

**6.2. Габбро-монцонит-гранитоидные многофазные интрузии в Чарской зоне.** В осевой части Чарской зоны расположено несколько крупных интрузий с преобладанием гранитоидных пород на современном эрозионном срезе (см. Приложение 1). Для них характерно многообразие интрузивных пород, как гранитоидного, так и базитового состава. Ранее эти интрузии рассматривались как полихронные, содержащие породы нескольких комплексов, время их формирования оценивалось от среднего карбона до средней перми. Также был отмечен сложный характер взаимодействия габброидных и гранитоидных пород, а скопления округлых фрагментов пород базитового состава среди гранитоидов интерпретировались как результат дезинтеграции ранних габброидов поздними гранитоидами [Ермолов и др., 1983]. Распространение в конце XX – начале XXI века моделей сосуществования контрастных по составу магм (минглинг) побудило к новому рассмотрению соотношений габброидных и гранитоидных пород в этих интрузиях. В рамках настоящего исследования главное внимание было уделено Преображенскому массиву, характеризующемуся наибольшим разнообразием пород [Хромых и др., 2017а, Хромых и др., 2018а].

Преображенский массив в плане формирует овал размерами  $15 \times 8$  км. Первой фазой являются кварцевые монцониты, проявленные по периферии массива; они прорваны черными габброноритами второй фазы. Главная (третья) интрузивная фаза представлена среднезернистыми биотит-амфиболовыми гранитами и граносиенитами. Четвертой интрузивной фазой являются диориты (варьирующей от монцогаббро до кварцевых монцодиоритов), прорывающие гранитоиды третьей фазы и содержащие их ксенолиты. Диориты четвертой фазы повсеместно сопровождаются порфиридовидными граносиенитами. Между диоритами и порфиридовидными граносиенитами наблюдаются специфические взаимоотношения, которые сейчас принято классифицировать как результат взаимодействия в подвижном состоянии и/или смешения магм (процессы минглинга и миксинга). Завершающими фазами Преображенской интрузии являются дайки, представленные долеритами, сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами и аплитами.

Все породы Преображенского массива характеризуются повышенными содержаниями щелочей, относятся к субщелочному петрохимическому ряду и к породам высоко-К известково-щелочной и шощонитовой серий. Содержания

кремнезема варьируют от 48 до 74 мас.%. Рассмотрение особенностей поведения  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  демонстрирует, что для базитов главным фактором дифференциации являлось фракционирование мафических минералов – оливина и, в меньшей степени, клинопироксена. Поведение  $CaO$  и  $Al_2O_3$  показывает, что на эволюцию составов гранитоидов существенное влияние оказало фракционирование плагиоклаза. Предположения о фракционировании указанных минералов подтверждаются в поведении Rb, Ba, La для габброидов и в поведении Sr, Ba, Eu для гранитоидов. В то же время значительное число точек составов пород располагаются между трендами для габброидов и гранитоидов. Редкоэлементный состав габброидных пород различных фаз внедрения подтверждает происхождение из единой первичной магмы: как для габбро, так и для диоритов отмечается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, максимумы в концентрациях K и Zr (для габбро – также в концентрациях Ba и Ti), что свидетельствует об обогащенном геохимическом характере мантийного источника. Редкоэлементный состав гранитоидов характеризуется преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, максимумами в концентрациях K, Zr, минимумами по Sr, Ti, Ta, Nb. От монцонитов к гранитам, граносиенитам и лейкогранитам наблюдается последовательное обеднение тяжелыми лантаноидами и углубление минимумов для Ba, Sr, Eu, Ti, что свидетельствует от дифференциации гранитной магмы с фракционированием плагиоклаза, а также амфибола и биотита. В целом гранитоиды демонстрируют повышенную железистость, щелочность и высокие содержания Zr, Nb, Ce и Y, что сближает их по составу с А-гранитами.

Совокупность минералогических и петрогеохимических данных позволяет сформулировать общую модель мантийно-корового взаимодействия, приведшего к формированию Преображенского интрузива. Первичные трахибазальтовые магмы были образованы при плавлении обогащенных мантийных субстратов, а затем внедрились и сформировали базитовый очаг, возможно на нижнекоровом уровне. Состав магм в этом очаге вследствие фракционирования оливина эволюционировал до монцогабброидного. Первое внедрение монцогабброидной магмы произошло из этого очага на среднекоровые уровни, что способствовало плавлению метаморфизованных субстратов грауваккового состава. При этом происходило взаимодействие базитовой магмы и анатектических выплавов. В результате над камерой с монцогабброидной магмой был сформирован очаг монцонитовой магмы. Расплавы монцонитового состава внедрились в верхние горизонты коры и образовали кварцевые монцониты 1-й фазы массива. Вслед за этим по унаследованным путям миграции произошло внедрение и базитовых магм – сформировались кварцевые монцогаббронориты 2-й фазы. Дальнейший прогрев коровых субстратов привел к их более масштабному плавлению и появлению граносиенитовых выплавов. Их сегрегация позволила сформировать крупный очаг гранитоидной магмы, которая внедрилась (вероятно, наследуя пути миграции ранних расплавов) в верхние горизонты коры, сформировав биотит-

амфиболовые граниты 3-й (главной) фазы становления массива. Остывание массива сопровождалось тепловым воздействием на вмещающие слабометаморфизованные породы и дифференциацией остаточных расплавов в сторону лейкогранитов. На этой стадии произошло второе внедрение монцогабброидных магм в среднюю кору до корневых частей гранитного массива. Произошло вышеописанное взаимодействие базитовых и кислых магм с формированием минглинг-структур и гибридных порфириовидных граносиенитов. Остывание массива, распространяющееся сверху, привело к появлению в нем хрупких трещин, которые заполнились находившимися в нижележащем очаге магмами: вначале гетерогенной смесью монцодиоритов и граносиенитов 4-й фазы, монцогаббро 4-й фазы, и наконец – наиболее глубинными оливиновыми долеритами 5-й фазы.

Возраст формирования Преображенского массива был определен U-Pb геохронологическими исследованиями цирконов. Для кварцевого монцонита первой фазы по 38 экспериментальным точкам установлен возраст  $291 \pm 2$  млн лет. Для биотит-амфиболового гранита третьей фазы по 39 экспериментальным точкам установлен возраст  $290 \pm 1$  млн лет. Для пород Тастауского массива были также проведены U-Pb геохронологические исследования. Возраст биотитовых гранитов из центра массива по 15 экспериментальным точкам составил  $290 \pm 2$  млн лет. Возраст биотит-амфиболовых граносиенитов из северо-западной части массива по 26 экспериментальным точкам составил  $280 \pm 1$  млн лет. Таким образом, можно рассматривать два возрастных рубежа взаимодействия мантийных магм с коровыми субстратами в Чарской зоне: 1)  $\sim 290$  млн лет, связанный с субщелочными габброидами аргимбайского комплекса; 2)  $\sim 280$  млн лет, связанный с оливиновыми субщелочными габброидами максутского комплекса.

**6.3. Пояса базитовых даек миролюбовского комплекса в Калба-Нарымской зоне.** Пояса базитовых даек базитового состава распространены в пределах всех структурно-формационных зон Алтайской аккреционно-коллизонной системы. Они имеют преимущественное северо-восточное простирание, занимают дискордантную позицию по отношению к предшествующим геологическим структурам северо-западного простирания, на этом основании они выделялись в самостоятельные комплексы, а их возраст оценивался как позднепермский – триасовый. Наибольшее количество дайковых поясов (5 крупных и множество мелких) сосредоточено в пределах Калбинского батолита, они выделены в миролюбовский дайковый комплекс. По данным предшествующих геологических исследований [Лопатников и др., 1982], породы основного состава составляют 10-12 % от общего объема комплекса, породы среднего состава – 55-65 %, породы кислого состава – 30-35 %. Все дайки имеют выраженную плитообразную форму и крутое падение, имеют резкие интрузивные контакты с вмещающими породами. Отдельные дайки протягиваются на сотни метров при мощности в 0,5 – 1,5 м. Крупные дайки протягиваются на 2–3 км при мощности 10–20 м. В двух случаях описаны

комбинированные дайки, содержащие в себе как основные и кислые породы. Детальное исследование их внутреннего строения позволило установить минглинг-структуры, характерные для взаимодействия контрастных по составу магм. Можно предполагать, что базитовые магмы внедрялись в очаги гранитной магмы, с образованием округлых нодулей, и смешением с появлением гибридных пород (диорит-порфиров, граносиенит-порфиров), а затем сформированная гетерогенная смесь внедрялась одновременно по трещинам в консолидированные вышерасположенные граниты, образуя комбинированные дайки. Эти геологические признаки свидетельствуют в пользу того, что базитовый магматизм, участвовавший в формировании даек, проявился субсинхронно с гранитоидами Калбинского батолита.

Среди дайковых пород основного состава преобладающими являются афировые долериты, менее распространены плагиоклазовые порфириты. Дайки среднего состава представлены диоритами и габбро-диоритами. Рассмотрение петрографии дайковых пород позволяет характеризовать базиты миролюбовского комплекса как пироксен-плагиоклазовые породы, в которых при дифференциации или контаминации появляются водосодержащие амфибол и биотит. Афировые долериты характеризуются содержаниями кремнезема от 46 до 55 мас.%, и соответствуют субщелочным габброидам; плагиоклазовые порфириты по содержаниям кремнезема соответствуют диоритам и кварцевым диоритам, а по содержанию щелочей – монцонитам, аналогичные составы имеют биотит-амфиболовые габбродиориты и диориты.

Базитовые породы характеризуются в целом невысокими содержаниями магния ( $MgO$  не более 7,8 мас.%). С уменьшением концентраций магния в базитовых породах закономерно уменьшаются концентрации  $CaO$ ,  $FeO^*$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , закономерно увеличиваются концентрации  $SiO_2$  и  $K_2O$ , это свидетельствует что многообразие составов базитовых пород даек определялось фракционированием клинопироксена и ильменита. Все базитовые дайковые породы характеризуются высокими концентрациями редкоземельных элементов с преобладанием легких лантаноидов. Закономерности петрогеохимического состава позволяют предполагать в целом единый состав родоначальной магмы для всех базитовых дайковых пород, соответствующий субщелочным базальтам. Особой характерной чертой геохимического состава даек являются повышенные концентрации редких металлов: Cs до 15,2 г/т, Rb до 143 г/т, Nb до 18,3 г/т, Ta до 1,26 г/т, Li до 7 г/т, Sn до 0,8 г/т, Be до 0,5 г/т, а также фтора (F до 140 г/т) и бора (B до 3 г/т) [Лопатников и др., 1982]. Это свидетельствует о геохимически обогащенном мантийном источнике. По соотношениям индикаторных элементов (Zr, Y, Nb, Yb) составы пород соответствуют внутриплитным базальтам или базальтам океанических островов.

Для уточнения возраста базитовых даек миролюбовского комплекса были проведены U-Pb геохронологические исследования. Для плагиоклазового порфирита из дайки по в центре Калбинского гранитоидного батолита 15 экспериментальным точкам установлен возраст в  $279 \pm 2$  млн. лет. Для

спессартита из дайки, прорывающей гранитоиды Монастырского массива, по 16 экспериментальным точкам установлен возраст в  $267 \pm 1$  млн лет. Это подтверждает геологические наблюдения по комбинированным дайкам и позволяет считать возраст миролюбовского комплекса не триасовым, а раннепермским.

**6.4. Раннепермский гранитоидный магматизм в Калба-Нарымской и Жарма-Саурской зонах: возраст, состав, источники магм и петрогенетические механизмы.** В раннепермское время территории Жарма-Саурской и Калба-Нарымской зон являлись аренами проявления масштабного гранитоидного магматизма (см. Приложение 1). Протяженная цепочка крупных гранитоидных плутонов в Жарма-Саурской зоне сформировала Жарминский интрузивный пояс [Ермолов и др., 1977], в Калба-Нарымской зоне еще большее число плутонов объединилось в Калбинский батолит [Лопатников и др., 1982]. Предшествующими исследователями отмечено разнообразие минерального и химического состава гранитоидов, что дало основания выделить большое число гранитоидных комплексов, а время их формирования оценивалось от среднего-позднего карбона до поздней перми. В связи с необходимостью корреляции базитового и гранитоидного магматизма был выполнен большой объем геохронологических исследований гранитоидов. Результаты определения возраста гранитоидов представлены на схеме (Приложение 1) и свидетельствуют, что все исследованные гранитоиды имеют раннепермский возраст (интервал от 300 до 276 млн лет).

В 2013-2017 гг. с участием автора проводились детальные петрогеохимические исследования гранитоидов Калбинского батолита результаты изложены в работах [Хромых и др., 2016; Котлер, 2017]. По совокупности геологических данных и вещественных характеристик были выделены две ассоциации – ранняя гранодиорит-гранитная, представленная калбинским комплексом и поздняя гранит-лейкогранитная, представленная монастырским комплексом. Анализ петрогеохимических, изотопных данных и сопоставление с результатами экспериментального моделирования плавления коровых субстратов позволило определить, что формирование гранитоидов первой ассоциации в результате частичного плавления субстратов метапелитового состава с долей субстратов metabазитового состава. Формирование поздней гранит-лейкогранитной ассоциации возможно при частичном плавлении метапелитовых пород с привнесом высокозарядных и редкоземельных элементов из глубинного источника, транспортным агентом являлись глубинные флюиды верхнемантийного генезиса. Источником флюидов, очевидно, являлись базитовые магмы мантийного происхождения, расположенные ниже уровня выплавления гранитоидов Калбинского батолита. Дайки миролюбовского комплекса могут являться производными именно этого базитового резервуара.

## **Глава 7. РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА И СВЯЗЬ С МАГМАТИЗМОМ**

Восточный Казахстан известен как богатая рудная провинция, в которой сосредоточены значительные запасы золота, цветных и редких металлов. В последнее десятилетие возобновились исследования рудных месторождений, проводимые совместно казахстанскими и российскими геологами. Начинает появляться все больше новых данных о возрасте формирования месторождений, что делает возможным установление связи рудогенеза с эпизодами магматической активности. В рамках настоящего исследования не поставлены задачи проведения специальных исследований минерализации в магматических породах и установления связи рудных месторождений с какими-либо магматическими комплексами; тем не менее, целесообразно кратко изложить некоторые новыми сведениями о рудных месторождениях, формирование которых обусловлено магматической активностью. Большинство промышленных и перспективных рудных объектов находятся в пределах Чарской и Калба-Нарымской зон.

**Золоторудные месторождения.** Главный золоторудный пояс протягивается с северо-запада на юго-восток в пределах Чарской зоны, размещение месторождений контролируется системой глубинных разломов, которые играли роль каналов для поступления рудоносных флюидов. Золоторудная минерализация в целом связана с формированием кварцевых жил и имеет гидротермальное происхождение. Практически все месторождения достаточно удалены от интрузивных массивов, и в пределах рудных районов не зафиксировано значительного числа магматических образований. В большинстве случаев магматические породы представлены дайками или малыми телами гранитоидного или монцодиоритового состава. Недавно получен ряд U-Pb датировок по некоторым магматическим образованиям из трех рудных полей в центральной части Чарской зоны (Калинин и др., 2020). Был установлен интервал значений возраста от  $309 \pm 4$  млн. лет до  $299 \pm 3$  млн. лет. Датирование собственно рудных тел с помощью Ag-Ag анализа серицита из рудоносных кварцевых жил показало возраст их формирования в интервале от  $302 \pm 4$  до  $280 \pm 4$  млн. лет.

**Медно-никелевые месторождения.** Наиболее изученным является месторождение Максут, связанное с меланократовыми оливиновыми монцогаброноритами второй фазы максутского комплекса. Сульфиды в них образуют как каплевидную вкрапленность, так и обособления с сидеронитовой структурой. Главными рудными минералами являются: пирротин, халькопирит, пирит, титаномагнетит, ильменит, виоларит, пентландит. В эндоконтакте Таловского массива прииртышского комплекса также обнаружено сульфидное медно-никелевое проявление, связанное с биотит-оливиновыми габроноритами "обогащенной" серии. Таким образом, медно-никелевая минерализация не зависит от возраста, а связана с массивами субщелочных габроноритов. Учитывая большое количество недоизученных массивов приртышского и

макутского комплексов, велика вероятность обнаружения новых медно-никелевых месторождений.

Титан-циркониевые месторождения. В юго-восточной части региона, на краю Зайсанской озерной впадины известны титан-циркониевые россыпные месторождения. Наиболее разведанными являются Сатпаевская и Караоткельская россыпи. В ходе геологоразведочных работ было определено, что источником ильменит-цирконовых россыпей Сатпаевского месторождения являются породы Преображенского массива [Suiekraev et al., 2019]. Аналогом Караоткельского массива является скрытый под чехлом рыхлых отложений Караоткельский интрузив, с которым связано Караоткельское россыпное месторождение. Наиболее продуктивными являются аркозовые пески, маркирующие русла древних водотоков. В тяжелой фракции установлены зерна циркона, ильменита, монацита. U-Pb датирование цирконов из Караоткельской рудной россыпи показало возраст в  $287 \pm 1$  млн. лет, что совпадает с возрастом формирования Преображенского массива.

Редкометалльные месторождения. Главным типом редкометалльного оруденения являются гранитные пегматиты Калбинского хребта, широко известные благодаря промышленным концентрациям Li, Cs, Be, Ta, Nb. Ареал редкометалльных рудопроявлений и месторождений находится в центральной и северо-западной части Калбинского гранитоидного батолита. Здесь выделяются рудные узлы: Огневка-Бакенное, Асубулак, Белая Гора. Главные редкометалльные пегматитовые объекты связаны с гранитами первой фазы калбинского комплекса, и размещаются в эндоконтактных зонах или в апофизах гранитных массивов. Размещение пегматитовых полей контролируется системой субширотных разломов и оперяющих их разрывных структур. Рассмотрение различных минеральных ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга, позволяет заключить, что редкометалльная минерализация явилась следствием развития метасоматических процессов в пегматитах [Oitseva et al., 2017]. Возраст редкометалльной минерализации определялся с помощью Ar-Ar датирования монофракций мусковита и лепидолита (10 определений), и может быть оценен в интервале 291-286 млн. лет. Анализ геологической позиции, состава и возраста редкометалльных гранитных пегматитов позволяет предположить, что их формирование было обусловлено двумя факторами. Первый - хорошо развитая дифференциация гранитной магмы, происходившая в достаточном объеме в течении достаточного времени. Это возможно только с большими объемами гранитов первой фазы калбинского комплекса. Более поздние граниты второй фазы комплекса не содержат крупных пегматитовых полей. Второй и немаловажный фактор – привнос с глубинными флюидами в крупные гранитные очаги некоторых компонентов, позволяющих при дифференциации гранитной магмы сформировать именно редкометалльные расплавы. Существование глубинного мантийного резервуара под гранитоидами Калбинского батолита подтверждается присутствием базитовых даек

миролюбовского комплекса, которые имеют высокую щелочность, высокие содержания фосфора, фтора.

Таким образом, главные рудные месторождения на исследованной территории были сформированы в ранней перми. Большинство рудных объектов связаны с эндогенной активностью, так или иначе имеющей мантийное происхождение.

## **Глава 8. ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЦЕНАРИИ АЛТАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ**

Обобщение вышеизложенных материалов о геологической позиции, взаимоотношениях, составе и возрасте базит-ультрабазитовых ассоциаций, проявленных на разных этапах, позволяет предложить модели эволюции, применимые для палеозойских аккреционно-коллизийных складчатых областей ЦАСП. Такой анализ последовательно проведен в этой главе – от схемы корреляции магматизма до изменения состава мантийных источников и геодинамических сценариев развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы; на этой основе сформулированы защищаемые положения.

**8.1. Корреляция магматических комплексов Алтайской аккреционно-коллизийной системы по новым геологическим и геохронологическим данным.** В результате проведенных геологических исследований было уточнено геологическое строение отдельных массивов и дайковых поясов, а с помощью петрологических и геохимических методов удалось показать генетические связи магматических пород разного состава, что позволяет пересмотреть объемы ранее принятых магматических комплексов. Схема корреляции магматических комплексов, разработанная автором, приведена в **Приложении 3**.

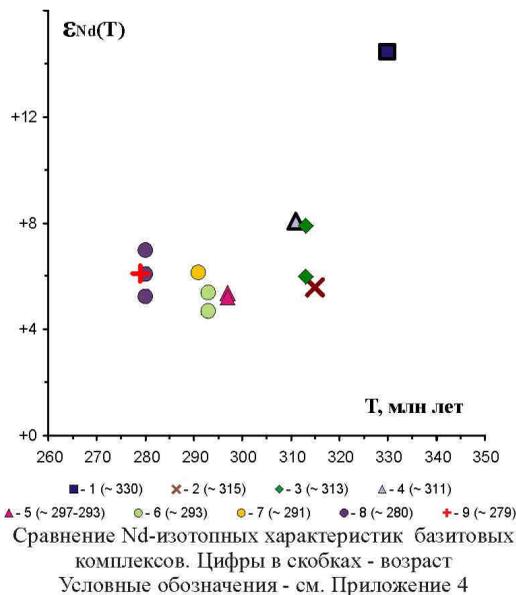
Принципиальным отличием от ранее принятых схем магматизма являются: 1) установление меньшей продолжительности эндогенной активности: не с раннего карбона до раннего триаса (~ 90 млн. лет) для всех структурно-формационных зон, а с конца раннего карбона (только в Жарма-Саурской зоне) до конца ранней перми для всех структурно-формационных зон (~ 60-50 млн. лет). 2) проявление разных магматических комплексов практически синхронно в ранней перми, что позволяет выделить интервал наибольшей магматической активности между 300 и 275 млн. лет назад. Обобщение геохронологических данных позволяет сформулировать **первое защищаемое положение**.

**8.2. Вещественный состав базитового магматизма как отражение смены мантийных источников и условий их плавления.** Для понимания причин и механизмов эндогенной активности при развитии Алтайской аккреционно-коллизийной системы немаловажным является сравнительный анализ вещественного состава базитовых комплексов с целью определения условий генерации магм мантийного происхождения. С учетом фундаментальных закономерностей кристаллизации магм базитового состава для сравнения вещественных характеристик разных комплексов Алтайской

аккреционно-коллизийной системы выбраны породы, обладающие массивной текстурой, магматической структурой, соответствующие базальтам (содержания  $\text{SiO}_2$  от 45 до 53 мас.%).

Особенности вещественного состава базитовых пород рассмотренных комплексов проиллюстрированы в **Приложениях 4–5**. Можно констатировать, что от ранних к поздним базитовым комплексам их состав в целом обогащается некогерентными элементами –  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Rb, Ba, La и легкими РЗЭ, Hf, Zr, а также  $\text{TiO}_2$ , Nb, Ta. При этом судя по вариациям содержаний главных петрогенных компонентов –  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}^*$ , CaO относительно MgO, для всех базитовых комплексов процессы дифференциации протекали по сходным механизмам. Следовательно, различия в концентрациях некогерентных элементов объясняются разным составом мантийных источников или разными условиями их плавления.

По геологическим данным, Алтайская аккреционно-коллизийная система представляет собой коллаж средне-позднепалеозойских вулканических дуг, фрагментов палеокеанического бассейна и фрагментов активных окраин. В нижних частях литосферы этого коллажа могут быть зафиксированы реликты мантийных источников, существовавших до начала орогении. Подстикает орогенное сооружение относительно слабо деплетированная литосферная мантия, до коллизии существовавшая под континентальными блоками. Таким образом, источниками для базит-ультрабазитовых магм могли быть как относительно деплетированные (гарцбургиты) так и относительно обогащенные (лерцолиты) перидотиты.



Изотопные характеристики всех исследованных базитовых пород указывают на их происхождение из деплетированных источников, значения  $\epsilon\text{Nd}(T)$  варьируют от +13,5 до +4,5 (**Рисунок**).

Наиболее обогащенным радиогенным неодимом являются раннекарбонные габброиды саурского комплекса. Такой изотопный состав может быть объяснен предшествующим (в позднем девоне - раннем карбоне) частичным плавлением вещества мантийного клина над зоной субдукции под Казахстанской окраиной; следовательно, при формировании магм саурского комплекса в плавление вовлекался

реститовый материал. Все остальные базитовые ассоциации практически не различаются по Nd изотопным характеристикам, несмотря на отличия в поведении редких элементов. Это позволяет предполагать приблизительно одинаковую природу и модельный возраст мантийных источников, испытывавших частичное плавление как в среднем карбоне, так и в ранней перми.

Для оценки условий выплавления магм и обоснования возможных мантийных геохимических резервуаров было использовано сопоставление составов пород с результатами геохимического моделирования плавления различных мантийных субстратов по соотношению индикаторных элементов в двух системах: 1) Sm-Yb системе [Aldanmaz et al., 2000] и 2) Nb-Yb системе [Yang et al., 2014]. Результаты для двух систем в целом совпадают и представлены в **Приложении 6**.

Для раннекарбонowego саурского комплекса Sm-Sm/Yb соотношения указывают на происхождение магм за счет плавления смеси гранатового и шпинелевого лерцолитов при степени плавления 20–30%. Nb-Nb/Yb соотношения указывают на происхождение магм за счет шпинелевых лерцолитов или гарцбургитов деплетированной мантии при значительных (до 30 %) степенях плавления. Это не согласуется с невысокой магнезиальностью пород – содержания MgO около 5 мас.%, что в общем случае свидетельствует о невысоких степенях плавления субстратов. Однако высокие содержания CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также повсеместное присутствие роговой обманки в габбро саурского комплекса, и преобладание среди пород саурского комплекса диоритов, свидетельствует о выплавлении родоначальных магм в присутствии значительного количества водного флюида. В этих условиях эвтектика гаглобазальтовой системы имеет пониженную температуру и смещается в сторону анортита, что приводит к формированию относительно более высокоглиноземистых и относительно менее магнезиальных магм. Можно предполагать, что источником базитовых магм саурского комплекса были гидратированные перидотиты мантийного клина, располагавшиеся над зоной субдукции.

Для габбро и габброноритов прииртышского комплекса предполагается смесь гранатового и шпинелевого лерцолитов по Sm-Sm/Yb отношению, или гарцбургиты по Nb-Nb/Yb при степени плавления в 10-20 %. Высокие степени плавления согласуются с повышенной магнезиальностью пород. Низкое Nb/Yb отношение свидетельствует об относительной деплетированности источника магм прииртышского комплекса, из чего можно предположить, что в плавление вовлекались реститовые породы, сохранившиеся в мантийном клине (гарцбургиты). Вместе с тем, породы прииртышского комплекса демонстрируют относительно обогащенный геохимический состав – повышенные концентрации K<sub>2</sub>O, Rb, La, Zr, Hf при повышенном содержании MgO, из чего можно сделать вывод, что в генерации базитовых магм прииртышского комплекса мог

принимать участие более глубинный мантийный резервуар, относительно обогащенный этими компонентами.

Базитовые дайки бугазского комплекса в Жарма-Саурской зоне и базальты даубайской ассоциации в Чарской зоне являются синхронными (средний карбон) и демонстрируют близкий петрогеохимический состав. Соотношения индикаторных элементов показывает более обогащенный состав мантийного источника, близкий к значениям, характерным для примитивной мантии. Вероятным механизмом образования этих магм могло быть частичное плавление гранатовых перидотитов (содержание граната около 5 %), при степени плавления в 5-15 %. Источником магм этих ассоциаций могли являться относительно глубинные уровни мантии, располагавшиеся под орогенным сооружением.

Раннепермские базиты также демонстрируют геохимически обогащенный состав мантийных источников, близкий к составу примитивной мантии. Различия Sm/Yb и Nb/Yb отношениях отражают вариации состава источников и степени их плавления. Относительно ранние базальты Тюрешокинской мульды и габбро аргимбайского комплекса (297 – 293 млн. лет) произошли за счет гранатовых перидотитов (содержание граната 2-4 %) при степени плавления 2-5 %. Внедрившиеся позднее (280 млн. лет) габбро и пикриты максутского комплекса сформировались при большей степени плавления этого же источника. Базитовые магмы, обусловившие формирование габбро-гранитоидных интрузий (Преображенский массив, 291 млн. лет), могли произойти из сходного источника – гранатовых перидотитов с 1% граната или шпинелевых лерцолитов при степени плавления 5-10 %. Этому же источнику соответствуют базиты миролюбовского дайкового комплекса (280-267 млн. лет), с меньшей степенью плавления (около 5%). Проведенный анализ вещественного состава ультрабазит-базитовых ассоциаций позволяет сформулировать **второе защищаемое положение.**

**8.3. Гранитоидный магматизм Алтайской аккреционно-коллизонной системы, механизмы мантийно-корового взаимодействия.** Сопоставление геологических и геохронологических данных однозначно свидетельствует что на всех этапах развития аккреционно-коллизонной системы базитовый магматизм сопровождался субсинхронным кремнекислым магматизмом.

Используя геологическую схему (Приложение 1), можно сопоставить объемы магматических комплексов. Раннекарбоновые гранитоиды бугазского комплекса, развитые только в Жарма-Саурской зоне, имеют суммарную площадь выходов в 500-700 км<sup>2</sup>, это преимущественно небольшие массивы, их мощность можно в среднем оценить в 1-3 км, соответственно объем раннекарбонового гранитоидного магматизма может составлять 1000-1500 км<sup>3</sup>. Среднекарбоновый кремнекислый магматизм представлен двумя относительно крупными Актобинской (~80 км<sup>2</sup> при мощности отложений около 2000 м) и Калгутинской (~ 180 км<sup>2</sup> при мощности отложений около 3000 м) мульдами, объем

вулканических продуктов может быть оценен в 500-600 км<sup>3</sup>. Позднекарбонный гранитоидный магматизм (калгутинский и кунушский комплексы) представлен в основном мелкими массивами, общий его объем позднекарбонного гранитоидного магматизма может быть оценен в 300-400 км<sup>3</sup>. Наибольший объем гранитоидного магматизма был проявлен в ранней перми. Крупные гранитоидные интрузии в Чарской зоне имеют площадь по 200-300 км<sup>2</sup> и мощность около 3-5 км, их общий объем может быть оценен в 3000-4000 км<sup>3</sup>. Жарминский интрузивный пояс содержит не менее 10 крупных гранитоидных массивов площадью 300-400 км<sup>2</sup> каждый и мощностью в 5-10 км; объем раннепермских гранитоидов в Жарма-Саурской зоне может быть оценен в 20000-30000 км<sup>3</sup>. Наиболее крупный Калбинский батолит имеет площадь выходов 10000 км<sup>2</sup>, по геофизическим данным мощность массивов гранитоидов варьирует от 2 до 12 км, преобладают мощности в 7-10 км [Лопатников и др., 1982]. Объем гранитоидов Калбинского батолита может быть оценен от 70000 до 100000 км<sup>3</sup>. Таким образом, суммарный объем раннепермского гранитоидного магматизма может достигать 150 тыс. км<sup>3</sup>; это в десятки (или почти в сотню) раз больше, чем объемы предшествующих каменноугольных гранитоидов. Геохронологические данные по гранитоидам и оценка их объемов позволяет сформулировать **третье защищаемое положение**.

Существенное увеличение объемов гранитоидного магматизма в ранней перми подразумевает повышение температурных градиентов в литосфере, обусловленное мантийной активностью. Оценить достоверно объем раннепермских базитовых магм не представляется возможным, поскольку большинство не достигло уровня современного эрозионного среза. Согласно существующим моделям большинство магм мантийного происхождения не проникают выше границы Мохо в силу относительно большей плотности, а распространяются вдоль нее, формируя подкоровые магматические камеры. Судя по объемам гранитоидного магматизма, объем таких магматических камер в раннем карбоне был сравнительно невелик, в среднем карбоне – мал, однако в ранней перми – на порядки больше.

Сопоставив геологические и петролого-геохимические данные, можно выделить два различных типа взаимодействия базитовых магм с коровыми субстратами:

1) Базитовые магмы не достигали уровня расположения гранитообразующих субстратов, останавливаясь в подкоровых камерах. Термальное воздействие на коровые субстраты приводило к их частичному плавлению, выплавки имели анхизвтектический состав, сегрегация выплавов приводила к формированию крупных объемов гранитных магм и их миграции на вышележащие уровни.

2) Базитовые магмы проникали на уровни расположения гранитообразующих субстратов и вступали в непосредственное взаимодействие с анатектическими выплавками, наиболее хорошо проявленное в Преображенском интрузиве. В результате непосредственного взаимодействия базитовых и кислых

магм были сформированы гибридные породы диорит-монцитонитового состава (в более глубинных условиях) либо образованы специфические минглинг-структуры (в менее глубинных условиях). Рассмотрение закономерностей мантийно-корового взаимодействия в разных структурно-формационных зонах позволяет сформулировать **четвертое защищаемое положение**.

**8.4. Геодинамические модели проявления мантийного магматизма Алтайской аккреционно-коллизийной системы.** Сопоставление всего спектра сведений о геологической позиции, вещественном составе и возрасте базитовых и гранитоидных магматических ассоциаций позволяет перейти к построению геодинамических моделей проявления мантийного магматизма в аккреционно-коллизийных складчатых поясах.

Раннекарбонный этап орогении проявился только в юго-западной части – Жарма-Саурской зоне. К концу раннего карбона на этой территории прекратилось осадконакопление и вулканизм, что свидетельствует о прекращении субдукции и начале орогенных процессов. Именно в этой обстановке был проявлен габбро-гранитоидный магматизм саурской серии. Существующие представления позволяют использовать для объяснения этого магматизма модель разрыва субдуцируемой океанической плиты (модель отрыва слэба). В пользу этой модели свидетельствует линейный характер распространения интрузивов саурской серии, геохимические и геохронологические данные. На ранней стадии орогении под окраиной Казахстанского континента возник разрыв сплошности субдуцированного фрагмента литосферы Обь-Зайсанского океанического бассейна. Это привело к активизации астеносферы, повышению температурного градиента в мантийном клине и его плавлению, были сформированы обводненные магмы базитового состава, которые затем дифференцировали до диоритовых.

На рубеже раннего и среднего карбона было сформировано орогенное сооружение. В среднем карбоне, во всех структурно-формационных зонах проявился мантийный магматизм – базитовые дайки бугазского комплекса, вулканы даубайской ассоциации, габброиды приртышского комплекса. Характер магматизма удовлетворительно описывается геодинамическими моделями, предполагающими синдвиговую активизацию верхней мантии при в зонах глубинных разломах. Главная роль при этом отводится растягивающим движениям, совмещенным с сдвиговыми перемещениями (также известны как трансенсия). При сдвиговых движениях в орогенном сооружении вследствие неоднородностей границ между разными блоками возможно чередование участков, испытывающих сжатие и участков, испытывающих растяжение. В участках сжатия могли существовать условия для высокобарического метаморфизма, а в участках растяжения могли возникнуть разрывы, в которые поднималось горячее вещество астеносферы. Для обозначения такой реакции астеносферы в настоящее время применяется термин мантийный апвеллинг (mantle upwelling) [Parmentier, 2007]. В местах наибольшего растяжения возникли вулканические мульды и прогибы, в других местах были

сформированы малые интрузии и дайковые пояса. Среднекаменноугольный базитовый магматизм можно отнести к каноническому типу позднеколлизийного магматизма, проявляющемуся на поздних стадиях существования орогенных сооружений. Другими словами, среднекарбонный магматизм является индикатором коллапса орогенного сооружения. Можно констатировать, что поздне-орогенная стадия развития Алтайской коллизийной системы завершилась в позднем карбоне, а общая продолжительность орогенических процессов может быть оценена в ~ 20-30 млн. лет (возрастной интервал от  $330 \pm 5$  млн. лет до  $310 \pm 5$  млн. лет).

В ранней перми во всех структурно-формационных зонах был проявлен разнообразный базитовый и масштабный гранитоидный магматизм. Раннепермские базитовые комплексы относительно обогащены некогерентными элементами и произошли при плавлении гранатовых и шпинелевых перидотитов верхней мантии. Частичное плавление этих источников могло быть вызвано тектоническими причинами, как и для предшествующих среднекаменноугольных событий. Однако проявление базитового магматизма на всей территории и, главное, – превосходящий в десятки раз объем гранитоидов, свидетельствуют о крупной термической аномалии. Необходимо особо отметить, что аналогичный раннепермский базитовый и гранитоидный магматизм проявился на обширной территории в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: в Центральном и Южном Казахстане, в Киргизии, Узбекистане, в Синцзянь-Уйгурском регионе Китая, в Южной Монголии. Кроме того, в Таримском бассейне в это время (300-280 млн. лет назад) была сформирована трапповая базальтовая формация плумовой. Обширный раннепермский магматизм был объединен в раннепермскую Таримскую крупную изверженную провинцию, формирование которой связано с активностью Таримского мантийного плюма. Исходя из сходных характеристик, раннепермский магматизм Восточного Казахстана также должен быть включен в состав Таримской крупной магматической провинции.

Для взаимодействия мантийного плюма с литосферой в последние годы предложено несколько моделей, подразумевающих стадийность этих процессов, выделяются: а) ранняя стадия взаимодействия "головы" плюма с литосферой; б) стадия растекания "шляпы" плюма под литосферой и максимального ее прогрева; в) стадия релаксации – остывания как верхней мантии, так и литосферы [Добрецов, 2008; Xu et al., 2014]. Похожие стадии могут быть выделены и в эволюции раннепермского магматизма Восточного Казахстана. Первые базитовые магмы, имеющие обогащенные геохимические характеристики, появились ~ 297 млн. лет назад, это время может быть оценено как начало плом-литосферного взаимодействия. Ранняя стадия (297–293 млн. лет) характеризовалась малыми степенями плавления (2-3 %) мантийных субстратов, были сформированы субщелочные базитовые магмы торешокинской ассоциации и аргимбайского комплекса. Стадия максимального взаимодействия (290–285 млн. лет) характеризовалась плавлением (степень

плавления 5-10 %) гранатовых перидотитов с 1% граната и шпинелевых перидотитов. Были сформированы субщелочные базитовые магмы, которые участвовали в формировании габбро-монзонит-гранитных интрузий и формировании даек миролюбовского комплекса. Эти базитовые магмы проявились на обширной площади, но достигли коровых уровней только в Чарской зоне, где активно взаимодействовали с коровыми субстратами и анатектическими выплавками. В Калба-Нарымской и Жарма-Саурской зонах базитовые магмы остановились в основании коры, их термальное и флюидное воздействие обеспечило образование главного объема гранитов Калбинского и Жарминского интрузивных поясов. Стадия релаксации (283–267 млн. лет) наступила после массового гранитообразования, становления и остывания гранитоидов. Остывшая кора испытывала хрупкие деформации, что позволило внедриться с верхнемантийных уровней габбро и пикритам максутского комплекса ( $280 \pm 3$  млн. лет) и дайкам миролюбовского комплекса ( $279 \pm 3$  млн. лет). Эти магмы вызвали второй, менее масштабный, эпизод плавления коровых субстратов – были сформированы несколько гранит-лейкогранитных массивов с возрастом ~ 280 млн лет. Анализ геологических, петрологических и геохронологических данных позволяет сформулировать **пятое защищаемое положение**.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования магматических комплексов Алтайской аккреционно-коллизийной системы позволили выявить особенности проявления магматизма на каждой стадии ее развития. Основные выводы были сделаны с помощью комбинации данных о геологическом строении структурно-формационных зон, геологической позиции магматических тел, их внутреннем строении, вещественных характеристиках и возрасте. Можно заключить, что уникальность геологического строения и металлогении изученной территории Восточного Казахстана определена в ранней перми в результате воздействия мантийного плюма на растягивающуюся литосферу. Сдвигово-раздвиговые движения по крупным разломам обеспечивали проникновение глубинных мантийных магм, а коровые субстраты были достаточно подогреты и пластичны для частичного плавления. Именно в этом состоянии литосферы автор подразумевает отличия термина "пост-орогенная стадия" от более широкого по смыслу термина "внутриплитная стадия". Можно полагать, что при взаимодействии мантийного плюма с холодной и консолидированной литосферой (внутриплитная обстановка) главным образом должен проявиться базальтовый или базальт-андезитовый магматизм, при подчиненном количестве кремнекислого. Очевидно также, что отсутствие плюмового энергетического источника не привело бы к масштабному гранитообразованию и образованию рудных месторождений.

Во многих аккреционно-коллизийных системах в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса описаны ультрабазит-базитовые магматические

комплексы, проявленные на разных стадиях их развития и сопровождающиеся гранитоидным магматизмом – Ольхонский регион Западного Прибайкалья [Федоровский и др., 1995; Fedorovsky et al., 2005; Хромых, 2006; Владимиров и др., 2008, 2011; Федоровский, Складов, 2010], Западный Сангилен (Тува) [Владимиров и др., 2000; Владимиров В.Г. и др., 2005; Шелепаев и др., 2018], Озерная зона Западной Монголии [Руднев и др., 2009, 2012; Ярмолук и др., 2011]. Для некоторых регионов ЦАСП также выделены ареалы необычайно масштабной эндогенной активности, выраженной прежде всего в огромных объемах гранитоидного магматизма, которые рассматриваются в качестве крупных изверженных провинций – Ангаро-Витимский батолит в Забайкалье [Литвиновский и др., 1993; Цыганков и др., 2007, 2010; Ковач и др., 2012], Хангайский и Хэнтейский батолиты в Монголии [Ярмолук и др., 2013, 2016, 2019; Шаповалова и др., 2019], Каахемский батолит в Восточной Туве [Руднев и др., 2004, 2006; Владимиров и др., 2013]. Для всех этих случаев очевидна активная роль мантии в процессах преобразования литосферы, которая может быть обусловлена как развитием плейт-тектонических процессов, так и влиянием мантийных плюмов на литосферу аккреционно-коллизийных систем. Сценарии геодинамического развития для каждого региона могут отличаться, что должно выражаться в специфике как мантийного, так и корового магматизма. Расшифровка таких сценариев для каждого региона должна включать комплексный подход с детальным анализом геологической позиции, вещественного состава и возраста магматических комплексов и их взаимоотношений.

### Список публикаций по теме диссертации

1. Титов А.В., **Хромых С.В.**, Владимиров А.Г., Поспелова Л.Н. Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфиров Актюбинской вулканической структуры (Казахстан): Оценка условий генерации и состава первичных расплавов // Доклады Академии наук. 2001. т. 377. № 1. с. 86–90.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., **Хромых С.В.** Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизийных орогенов // Геология и геофизика. 2003. т. 44. № 12. с. 1321–1338.
3. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., **Хромых С.В.**, Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. т. 49. № 7. с. 621–636.
4. Крук Н.Н., Шокальский С.П., **Хромых С.В.**, Николаева И.В. Магматизм ранних стадий коллизии Сибирского и Казахстанского континентов. // Доклады Академии наук. 2009. т. 428. № 4. с. 500–504.
5. **Хромых С.В.**, Куйбида М.Л., Крук Н.Н. Петрогенезис высокотемпературных кремнекислых расплавов в вулканических структурах

Алтайской коллизионной системы герцинид, Восточный Казахстан // Геология и геофизика. 2011. т. 52. № 4. с. 529–540.

6. **Хромых С.В.**, Владимиров А.Г., Травин А.В., Лобанов С.С. Габбро-пикритоидные массивы в складчатой системе герцинид Восточного Казахстана – индикатор взаимодействия плюма с коллизионной системой // Доклады Академии наук. 2011. т. 441. № 5. с. 651–656.

7. Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., **Хромых С.В.**, Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. т. 21. № 2. с. 177-201.

8. **Хромых С.В.**, Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. т. 54. № 10. с. 1648–1667.

9. **Хромых С.В.**, Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Травин А.В., Анникова И.Ю. Геохимия и возраст редкометалльных дайковых поясов Восточного Казахстана // Доклады академии наук. 2014. т. 459. № 5. с. 612-617.

10. Котлер П.Д., **Хромых С.В.**, Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Караваева Г.С., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2015. т. 462. № 5. с. 572-577.

11. Котлер П.Д., Крук Н.Н., **Хромых С.В.**, Навозов О.В. Вещественный состав и источники осадочных толщ Калба-Нарымского террейна (Восточный Казахстан) // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 400. с. 345-353.

12. Соколова Е.Н., Смирнов С.З., **Хромых С.В.** Условия кристаллизации, состав и источники редкометалльных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // Петрология. 2016. т. 24. № 2. с. 168-193.

13. **Хромых С.В.**, Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. т. 57. № 5. с. 983-1004.

14. **Хромых С.В.**, Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Владимиров А.Г. Взаимодействие габброидной и гранитоидной магм при формировании Преображенского интрузива, Восточный Казахстан // Геодинамика и тектонофизика. 2017. т. 8. № 2. с. 311–330.

15. **Хромых С.В.**, Котлер П.Д., Соколова Е.Н. Механизмы мантийно-корового взаимодействия на поздних стадиях развития Алтайской коллизионной системы герцинид // Геосферные исследования. 2017. № 1. с. 73-91.
16. **Khromykh S.V.**, Kotler P.D., Sokolova E.N., 2017. Mantle-crust interaction at the late stage of evolution of Hercynian Altai collision system, Western part of CAOБ // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017 v.8. N 3. p. 489–493.
17. Safonova I., Maruyama S. Kruk N., Obut O., Kotler P., Gavryushkina O., **Khromykh S.**, Kuibida M., Krivonogov S. Pacific-type orogenic belts: Linking evolution of oceans, active margins and intra-plate magmatism // *Episodes*. 2018. v. 41. Iss. 2. p. 79-88.
18. **Хромых С.В.**, Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Котлер П.Д., Соколова Е.Н. Мантийно-коровое взаимодействие в петрогенезисе габбро-гранитоидной ассоциации Преображенского интрузива, Восточный Казахстан // *Петрология*. 2018. т. 26. № 4. с. 376-399.
19. **Khromykh S.V.**, Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N. A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. v. 10. Iss 1. p. 79-99.
20. Kuibida M.L., Dyachkov B.A., Vladimirov A.G., Kruk N.N., **Khromykh S.V.**, Kotler P.D., Rudnev S.N., Kruk E.A., Kuibida Y.V., Oitseva T. Contrasting granitic magmatism of the Kalba fold belt (East Kazakhstan): Evidence for Late Paleozoic post-orogenic events // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2019. v. 175. p. 178-198.
21. **Хромых С.В.**, Котлер П.Д., Семенова Д.В., Геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования Саурской габбро-гранитоидной интрузивной серии (Восточный Казахстан) // *Геосферные исследования*. 2019. № 2. с. 6-26.
22. **Khromykh S.V.**, Izokh A.E., Gurova A.V., Cherdantseva M.V., Savinsky I.A., Vishnevsky A.V. Syncollisional Gabbro in the Irtysh Shear Zone, Eastern Kazakhstan: Compositions, Geochronology, and Geodynamic Implications // *Lithos*. 2019. v. 346-347. 105144.
23. **Хромых С.В.**, Семенова Д.В., Котлер П.Д. Гурова А.В., Михеев Е.И., Перфилова А.А. Орогенный вулканизм Восточного Казахстана: состав пород, возраст и геодинамическая эволюция региона // *Геотектоника*. 2020. № 4. с. 63-83.

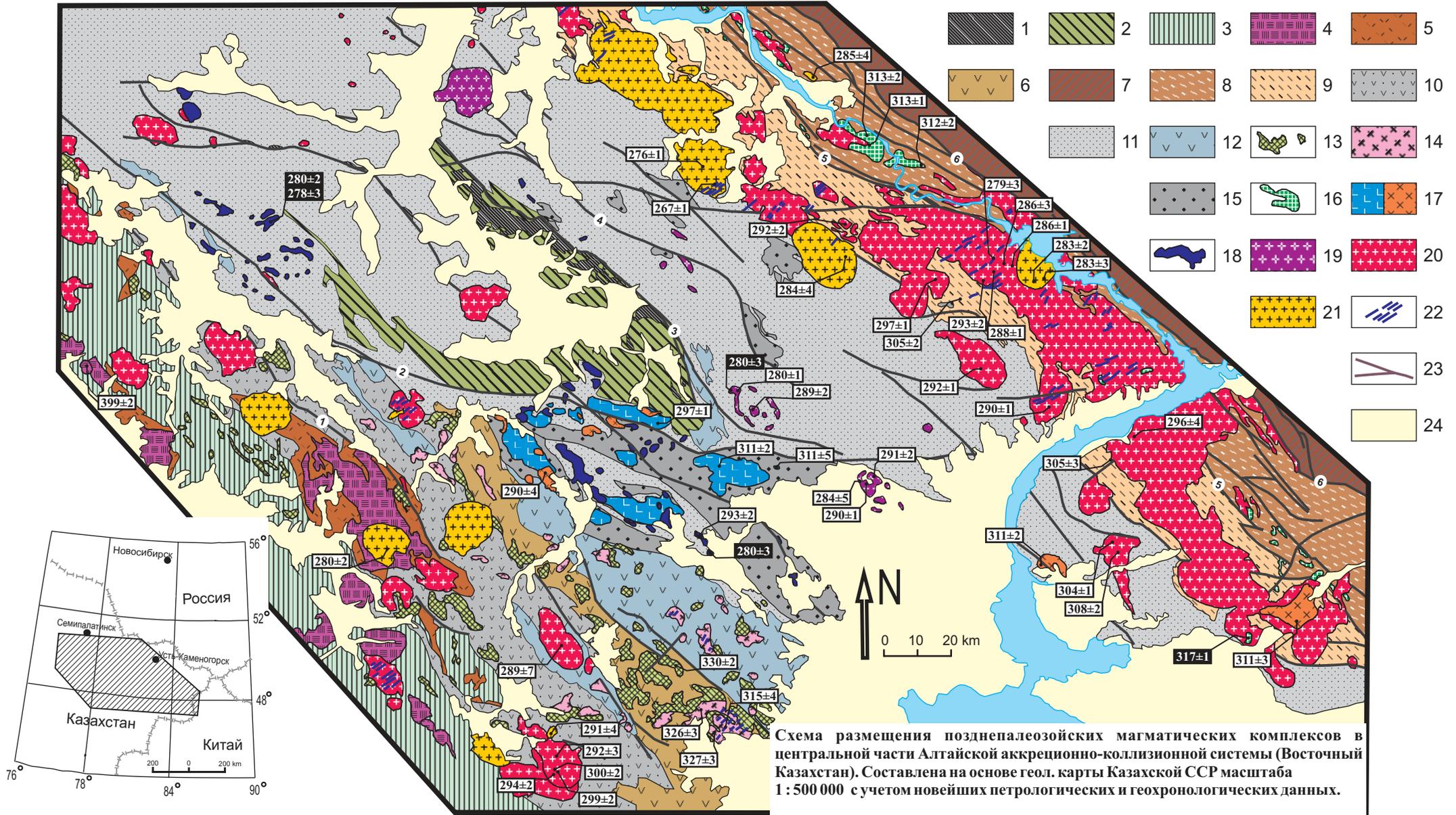


Схема размещения позднепалеозойских магматических комплексов в центральной части Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан). Составлена на основе геол. карты Казахстана ССР масштаба 1 : 500 000 с учетом новейших петрологических и геохронологических данных.

1 – серпентинитовый меланж и сопутствующие комплексы Чарского офиолитового пояса (С–О); 2 – осадочные и вулканогенные (базальтоиды) отложения ( $O_3$ – $S-D_{2,3}$ ) в Чарской зоне; 3 – осадочно-вулканогенные отложения (С–О–S) Чингиз-Тарбагатайской окраины Казахстанского континента; 4 – гранитоиды (S-D) Чингиз-Тарбагатайской окраины; 5 – вулканогенные отложения среднего-кислого состава ( $D_{1,2}$ ) в Жарма-Саурской зоне; 6 – вулканогенные отложения базальт-андезитового состава ( $D_3$ ) в Жарма-Саурской зоне; 7 – осадочно-вулканогенные отложения ( $D_2$ – $C_1$ ) в Рудно-Алтайской зоне; 8 – структурно-вещественные комплексы Иртышской сдвиговой зоны: меланж из метаморфизованных и милонитизированных осадочно-вулканогенных комплексов, содержащий блоки и пластины высокометаморфизованных пород; 9 – терригенные алевропесчано-черносланцевые отложения ( $D_3$ – $C_1$ ) в Калба-Нарымской зоне; 10 – осадочно-вулканогенные отложения ( $C_1$ – $t$ – $v$ ) в Жарма-Саурской зоне; 11 – вулканогенные базальт-андезитовые формации  $C_1$ ,  $v$ ; 12 – терригенные алевропесчаные отложения и олистостромы ( $C_1$ ,  $s$ ); 13 – интрузии габбро и диоритов саурского комплекса ( $C_1$ ,  $s$ ) в Жарма-Саурской зоне; 14 – интрузии гранитоидов бузаского комплекса ( $C_1$ ,  $s$ ) в Жарма-Саурской зоне; 15 – молассовые отложения ( $C_2$ ,  $b$ ) с базальными конгломератами; 16 – интрузии габброидов прииртышского комплекса ( $C_2$ ) в Иртышской и Калба-Нарымской зонах; 17 – вулканические покровы и экструзивные образования ( $C_2$ ;  $P_1$ ) в мульдах: базальт-андезитовые (а) и дацит-риолитовые (б); 18 – интрузии габброидов и пикритов аргимбайского и максутского комплексов ( $P_1$ ); 19 – многофазные габбро-гранитоидные интрузии ( $P_1$ ) в Чарской зоне; 20 – гранитоиды Калбинского и Жарминского интрузивных поясов (батолитов), ранняя гранодиорит-гранитная ассоциация ( $C_2$ – $P_1$ ); 21 – гранитоиды Калбинского и Жарминского интрузивных поясов (батолитов), поздняя гранит-лейкогранитная ассоциация ( $P_1$ ); 22 – постбаолитовые дайковые рои и пояса ( $P_1$ ); 23 – разломы (главнейшие разломы обозначены цифрами в кружках: 1 – Жарминский, 2 – Боко-Байгузинский, 3 – Чарский, 4 – Западно-Калбинский, 5 – Калба-Нарымский, 6 – Иртышский); 24 – кайнозойские рыхлые отложения ( $Pg$ – $Q$ ).

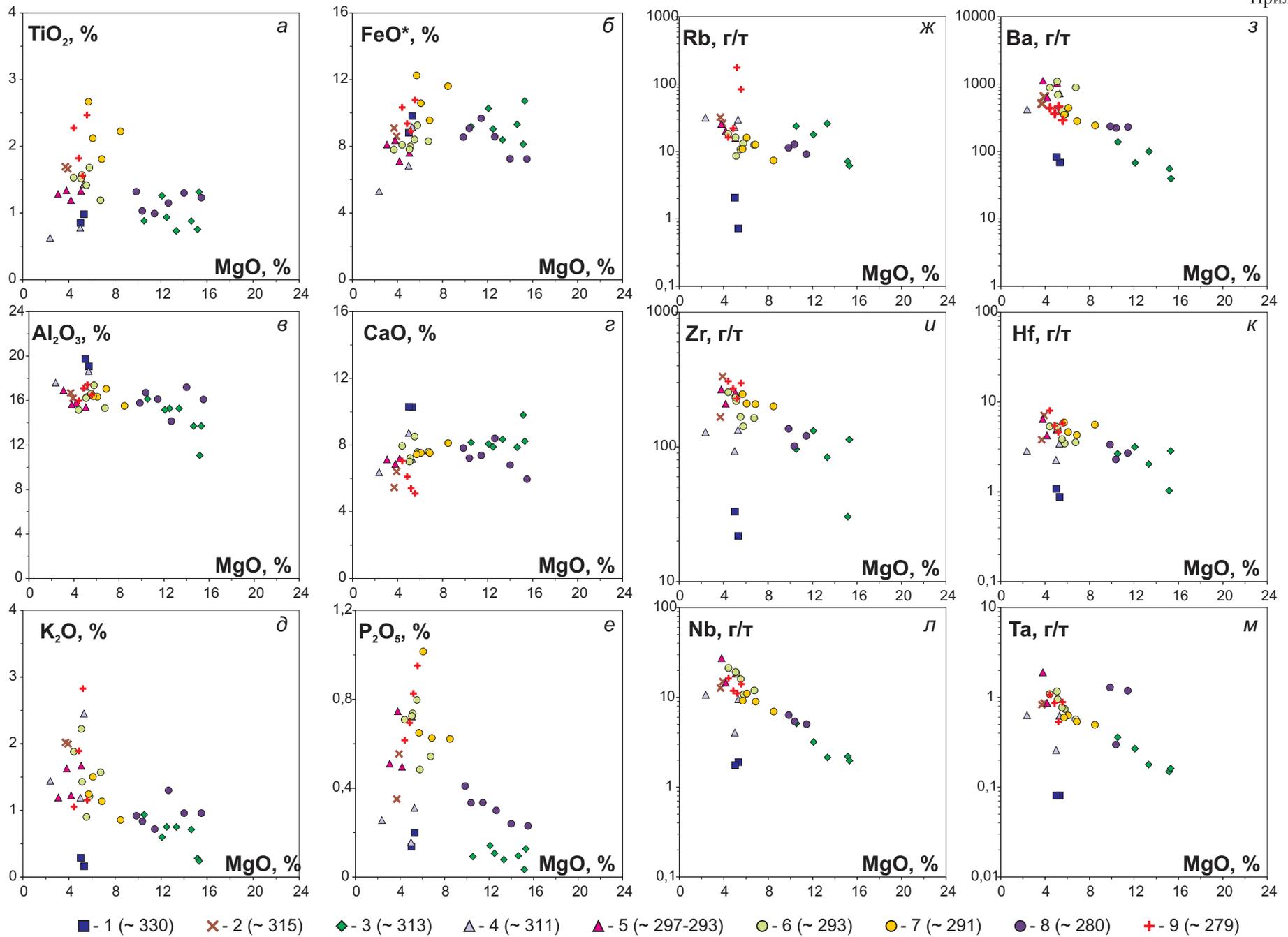
Цифры в белых прямоугольниках - значения абсолютного возраста, полученные U–Pb методом по цирконам; в черных – Ar–Ar методом по магматическим амфиболом и слодам.



Последовательность геодинамических режимов в развитии Объ-Зайсанской складчатой системы и стадии развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы. Составлена на основе сопоставления геологических данных и моделей, с учетом новейших авторских данных. Примечания: 1 - Иртышская зона рассматривается как часть Калба-Нарымской зоны. 2 - с учетом данных [Добрецов и др., 2005]. 3 - с учетом новых авторских данных о возрасте магматических комплексов.

время, млн.лет	период	Жарма- Саурская зона	Чарская зона	Калба-Нарымская зона
247	Средний триас			
250	Ранний триас		Семеитауская базальт-риолитовая асс. 249±2 <sup>4</sup>	
259	Поздняя пермь			
260				
270	Средняя пермь			Мироплюбовский дайковый к-с, лампрофиры, 267±1
273		Дайковый к-с, P <sub>1-2</sub> (?)		
280	Ранняя пермь	Кандыгатайский гранитоидный к-с, P <sub>1</sub>	Максутский пикрит-габбровый к-с, 280±3	Мироплюбовский дайковый к-с, допериты, 279±3
280		Каракольский лейкогранитный к-с, 280±2		Монастырский гранит-лейкогранитный к-с, 284-276
290		Керегетас-эспинский щел.-гран. к-с, P <sub>1</sub>		
290		Жарминский гранитоидный к-с, P <sub>1</sub>		
290		Салырманский гранитоидный к-с, 289±7	Аргимбайский габбровый к-с 293±2	Калбинский гранодиорит-гранитный к-с, 297-286
290			Габбро-гранитоидные интрузии 290±2	
290			Тюрешокинская андезит-базальтовая асс. Сарьжальская дацит-андезитовая асс., 298-290	
300				
307	Поздний карбон			Кумушский и Калгутинский гранитоидные к-сы, 308-300
310	Средний карбон		Даубайская базальт-андезитовая асс., 311 ± 2	Актобинская и Калгутинская дацит-риолитовые структуры, 311±3
310		Бугазский дайковый к-с, 315±4		Прииртышский габбровый к-с, 313±2
320				
323				
330	Ранний карбон	Бугазский гранитоидный к-с, 327-326 ± 3		
330		Саурский габбро-диоритовый к-с, 330±2		

Схема корреляции магматизма для структурно-формационных зон Алтайской аккреционно-коллизонной системы, составленная с учетом новых геохронологических данных. Примечания: 1 – Цифрами указан установленный абсолютные возраст магматических комплексов (значения или интервалы), в млн. лет. 2 – Желтым фоном обозначены амагматичные периоды. 3 – Синим прямоугольником обозначен интервал наиболее масштабного проявления магматизма (см. Приложение 1). 4 – Данные о возрасте Семейтауской базальт-риолитовой ассоциации, установлены Ar-Ar датированием вкрапленников санидина [Lyons et al., 2002].

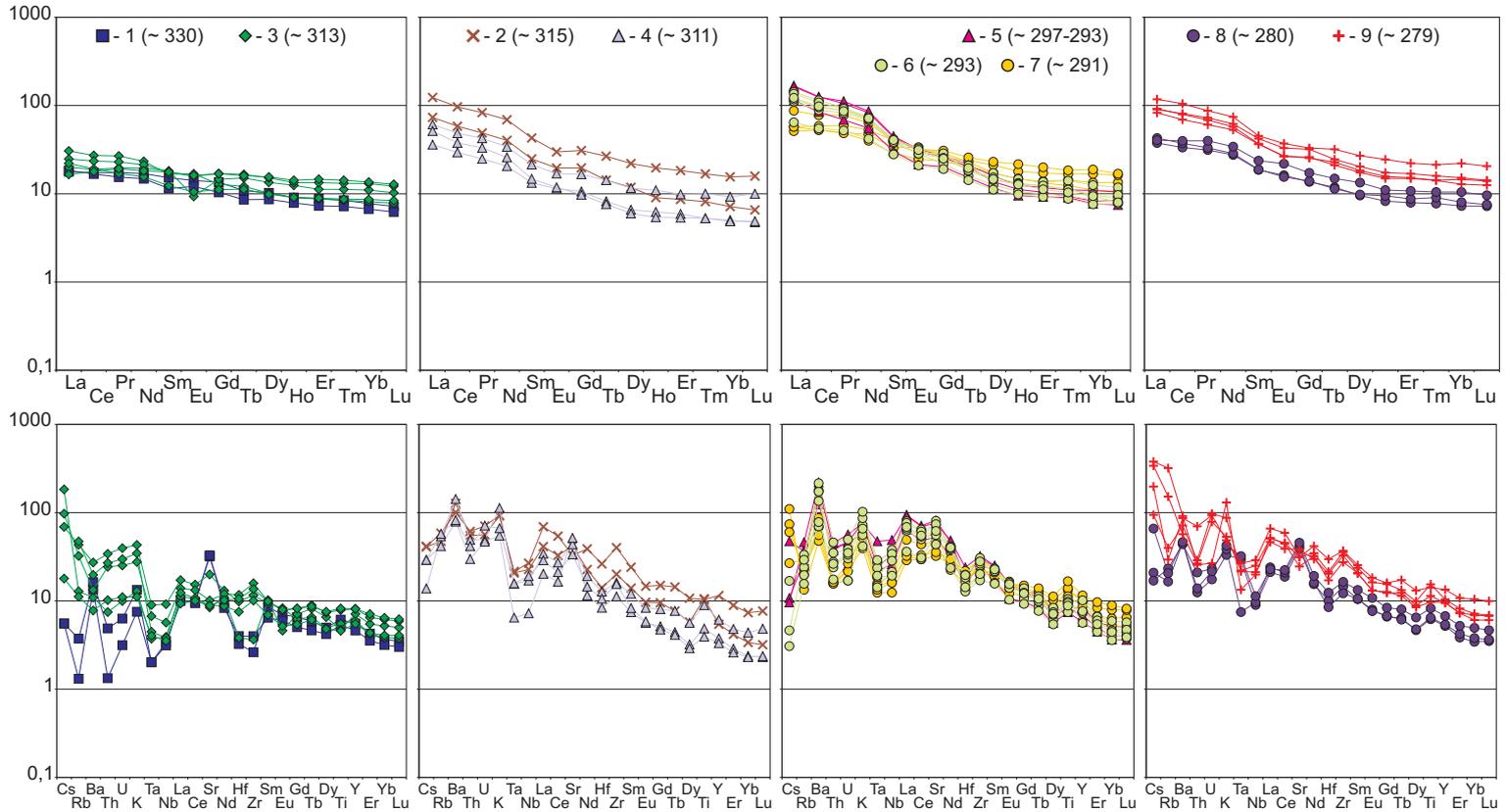


Сравнение составов базитовых пород Алтайской аккреционно-коллизонной системы на двухкомпонентных диаграммах, относительно MgO:

*a* – TiO<sub>2</sub>, *б* – FeO\*, *в* – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, *г* – CaO, *д* – K<sub>2</sub>O, *е* – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, *ж* – Rb, *з* – La, *и* – Zr, *к* – Hf, *л* – Nb, *м* – Ta.

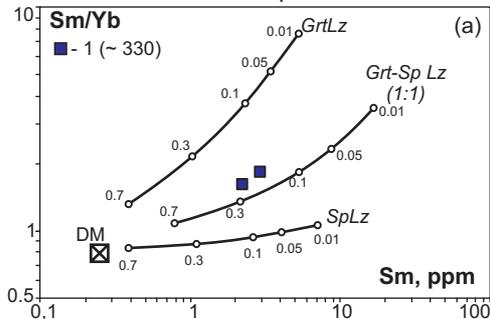
Цифры в скобках - возраст магматических комплексов. Магматические комплексы:

1 – саурский; 2 – бузаский дайковый; 3 – прииртышский; 4 – даубайский вулканический; 5 – тюрешокинский вулканический; 6 – аргимбайский; 7 – Преображенский массив; 8 – максутский; 9 – миролюбовский дайковый.

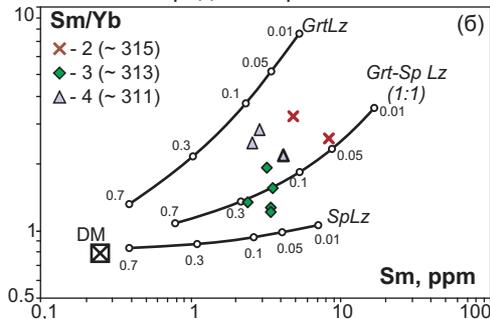


Сравнение спектров распределения редкоземельных элементов (вверху) и редких элементов (внизу) для базитовых пород Алтайской аккреционно-коллизионной системы. Содержания РЗЭ нормированы на состав углистого хондрита [Boynnton, 1984], содержания РЭ – на состав примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]. Цифры в скобках - возраст магматических комплексов. Условные обозначения - см. Приложение 4.

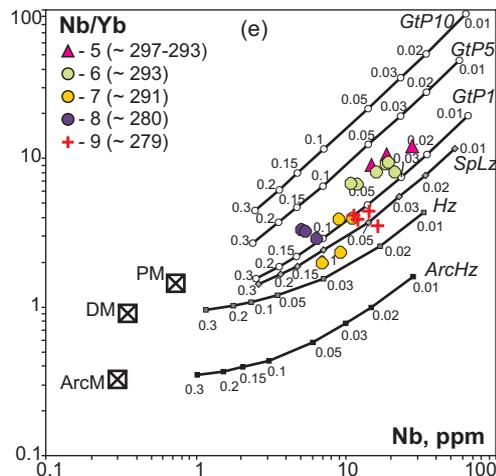
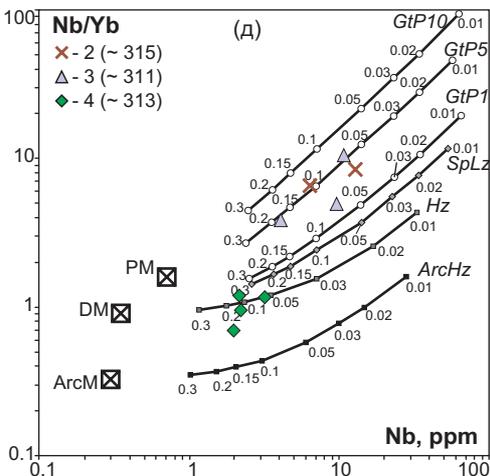
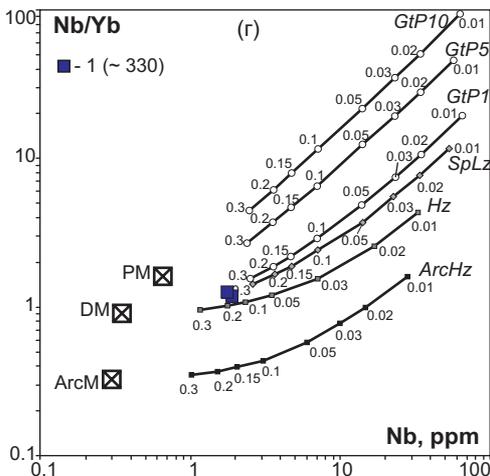
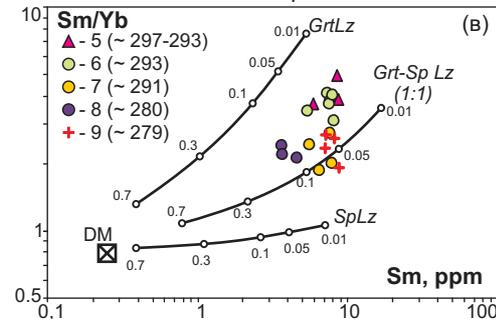
Ранний карбон



Средний карбон



Ранняя пермь



Составы базитовых пород Алтайской аккреционно-коллизонной системы в сопоставлении с результатами численного моделирования частичного плавления разных мантийных источников.

(а, б, в) – в системе Sm – Sm/Yb [Aldanmaz et al., 2000]. Кривые показывают вычисленные соотношения при плавлении пород деплетированной мантии (DM): гранатового лерцолита (GrtLz), шпинельового лерцолита (SpLz) и их смеси в соотношении 1:1 (Grt-SpLz). Цифрами обозначена степень плавления.

(г, д, е) – в системе Nb – Nb/Yb [Yang et al., 2014]. Кривые показывают вычисленные соотношения при плавлении пород гранатового перидотита с содержанием граната 1%, 5%, 10% (GtP1, GtP5, GtP10), шпинельового лерцолита (SpLz) примитивной мантии (PM), умеренно деплетированного гарцбургита (Hz) деплетированной мантии (DM) и островодужного гарцбургита (ArcHz) поддуговой сильно деплетированной мантии (ArcM).

Цифры в скобках - возраст магматических комплексов. Условные обозначения - см. Приложение 4.