

Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы

Хромых С. В.

Аннотация

В статье обобщены результаты исследования геологической позиции, состава и возраста базитовых магматических ассоциаций, проявленных на территории Восточного Казахстана в течение позднего палеозоя (карбона - пермь). Здесь в это время развивалась Алтайская аккреционно-коллизийная система, возникшая при взаимодействии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов. Проведенные исследования позволили выделить три главных рубежа проявления базитового магматизма, соответствующие разным стадиям развития коллизийной системы - раннекарбонный, позднекарбонный и раннепермский. Вещественный состав ультрабазит-базитовых ассоциаций изменялся 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. Все проявления мантийного магматизма 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. Для каждого этапа рассмотрены возможные геодинамические сценарии магматизма. Раннекарбонный (C1s) магматизм раннеорогенного этапа проявлен локально и является результатом отрыва субдуцирующей литосферы (слэба) под окраиной Казахстанского континента. Среднекарбонный (C2m) магматизм позднеорогенного этапа проявлен на всей территории, является результатом активизации сдвигово-раздвиговых движений вдоль крупных разломов и отражает коллапс орогенного сооружения. Раннепермский магматизм рассматривается как результат взаимодействия Таримского мантийного плюма с литосферой, с выделением стадий этого процесса (инициальная, максимальное взаимодействие, релаксация). Масштабы раннепермского магматизма на изученной территории обусловлены сочетанием термического возмущения в верхней мантии и процессами растяжения литосферы.

Ключевые слова:

базитовый магматизм, гранитоидный магматизм, аккреционно-коллизийные системы, Центральная А, плюм-литосферное взаимодействие

**БАЗИТОВЫЙ И СОПРЯЖЕННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ
КАК ОТРАЖЕНИЕ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ АЛТАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-
КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН**

С.В. Хромых^{1,2}

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН*

² *Новосибирский государственный университет*

ВВЕДЕНИЕ

Магматизм аккреционно-коллизиионных систем является важнейшим индикатором процессов формирования континентальной коры. Как показано исследованиями последних десятилетий, в составе аккреционно-коллизиионных систем существенный объем имеют базитовые магматические породы, проявленные именно на стадии орогенеза [Изох и др., 1998; Dilek, Altunkaynak, 2009; Владимиров и др., 2013, 2017; Ярмолюк и др., 2013; Kozlovsky et al., 2015; Moritz et al., 2016; Шелепаев и др., 2018]. Первые объяснения проявлений мантийного магматизма в аккреционно-коллизиионных орогенах связывались с растяжением литосферы горно-складчатых сооружений и возбуждением подстилающей астеносферы [Dewey, 1988; Elkins-Tanton, 2007 и др.]. В конце XX века была сформулирована новая модель, объясняющая развитие мантийного магматизма в аккреционно-коллизиионных зонах отрывом (или разрывом) субдуцируемой океанической плиты (слэба), в англоязычной литературе известная как «slab break-off model» [Davies, Blanckenburg, 1995; Хаин и др., 1996], которая стала широко использоваться для объяснения базитового магматизма в разновозрастных аккреционно-коллизиионных системах [Atherton, Ghani, 2002; Gorrington et al., 2003; Niu, 2017 и другие]. Для аккреционно-коллизиионных орогенов трансформного типа была предложена вариация модели нарушения сплошности слэба – разрыва в результате сдвигов на неровных границах коллизиирующих плит [Мартынов и др., 2016]. Также значительная роль в активном проявлении мантийного магматизма отводится глубокопроникающим сдвиговым зонам [Wang et al., 2014; Kopelko et al., 2018 и др.].

Другой точкой зрения явилась гипотеза об определяющей роли в магматизме аккреционно-коллизиионных систем независимых энергетических источников – мантийных плюмов. В последние годы для территории Центральной Азии, были выделены и описаны

несколько крупных изверженных провинций, сформированных при взаимодействии мантийных плюмов и литосферы складчатых поясов: раннепалеозойская Алтае-Монголо-Саянская [Добрецов, 2011; Врублевский и др., 2012; Владимиров и др., 2013], среднепалеозойские в Минусинском бассейне [Воронцов и др., 2013] и в Виллюйском рифте [Киселев и др., 2014], позднепалеозойские-раннемезозойские в Монголии, Китае и Забайкалье: Таримская, Баргузинская, Хангайская и Хэнтэйская [Ярмолук и др., 2013, 2016; Xu et al., 2014; Yarmolyuk et al., 2014]. Их характерной чертой является ареальный характер распределения магматизма, тесная пространственно-временная ассоциация габброидных и гранитоидных пород (или базальтов и риолитов), активные проявления мантийно-корового взаимодействия, выраженные в синплутонических малых базитовых интрузиях и многочисленных комбинированных дайках со сложными взаимоотношениями контрастных магм. Роль мантийных плюмов и место крупных изверженных провинций в истории Земли в настоящее время широко обсуждается во всей мировой науке, однако, эти представления нельзя считать однозначно господствующими – значительное число исследователей для тех же регионов отрицает влияние мантийных плюмов и объясняет проявления мантийной активности плейт-тектоническими процессами [Xiao et al., 2010, 2018; Wang et al., 2014; Konopelko et al., 2018 и др.]. Разнообразие используемых моделей и отсутствие единого мнения о причинах активности мантии еще раз подчеркивает разнообразие всех факторов, определяющих закономерности магматизма в аккреционно-коллизионных геодинамических обстановках. Очевидно следует признать возможность сочетания разных факторов – как плейт-тектонических, так и плюмовой активности в одних и тех же системах [Бискэ и др., 2013; Kozlovsky et al., 2015].

Для ответа на вопрос о причинах и закономерностях магматизма в том или ином регионе таким образом необходимо провести детальную расшифровку эволюции эндогенной активности, проведя корреляцию как базитового, так и гранитоидного магматизма. В настоящей статье изложены результаты применения такого подхода к позднепалеозойским (карбон-пермь) магматическим ассоциациям Алтайской аккреционно-коллизионной системы, Восточный Казахстан.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ АЛТАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ

Территория Восточного Казахстана располагается в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и входит в состав герцинской Обь-Зайсанской складчатой системы. Она простирается с северо-запада на юго-восток на расстояние около 700 км, ее границами являются Чингиз-Тарбагатайский региональный разлом, отделяющий ее от среднепалеозойских структур Казахстанского континента (на юго-западе) и Иртышская

сдвиговая зона, отделяющая ее от среднепалеозойских структур Рудно-Алтайской активной окраины Сибирского континента (на северо-востоке). Формирование складчатой системы происходило в позднем палеозое при сближении Сибирского и Казахстанского континентов и закрытии Обь-Зайсанского океанического бассейна [Зоненшайн и др., 1990; Владимиров и др., 2003, 2008; Xiao et al., 2010]. Геологические исследования, проводившиеся на территории Восточного Казахстана во второй половине XX века [Щерба и др., 1976, 1998; Кузубный, 1975; Ермолов и др., 1977, 1983; Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994 и другие] позволили установить главные особенности структуры, состава и возраста осадочных и вулканогенных формаций. На основе сопоставления всех характеристик на территории Восточного Казахстана были выделены следующие структурно-формационные зоны: 1) Жарма-Саурская зона, 2) Чарская или Западно-Калбинская зона, 3) Калба-Нарымская зона. Последовательность геотектонических событий описана ниже и представлена на **рисунке 1**.

Наиболее древние структурно-вещественные комплексы в пределах складчатой системы имеют палеоокеаническую природу и очевидно сформировались в пределах Палеоазиатского океана в течение раннего-среднего палеозоя [Добрецов и др., 1979; Волкова и др., 2008]. Размеры и конфигурация океанического бассейна очевидно менялись в течение миллионов лет от ордовика до девона, что подтверждается последовательной сменой формаций океанической природы – базальтово-кремнистой океанического ложа, далее терригенно-известняково-кремнистой и рифогенной известняковой.

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 время прекращения прямой субдукции и, вероятно, время общей перестройки систем континент-океан. Конец девона – начало карбона рассматривается как время заложения Иртышской сдвиговой зоны и зарождения 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. Визейские вулканические толщи распространены в Жарма-Саурской и, в меньшей степени, в Чарской зонах, их появление свидетельствует о возобновлении субдукции океанической литосферы под окраину Казахстанского континента и вероятно, появлению внутриокеанических дуг.

Серпуховские отложения представлены терригенными мелководными осадками. Полимиктовые песчаники (граувакки), гравелиты и алевролиты, широкое развитие олистостром, являются индикатором начала орогенических процессов – существенного сближения континентальных блоков. Океанический бассейн к серпуховскому времени фактически перестал существовать – отсутствуют глубоководные кремнистые отложения, известняки. Таким образом, серпуховское время можно считать началом орогенных процессов.

Пик орогенических процессов с интенсивным покровообразованием, складчатостью, и существенным умножением мощности осадочных разрезов приходится на конец серпуховского яруса. Это подтверждается резким структурным несогласием между ранне- и средне-карбовыми отложениями. Среднекарбовые отложения представляют собой континентальную молассу, в основании разреза часто проявлены конгломераты и гравелиты. Молассы распространены в небольших обособленных прогибах – вероятно остаточных впадинах, в которые сносился материал с образованного орогена. Морское осадконакопление на исследуемой территории к среднему карбону полностью прекратилось. Можно считать, что орогенное сооружение было в основном сформировано на рубеже серпуховского и башкирского ярусов (~323 млн. лет назад).

Необходимо отметить характерные черты возникшего орогена. В отличие от "канонического" примера коллизионного орогена Памиро-Гималаев, сформированного при коллизии мощных литосферных блоков, при формировании Алтайского орогена взаимодействовали относительно молодые (средний палеозой) окраины Сибирского и Казахстанского континентов и террейны островодужной и океанической природы в составе Обь-Зайсанского океанического бассейна. Такие условия соответствуют аккреционным орогенам, по [Windley, 1992], и в общем характерны для всего Центрально-Азиатского складчатого пояса. При сжатии относительно маломощных литосферных плит в условиях интенсивной сдвиговой тектоники подъем рельефа, вероятно, не превышал 2-4 км. Для орогенов такого типа был также предложен термин мягкой коллизии [Хаин и др., 1996; Владимиров и др., 2003]. 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 → Орогенция с тектоническим умножением осадочного разреза и последующим появлением континентальных моласс → Раздвиговые движения и коллапс орогена». Это позволяет классифицировать возникший ансамбль структурно-вещественных комплексов как аккреционно-коллизийную систему.

С конца среднего карбона всякое осадконакопление на территории прекращается, а стратифицированные образования этого возраста представлены только лавами и туфами, которые изливались в континентальной обстановке. На всех стадиях развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы важную структурообразующую роль играли сдвиговые перемещения отдельных блоков, обусловленные режимом коллизии континентов [Зоненшайн и др., 1990; Владимиров и др., 2003; Буслов и др., 2003]. Именно движения вдоль главных разломов контролировали проявления вулканизма и интрузивного магматизма в позднем карбоне и ранней перми [Ермолов и др., 1983; Владимиров и др., 2003, 2008; Буслов и др., 2003].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВОЗРАСТ БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Наиболее детальные исследования магматизма Обь-Зайсанской складчатой области проводились в 60-е – 70-е годы XX века. Было изучено внутреннее строение интрузивных массивов и вулканических структур, выяснены главные закономерности взаимодействия разных породных ассоциаций; на основе сопоставления геологических, стратиграфических, геохронологических (К-Аг метод) данных получены первые данные о возрасте и продолжительности магматизма. Были составлены первые схемы корреляции магматизма [Кузубный, 1975; Щерба и др., 1976; Ермолов и др., 1977, 1983; Лопатников и др., 1982; Навозов и др., 2011 и другие], в которых общая продолжительность магматизма была оценена от раннего карбона (визе-серпухов) до раннего триаса. Ультрабазит-базитовые комплексы выделены во всех структурно-формационных зонах, обобщение данных о геологической позиции и вещественном составе позволили провести их типизацию и рассмотреть вопросы петрогенезиса [Ермолов и др., 1977; 1983; Кузубный и др., 1979].

В последние годы автором были проведены исследования базитовых и гранитоидных комплексов с помощью современных методов, получен большой объем геохимических, изотопных и геохронологических данных [Хромых и др. 2011, 2013, 2016, 2018, 2019; Котлер и др., 2015; Khromykh et al., 2019a, 2019b]. Данные о геологической позиции и возрасте магматических комплексов представлены на **рисунке 2**. Новые данные позволили пересмотреть ранние представления, уточнить объем некоторых ранее

выделенных магматических комплексов, и оценить общую продолжительность магматизма с раннего карбона (визе) до конца ранней перми. Схема корреляции магматизма Алтайской аккреционно-коллизиионной системы, составленная на основе новых петрологических и геохронологических данных, представлена на **рисунке 3**.

1. Саурский габбро-диоритовый комплекс (C_{1s}) является главной структурной единицей в составе одноименной габбро-гранитоидной серии [Ермолов и др., 1977]. Множество массивов комплекса распространено в Жарма-Саурской зоне, они образуют пояс, протягивающийся с северо-запада на юго-восток. Наибольшая концентрация массивов отмечается в южной части, здесь сосредоточены самые крупные из них. Породы комплекса представлены дифференцированной серией – от троктолитов до габбро, амфиболовых габбро, диоритов и кварцевых диоритов. Основные породы имеют слабое распространение, главные породные разности в большинстве массивов – диориты и кварцевые диориты. Петрографические особенности, вещественный состав и возраст пород были исследованы нами ранее [Хромых и др., 2019]. Возраст саурского комплекса был установлен U-Pb датированием цирконов из кварцевых диоритов и определен в 330 ± 2 млн. лет, что соответствует границе визейского и серпуховского ярусов.

2. Бугазский дайковый комплекс (C_2). В состав комплекса ранее были включены все распространенные в Жарма-Саурской зоне дайки базитового состава, имеющие преимущественно северо-восточное и субмеридиональное простирание, при этом они считались наиболее молодыми магматическими образованиями [Щерба и др., 1976, 1998]. В то же время, при исследовании габбро-гранитоидного Бугазского массива был выделен дайковый комплекс, включенный в состав раннекаменноугольной саурской серии [Ермолов и др., 1977]. В пределах массива выявлено более 20 базитовых даек протяженностью от десятков до сотен метров и мощностью от 0,5-1 до 3-4 метров. Дайки представлены двумя разновидностями: 1) долеритами и долеритовыми порфиритами и 2) лампрофирами (спессартитами). Вещественный состав базитовых даек характеризуется обогащением несовместимыми элементами (щелочами, легкими лантаноидами, Rb, Ba, Zr) по сравнению с породами саурского комплекса [Хромых и др., 2019]. Возраст даек в Бугазском массиве был установлен U-Pb датированием цирконов из спессартитов и определен в 315 ± 4 млн. лет, что соответствует среднему карбону. Определенная геологическая позиция, состав и возраст даек позволяют выделить среднекарбонный бугазский комплекс базитовых даек. При этом в Жарма-Саурской зоне следует выделить еще один, более молодой комплекс базитовых даек, прорывающих раннепермские гранитоиды (по данным геологических наблюдений [Щерба и др., 1976; Ермолов и др.,

1977]). Изучение состава и возраста этих более молодых базитовых даек - предмет дальнейших исследований.

3. Прииртышский перидотит-габбровый комплекс (C₂). Массивы комплекса проявлены в Калба-Нарымской зоне, полоса их распространения протягивается более чем на 200 км с северо-запада на юго-восток вдоль Иртышской сдвиговой зоны. Массивы прорваны раннепермскими гранитоидами Калбинского батолита, а в его центральной части практически уничтожены и сохранились в немногочисленных провисах кровли среди гранитов. Большинство массивов - мелкие тела размерами в сотни метров, наиболее крупные Суровский (~ 4 × 15 км) и Таловский (~ 3 × 7 км) массивы обнажены к югу от г. Усть-Каменогорск. Массивы прорывают и ороговиковывают средне-позднедевонские сланцы и алевролиты, изучение контактов с вмещающими породами показало, что становление массивов происходило в условиях сдвиговых движений. Детальные петрологические и геохимические исследования [Khromykh et al., 2019b] позволили выделить три типа пород в составе прииртышского комплекса: 1) преобладающие в большинстве массивов габбро-долериты; 2) субщелочные габбронориты и габбродiorиты с типоморфным магматическим биотитом (до 5 об. %); 3) низкощелочная перидотит-троктолит-габбронорит-габбровая расслоенная серия, слагающая наиболее крупный Суровский массив. Петрогеохимические исследования позволили обосновать два типа магм, образованных из одного мантийного источника и фракционировавших в глубинных камерах. Возраст пород прииртышского комплекса был установлен U-Pb датированием цирконов из субщелочных габброноритов и габбродiorитов, и из низкощелочных троктолитов; по все трем пробам получены совпадающие в пределах ошибки датировки в 313–312 млн. лет, что соответствует среднему карбону.

4-5. Базальт-андезит-дацитовые вулканические ассоциации (C₂; P₁¹). В пределах Чарской зоны в ходе аккреционно-коллизионных процессов были сформированы орогенные впадины, заполненные континентальными молассовыми отложениями. Наибольшее распространение эти отложения имеют к северо-западу от пос. Кокпекты, здесь на континентальную молассу наложены несколько прогибов, заполненных вулканическими и вулканогенно-осадочными формациями. По стратиграфическим и палеонтологическим признакам вулканизм имел наземную природу [Моссаковский, 1975; Ермолов и др., 1983]. Нижняя часть разреза представлена базальтовыми и андезитовыми лавами и формирует Даубайский ареал, средняя часть разреза представлена полимиктовыми песчаниками, верхняя часть разреза представлена андезитовыми и дацитовыми лавами и туфами и формирует Сарыжальский ареал; завершается разрез красноцветными песчаниками и гравелитами. К востоку от Сарыжальско-Дайбайского

прогиба обнажены два экструзивных купола, сложенные андезитовыми порфиритами. К западу от Сарыжальско-Дайбайского прогиба располагается Тюрешокинская мульда, вулканические породы которой представлены субщелочными базальтами и андезитами. Базальты Тюрешокинской мульды налегают на красноцветные песчаники, что дало основания оценить их возраст как позднекарбонный [Ермолов и др., 1983]. Петрогеохимические исследования показали, что базальты и андезиты Тюрешокинской мульды характеризуются обогащением несовместимыми элементами (щелочами, фосфором, легкими лантаноидами, Rb, Ba, Zr, Hf, Nb), по сравнению с базальтами и андезитами Даубайского ареала [Хромых и др., 2020]. Геохронологические исследования позволили установить два этапа вулканизма. Андезиты Даубайского ареала и андезиты из экструзивных куполов по данным U-Pb датирования цирконов имеют возраст в 315-311 млн. лет. Возраст дацитов Сарыжальского ареала U-Pb датированием по цирконам определен в 297 ± 1 млн. лет. Возраст базальтов и андезитов Тюрешокинской мульды не был определен, однако возраст экструзивных дацит-порфиров, прорывающих вулканический разрез, был определен U-Pb датированием по цирконам в 290 ± 4 млн. лет, соответственно возраст формирования Тюрешокинской мульды может быть оценен в интервале 297-290 млн. лет, что соответствует ранней перми. На основании различий в вещественном составе и возрасте целесообразно выделить две вулканические ассоциации: среднекарбонную Даубайскую и раннепермскую Тюрешокинскую.

6. Аргимбайский сиенит-габбровый комплекс (P_1^1). Породы комплекса слагают около двух десятков мелких массивов, распространенных в Чарской зоне в нескольких ареалах. Наиболее крупным ареалом является Аргимбайский, включающий самый крупный ($\sim 3 \times 10$ км) одноименный массив и несколько более мелких (сотни метров). Главный объем комплекса представлен субщелочными габбро, типоморфным минералом которых является позднемагматический калиевый полевой шпат. Габбро-эссекиты, являющиеся более дифференцированными породами, содержат до 5 об. % калиевого полевого шпата. Сиениты (лейкократовая разновидность с преобладанием плагиоклаза) являются жильной фазой комплекса и распространены незначительно. По вещественным характеристикам габбро аргимбайского комплекса близки к субщелочным базальтам Тюрешокинской ассоциации. Возраст аргимбайского комплекса был установлен U-Pb датированием цирконов из габбро и определен в 293 ± 2 млн. лет [Хромых и др., 2013], что соответствует первой половине ранней перми.

7. Габбро в составе многофазных габбро-монцонит-гранитоидных интрузий (P_1). В центральной части Чарской зоны обнажены несколько крупных (до 200 км²) многофазных массивов. Характерной их особенностью является широкое разнообразие

пород (от оливиновых габброноритов до лейкогранитов) и минглинг-соотношения между базитовыми и гранитоидными породами. Наиболее полно взаимоотношения пород были изучены в Преображенском массиве [Хромых и др., 2017]. Детальные петрографические, минералогические и геохимические исследования позволили определить, что основные породы массива представлены оливиновыми долеритами, габбро, монцогаббро и диоритами, и являются результатом дифференциации (фракционирования и контаминации) субщелочной базитовой магмы. Гранитоиды, слагающие основную площадь массива на современном эрозионном срезе, являются результатом плавления коровых субстратов под воздействием базитовой магмы. Предложена модель формирования массива, подразумевающая его формирование в результате единого процесса взаимодействия субщелочной базитовой магмы с коровыми субстратами и гранитоидными магмами, происходившего на разных гипсометрических уровнях [Хромых и др., 2018]. Возраст формирования Преображенского массива оценен U-Pb датированием цирконов из монцонитов и гранитов и определен в 291 ± 2 млн. лет (совпадение возраста по 3 пробам).

8. Максутский габбро-пикритовый комплекс (P_1^2). Породы комплекса слагают мелкие массивы в Чарской зоне, в нескольких ареалах, часто вместе с массивами габбро аргимбайского комплекса (многие предшествующие исследователи рассматривали эти породы в рамках единого комплекса). Наиболее представительным является петротипический Максутский массив в северо-западной части Чарской зоны. Первая фаза комплекса - оливиновые долериты и пикриты, вторая фаза - субщелочные оливиновые габбронориты, типоморфными признаками которых является позднемагматический биотит и акцессорная сульфидная медно-никелевая минерализация. Возраст максутского комплекса был установлен Ar-Ar датированием позднемагматических амфибола и биотита - данные по 4 пробам из разных массивов в Чарской зоне показали совпадающие значения в 280 ± 3 млн. лет [Хромых и др., 2013], что соответствует второй половине ранней перми.

9. Мирлобовский дайковый комплекс (P_1-P_2) представлен множеством даек северо-восточного и субширотного простирания, прорывающих раннепермские гранитоиды Калбинского батолита. По геологическим наблюдениям это самый молодой магматический комплекс в Алтайской аккреционно-коллизонной системе, а дискордантная позиция даек по отношению к региональным геологическим структурам северо-западного простирания служила основанием для всех исследователей оценивать возраст комплекса как позднепермский или мезозойский [Лопатников и др., 1982; Щерба и др., 1998; Навозов и др., 2011]. Аналогом даек мирлобовского комплекса являются менее масштабно проявленные дайки, прорывающие интрузивные гранитоиды в Жарма-

Саурской зоне [Щерба и др., 1976, 1998]. В Калба-Нарымской зоне миролюбовский комплекс представлен пятью крупными и несколькими мелкими дайковыми поясами, наиболее значительный пояс протягивается через Миролюбовский гранитный массив более чем на 15 км, имеет около 3 км в ширину и содержит сотни даек. Наиболее крупные базитовые дайки комплекса имеют протяженность до 3-4 км и мощность до 10-15 м. Породы комплекса представлены долеритами (около 10 % объема всего комплекса, по данным [Лопатников и др., 1982]), диоритами (около 60 % объема комплекса), гранодиоритами и гранит-порфирами (около 30 % объема комплекса). В некоторых дайковых поясах встречены крупные (до 20 м мощностью) и протяженные (5-10 км) дайки сложного строения. Детально изучение обнажения этих комбинированных даек позволило установить в них минглинг-структуры, характерные для взаимодействия контрастных по составу магм в неконсолидированном состоянии. Согласно существующим моделям [Скляр, Федоровский, 2006; Бурмакина и др., 2018], можно предполагать, что базитовые магмы проникали в очаги гранитной магмы, с образованием округлых нодулей и появлением гибридных пород, а затем сформированная гетерогенная смесь внедрялась одновременно по трещинам в консолидированные вышерасположенные граниты, образуя комбинированные дайки. Геологические признаки свидетельствуют в пользу того, что базитовый магматизм, участвовавший в формировании даек, проявился субсинхронно с гранитоидами Калбинского батолита. Эти предположения были подтверждены при геохронологических исследованиях - U-Pb датирование цирконов из крупной диоритовой дайки, прорывающей граниты (с установленным возрастом в 286 млн. лет [Хромых и др., 2016]) в центральной части Калбинского батолита, позволило определить возраст внедрения дайки в 279 ± 3 млн. лет. Также было проведено U-Pb датирование цирконов из еще одной диоритовой дайки, прорывающей лейкограниты (с установленным возрастом в 276 млн. лет [Котлер, 2017]) Монастырского массива, был определен возраст в 267 ± 1 млн. лет, что соответствует началу средней перми.

Полученные данные позволили определить три этапа проявления базитового магматизма в эволюции Алтайской аккреционно-коллизонной системы: раннекарбонный (~ 330 млн. лет), среднекарбонный (315-311 млн. лет) и раннепермский (297-267 млн. лет). Общая продолжительность магматизма может быть оценена в ~ 60 млн. лет, при этом наибольшая магматическая активность соответствует интервалу 300–275 млн. лет назад (см. рис. 3).

Самым молодым проявлением эндогенной активности на территории Восточного Казахстана является Семейтауская вулканическая структура, сложенная субщелочными базальтами и риолитами с возрастом 249 ± 2 млн. лет [Lyons et al., 2002], что соответствует

рубежу перми и триаса. Ее формирование отвечает масштабным эндогенным событиям, связанным с Сибирской крупной изверженной провинцией [Добрецов и др., 2005; Reichow et al., 2009] и не связано с эволюцией Алтайской аккреционно-коллизийной системы.

СОСТАВ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА КАК ОТРАЖЕНИЕ СМЕНЫ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

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. Вещественный состав пород практически всех базитовых комплексов варьирует от перидотитов до диоритов. К сожалению, не для всех изученных ультрабазит-базитовых ассоциаций имеется достаточная петрологическая информация о составе породообразующих минералов в разных типах пород, термобарометрические оценки условий их кристаллизации и т.д. Поэтому отсутствуют достоверные критерии соответствия тех или иных типов пород первичным магмам. Тем не менее, попытка сравнения вещественного состава разновозрастных ассоциаций, может быть сделана с учетом общих физико-химических принципов и закономерностей кристаллизации магм ультрабазит-базитового состава:

1) В подавляющем большинстве случаев ультраосновные породы представляют собой кумуляты твердых кристаллов, выделившихся из основных магм. Это подтверждено и петрографическими наблюдениями структур таких пород саурского, прииртышского, максутского комплексов. То есть состав ультраосновных и меланократовых пород не может быть корректно сопоставлен с составом родоначальных магм.

2) Почти в каждой изученной базитовой ассоциации присутствуют средние породы, относительно обедненные пироксенами и относительно обогащенные кислым плагиоклазом, амфиболом и биотитом. Это свидетельствует об их образовании из остаточных расплавов, состав которых обусловлен изменениями состава первичных магм либо в ходе фракционной кристаллизации, либо в ходе контаминации веществом вмещающих пород или анатектических выплавов. Эти предположения подтверждаются рассмотрением трендов поведения петрогенных элементов и спектрами редких и редкоземельных элементов практически для всех базитовых комплексов.

С учетом этих ограничений можно предполагать, что из всей имеющейся базы петрогеохимических данных составам родоначальных магм будут наиболее соответствовать породы, состав которых по химизму отвечает базальтам. На основе этих рассуждений для сравнения вещественных характеристик разных комплексов Алтайской

аккреционно-коллизийной системы выбраны породы, обладающие массивной текстурой, магматической структурой (офитовой, пойкилоофитовой, долеритовой), с содержанием SiO_2 от 45 до 53 мас. %. В итоговую выборку включено 38 анализов, представленных в **Таблице 1**.

На **рисунке 4** представлено сопоставление содержаний некоторых петрогенных и редких элементов в породах относительно MgO (как компонента в значительной степени отражающего степень плавления мантийных источников).

Габбро саурского комплекса при низкой магнезиальности характеризуются повышенными содержаниями CaO и Al_2O_3 , пониженными – TiO_2 , низкими – K_2O , P_2O_5 , а также Rb , Ba , Zr , Hf , Nb , Ta . Габбро прииртышского комплекса при повышенной магнезиальности характеризуются слегка повышенными содержаниями CaO и слегка пониженными – Al_2O_3 относительно большинства других пород. Они также относительно обеднены K_2O , P_2O_5 , TiO_2 , Ba , Zr , Nb , Ta . Среднекарбоновые дайки бугазского комплекса и базальты даубайской ассоциации демонстрируют близкие составы: они характеризуются невысокой магнезиальностью, пониженными относительно других каменноугольных комплексов содержаниями CaO , и повышенными – K_2O , Rb , Ba , Zr , Hf , Nb . Раннепермские породы наиболее обогащены титаном и несовместимыми компонентами (K_2O , P_2O_5 , Rb , Ba , Zr , Hf , Nb , Ta), даже высокомагнезиальные породы максутского комплекса демонстрируют относительное обогащение P_2O_5 , Ba , Nb . (см. рис. 4).

Различия в составах базитовых комплексов заметны также в распределении редкоземельных и редких элементов (**рисунок 5**). Габбро саурского комплекса имеют пологий спектр распределения РЗЭ на уровне 10 хондритовых, минимумы в концентрациях Rb , Th , Ta , Nb , Hf , Zr , максимум по Sr . Габбро прииртышского комплекса имеют аналогичные спектры распределения РЗЭ, но демонстрируют более высокие содержания литофильных элементов и Zr . Среднекарбоновые дайки бугазского комплекса и базальты даубайской ассоциации имеют преобладание лёгких РЗЭ над тяжелыми, в мультиэлементных спектрах заметны минимумы по Th , Ta , Nb , Ti , однако общая концентрация этих элементов существенно выше. Раннепермские породы характеризуются наибольшими содержаниями редкоземельных элементов, спектры РЗЭ близки для вулканитов Тюрешокинской мульды, габброидов аргимбайского комплекса, габброидов Преображенской интрузии и даек миролюбовского комплекса. Габбро-пикриты максутского комплекса имеют несколько меньшие концентрации РЗЭ, однако они также составляют от 50 (для легких лантаноидов) до 7-8 (для тяжелых лантаноидов) хондритовых уровней. В мультиэлементных спектрах раннепермских базитов можно выделить максимумы по Ba , K , La , Ce , Sr , Zr , Ti .

Судя по вариациям содержаний главных петрогенных компонентов – SiO_2 , Al_2O_3 , 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 геологическими данным Алтайская аккреционно-коллизийная система представляет собой коллаж средне-позднепалеозойских вулканических дуг, фрагментов Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна и фрагментов активных окраин Сибирского и Казахстанского континентов. В нижних частях литосферы этого коллажа могли сохраниться мантийные источники палеоокеанической или палеосубдукционной природы. Подстилает 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.

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 на **рисунке 6**.

Для раннекарбонатового саурского комплекса (рис. 6, а, г) 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 (~ 30 %) степенях плавления. Высокие содержания CaO и Al_2O_3 , 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 летучих (водного флюида). В этих условиях эвтектика гаглобазальтовой системы имеет пониженную температуру и смещается в сторону анортита, что приводит к формированию относительно высокоглиноземистых магм с небольшим содержанием MgO, что согласуется с вещественным составом пород саурского комплекса. Можно предполагать, что источником базитовых магм саурского комплекса были гидратированные перидотиты мантийного клина, располагавшиеся над зоной субдукции.

Для габбро и габроноритов 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 % (рис. 6, б, д). 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). Это подтверждается также сходством в поведении большинства (исключая Ca и Al) петрогенных компонентов и редких элементов между базитами саурского и прииртышского комплексов (см. рис. 4, 5). Вместе с тем, породы прииртышского комплекса демонстрируют относительно обогащенный геохимический состав – повышенные концентрации K_2O , Rb, La, Zr, Hf при повышенном содержании MgO, из чего можно сделать вывод, что в генерации базитовых магм прииртышского комплекса мог принимать участие более глубокий 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 (рис. 6, б, д) показывает более обогащенный состав мантийного источника, близкий к значениям, характерным для примитивной мантии. Вероятным механизмом образования этих магм могло быть частичное плавление расположенных на более глубоких уровнях гранатовых перидотитов (содержание граната около 5 %, рис 6, д), при степени плавления в 5-15 %.

Раннепермские базиты также демонстрируют геохимически обогащенный состав мантийных источников, близкий к составу примитивной мантии. Различия Sm/Yb и Nb/Yb отношениях (рис. 6, в, е) 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. Эти индикаторные геохимические отношения подтверждают ранее высказанные предположения о комагматичности вулканитов Тюрешокинской мульды, базитов аргимбайского и максутского комплекса [Ермолов и др., 1983]. 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%).

Таким образом, вещественный состав ультрабазит-базитовых ассоциаций изменялся 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 геохимически обогащенных мантийных источников.

Изотопные характеристики всех исследованных базитовых пород указывают на их происхождение из деплетированных источников, значения $\epsilon Nd(T)$ варьируют от +13,5 до +4,5 (рисунок 7). Наиболее обогащенным радиогенным неодимом являются раннекарбоновые 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. Среднекарбоновые и раннепермские базитовые ассоциации практически не различаются по Nd изотопным характеристикам (+4,5 до +7,8). Это подразумевает одинаковый модельный возраст мантийных источников, деплетированная мантия сформировалась при образовании океанической коры этого сегмента Палеоазиатского океана в раннем-среднем палеозое.

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ АЛТАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ И МЕХАНИЗМЫ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Сопоставление геологических и геохронологических данных однозначно свидетельствует что на всех этапах развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы базитовый магматизм сопровождался субсинхронным кремнекислым магматизмом. Размещение гранитоидных комплексов и возрастные данные указаны на рисунках 2 и 3.

В Жарма-Саурской зоне проявлены массивы бугазского гранитоидного комплекса (327–326 млн. лет), которые сопряжены с массивами габбро и диоритов саурского комплекса. Наиболее вероятным механизмом их образования является частичное плавление коровых субстратов, в качестве которых могли выступать средне-позднепалеозойские вулканогенно-осадочные формации активной окраины

Казахстанского континента. Это подтверждается геохимическими характеристиками гранитов, которые соответствуют гранитоидным сериям вулканических дуг или активных континентальных окраин [Хромых и др., 2019].

В среднем карбоне вместе с базитовым вулканизмом был проявлен и кремнекислый вулканизм. В юго-восточной части Калба-Нарымской зоны сохранились две крупные вулканические структуры – Актобинская и Калгутинская (см. рис. 2), возраст формирования которых оценен U-Pb методом по цирконам в 311 ± 3 млн. лет [Хромых и др., 2020]. Они сложены дацит-риодацит-риолитовой ассоциацией, проявленной в гомодромной последовательности. Петрологическое исследование дацит-порфиров Актобинской мульды показало, что они были образованы в результате частичного плавления субстратов метапелитового состава в нижнекоровых условиях при воздействии базитовых магм [Хромых и др., 2011]. Также в Калба-Нарымской зоне расположены позднекарбоновые немногочисленные гранитоидные массивы калгутинского и кунушского комплексов (308–300 млн. лет), которые судя по проведенным геохимическим исследованиям [Kuibida et al., 2019], являются результатом равновесного частичного плавления коровых субстратов метапелитового и metabазитового состава при термальном воздействии базитовых магм.

Массовое гранитообразование во вех структурно-формационных зонах произошло в ранней перми, наиболее ярким примером являются крупные интрузивные массивы в Калба-Нарымской (297–276 млн. лет) и Жарма-Саурской (289–280 млн. лет) зонах [Котлер и др., 2015, 2020; Хромых и др., 2016; Котлер, 2017]. В подавляющем большинстве массивов отсутствуют средние или основные интрузивные породы, а петрогеохимический состав гранитоидов Калбинского батолита по большинству компонентов хорошо согласуется с результатами моделирования частичного плавления метаосадочных субстратов [Котлер, 2017]. Вместе с тем, синхронное широкое проявление базитовых ассоциаций однозначно указывает на роль мантийных магм в петрогенезисе гранитоидов. Отсутствие признаков гибридизации в гранитоидах и минглинг-взаимоотношений свидетельствует о нормальной сегрегации анатектических выплавок. Мантийные магмы не взаимодействовали непосредственно с плавящимися метаморфическими субстратами. Однако рассмотрение петрогенетических механизмов для гранитоидов монастырского комплекса показало, что на их состав повлияли некоторые компоненты, принесенные с ювенильными флюидами в очаги плавления, а источником глубинных флюидов мог являться подлитосферный резервуар магм мантийного происхождения [Котлер, 2017].

Следует обратить особое внимание на объемы гранитоидного магматизма и кремнекислого вулканизма на разных этапах развития аккреционно-коллизивной

системы. Используя геологическую схему (рисунок 2), можно сопоставить объемы магматических комплексов. Раннекарбоновые гранитоиды бугазского комплекса, развитые только в Жарма-Саурской зоне, имеют суммарную площадь выходов в 500-700 км², это преимущественно небольшие массивы, их мощность можно в среднем оценить в 1-3 км, соответственно объем раннекарбонового гранитоидного магматизма может составлять 1000-1500 км³. Среднекарбоновый кремнекислый магматизм представлен двумя относительно крупными Актобинской (~80 км² при мощности лавовых и туфовых отложений около 2000 м) и Калгутинской (~180 км² при мощности лавовых и туфовых отложений около 3000 м) мульдами и несколькими мелкими проявлениями риолитов в составе даубайской и майтюбинской свит, общий объем магматических продуктов может быть оценен в 500-600 км³. Позднекарбоновый гранитоидный магматизм (калгутинский и кунушский комплексы) представлен мелкими массивами и поясами даек северо-западного простирания, его общий объем может быть оценен в 300-400 км³.

Наибольший объем гранитоидного магматизма был проявлен в ранней перми. В Чарской зоне сформировалось несколько крупных габбро-гранитоидных интрузий (см. рис. 2), каждая из которых имеет площадь 200-300 км² и мощность около 3-5 км [Ермолов и др., 1983]. Общий объем раннепермского гранитоидного магматизма в Чарской зоне может быть оценен в 3000-4000 км³. В Жарма-Саурской зоне сформировался раннепермский интрузивный пояс из нескольких (не менее 10) крупных гранитоидных массивов площадью 300-400 км² каждый. Мощность гранитоидных массивов такого типа обычно составляет 5-10 км; соответственно объем раннепермских гранитоидов в Жарминском интрузивном поясе может быть оценен в 20000-30000 км³. В Калба-Нарымской зоне был сформирован самый крупный Калбинский батолит, имеющий площадь выходов гранитоидов не менее 10000 км². По геофизическим данным мощность массивов гранитоидов колеблется 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 км³. Таким образом, суммарный объем раннепермского гранитоидного магматизма может достигать 150 000 км³; это в десятки (или почти в сотню) раз больше, чем объемы предшествующих каменноугольных гранитоидов.

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 порядок 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 выплавок приводила к формированию крупных объемов гранитных магм и их миграции на вышележащие уровни. При этом, отделяющиеся от очагов базитовых магм флюиды могли оказывать влияние на состав гранитов.

2) Базитовые магмы проникают на уровни расположения гранитообразующих субстратов и вступают в непосредственное взаимодействие с анатектическими выплавками. Присутствие базитовых магм могло увеличивать степень плавления субстратов, и приводить к обогащению анатектических выплавок тугоплавкими компонентами относительно эвтектики. В результате непосредственного взаимодействия базитовых и кислых магм были сформированы гибридные породы диорит-монцонитового состава (в более глубоких условиях) либо образованы специфические минглинг-структуры (в менее глубоких условиях).

Несмотря на одинаковые механизмы гранитообразования как реакции коровых субстратов на воздействие базитовых магм, следует обратить внимание на разные соотношения раннепермского базитового и гранитоидного магматизма в разных структурно-формационных зонах. Это очевидно обусловлено различным строением литосферы.

Литосфера Жарма-Саурской зоны сложена средне- и позднепалеозойскими вулканогенно-осадочными комплексами, сформированными на Казахстанской активной окраине при субдукции океанической литосферы Обь-Зайсанского океана. Судя по площади распространения здесь девонских и раннекарбонных (турне-визе) вулканических пород, масштабы надсубдукционного вулканизма были значительными. Такая литосфера к ранней перми очевидно имела относительно большую мощность и была более консолидирована. При тепловом воздействии базитовых магм на коровые субстраты частичному плавлению подверглись наиболее легкоплавкие из них, были сформированы породы преимущественно гранитного и лейкогранитного состава. Отсутствие в большей

части интрузивных массивов Жарма-Саурской зоны монцонитоидов свидетельствует, что базитовые магмы почти не проникали на коровые уровни.

Литосфера Чарской зоны представляет собой преимущественно реликты Обь-Зайсанского океанического бассейна, с ювенильной корой из вулканогенно-терригенного материала. Малый объем гранитоидов в Чарской зоне может объясняться метабазитовым составом субстратов. Небольшая мощность литосферы в Чарской зоне обусловила возможность проникновения базитовых магм на средне- и верхнекоровые уровни. Важнейшую роль при этом играли глубинные разломы, имеющие сдвигово-раздвиговую природу, они контролировали размещение всех магматических образований Чарской зоны (см. рис. 2). Условия растяжения способствовали быстрому проникновению базитовых магм, которые либо изливались на поверхность (базальтовые и андезитовые лавы), либо формировали экструзивные и гипабиссальные тела (массивы аргимбайского и максутского комплексов). В случаях, когда базитовые магмы по каким-либо причинам задерживались на нижне- или средне-коровых уровнях, они интенсивно взаимодействовали с коровыми субстратами и анатектическими выплавками, в результате были сформированы многофазные габбро-монцонит-гранитоидные интрузии.

Литосфера Калба-Нарымской зоны начала формироваться в девоне как окраинно-морской бассейн в режиме пассивной окраины, после прекращения субдукции под Рудно-Алтайскую окраину Сибирского континента. В этом бассейне в интервале от среднего девона до раннего карбона (C_{1V}) были накоплены мощные толщи терригенных осадков (преимущественно алевролиты и глинистые сланцы). При сокращении океанического бассейна конце раннего карбона (C_{1S}) эти толщи были интенсивно дислоцированы и смяты в складки, мощность разреза осадочных толщ была увеличена в несколько раз. Нижние части разреза подверглись метаморфизму до уровней амфиболитовой фации, фрагменты этих пород встречаются вдоль глубинных разломов в Иртышской сдвиговой зоне. В ранней перми при масштабном воздействии базитовых магм в метаморфических толщах нижней-средней коры могли быть сформированы прослои и линзы частично расплавленных пластичных пород (диатектитов и мигматитов). Базитовые магмы вследствие большей плотности и пластичного состояния коровых субстратов не могли проникнуть на уровни магмогенерации. Однако термальное и флюидное воздействие на коровые субстраты привело к масштабному плавлению. Базитовые дайки миролюбовского комплекса, прорывающие гранитоиды Калбинского батолита, являются индикаторами существования подкоровых базитовых резервуаров. Внедрение даек на средне- и верхне-коровые уровни стало возможным после становления и остывания интрузивных гранитоидов, в конце ранней перми.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЦЕНАРИИ ПРОЯВЛЕНИЯ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА АЛТАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ

Сопоставление всего спектра сведений о геологической позиции, вещественном составе и возрасте базитовых и гранитоидных магматических ассоциаций позволяет перейти к рассмотрению геодинамических сценариев и применению тех или иных моделей для мантийного магматизма в аккреционно-коллизонных 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 геодинамические представления позволяют использовать для объяснения этого магматизма модель отрыва 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 произошел отрыв фрагмента субдуцированной 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 мантийный магматизм проявился во всех структурно-формационных зонах. Плавление вещества литосферной мантии под коллизионными орогенами может быть объяснено в рамках разных геодинамических моделей. Модель отрыва слэбов слабо применима для объяснения такого магматизма, распределенного по всей территории коллизионной системы – вряд ли был возможен синхронный отрыв как минимум трех погружающихся в разных местах слэбов. Модели, подразумевающие какое-либо влияние мантийного плюма также вряд ли может быть использована, исходя из геохимических характеристик мантийных пород и весьма небольших объемов магматизма. Более удовлетворяют наблюдаемой ситуации геодинамические модели деламинации нижней части литосферы. Главная роль в этих моделях отводится растягивающим движениям, совмещенным с крупноамплитудными сдвиговыми перемещениями (также известны как трансенсия). Главные сдвиговые зоны могут действовать как проводники для базитовых расплавов, возникающих при плавлении мантийного вещества. 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 поднялось 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. Таким образом, время существования орогенного сооружения в Обь-Зайсанской складчатой системе может быть оценено в $\sim 20-30$ млн. лет (возрастной интервал от 330 ± 5 млн. лет до 310 ± 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 относительно геохимически обогащенных 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.

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 [Бискэ и др., 2013; Koporlko et al., 2018], в Синцзянь-Уйгурском регионе Китая [Pirajno et al., 2009; Xu et al., 2014 и другие], в Южной Монголии [Kozlovsky et al., 2015; Ярмолюк и др., 2017]. Обширный раннепермский магматизм был объединен в раннепермскую Таримскую крупную изверженную провинцию, формирование которой связано с активностью Таримского мантийного плюма [Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010; Ernst, 2014; Xu et al., 2014; Yarmolyuk et al., 2014 и другие]. Исходя из сходных характеристик,

раннепермский магматизм Восточного Казахстана также должен быть включен в состав Таримской крупной магматической провинции.

Распространение Таримской крупной изверженной провинции на северо-запад до территории Восточного Казахстана происходило, вероятнее всего, за счет процессов пост-орогенического растяжения литосферы. Раннепермский магматизм на территории является результатом сочетания плейт-тектонических и плюм-тектонических факторов. Положительные значения $\epsilon Nd(T)$ для раннепермских ультрабазит-базитовых пород свидетельствуют, что их источником было относительно деплетированное вещество литосферной мантии, испытавшее частичное плавление под воздействием мантийного плюма.

В последние годы предложено несколько моделей, описывающих взаимодействия мантийного плюма с литосферой. Все модели подразумевают несколько стадий этого процесса: 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; Добрецов и др., 2010; Xu et al., 2014]. Эти стадии могут быть прослежены при рассмотрении раннепермского магматизма Восточного Казахстана.

Первые базитовые магмы, имеющие обогащенные геохимические характеристики, появились ~297 млн. лет назад, это время может быть оценено как начало плюм-литосферного взаимодействия.

Ранняя стадия (297–293 млн. лет) характеризовалась малыми степенями плавления (2-3 %) мантийных субстратов, по геохимическим данным (см. рис. 6) плавилась гранатовые перидотиты с 2-4 % граната. Были сформированы субщелочные базитовые магмы тюрешокинской ассоциации и аргимбайского комплекса. Они внедрялись по локальным зонам растяжения, и проявились в нескольких локальных ареалах.

Стадия максимального взаимодействия (290–285 млн. лет) характеризовалась плавлением (степень плавления 5-10 %) гранатовых перидотитов с 1% граната и шпинелевых перидотитов (см. рис. 6). 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 оставались в подкоровых магматических камерах, но их термальное и флюидное воздействие обеспечило

масштабное плавление коровых субстратов и 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 дайкам миролюбовского комплекса (279±3 млн. лет) из подкорового резервуара. Некоторые дайковые пояса в Жарма-Саурской зоне могли быть образованы таким же путем. В Чарской зоне проявились гипабиссальные тела магнезиальных базитов максутского комплекса. Они произошли из гранатовых перидотитов с содержанием граната 2-4 % (как и габбро аргимбайского комплекса), но при большей степени плавления (до 10 %). Следовательно, базитовые магмы максутского комплекса внедрились из наиболее глубоких мантийных очагов, при этом хрупкие деформации в остывшей литосфере дали возможность этим магмам подняться до нижне- и среднекоровых уровней, что вызвало второй, менее масштабный, эпизод плавления коровых субстратов с появлением нескольких гранит-лейкогранитных интрузивных массивов с возрастом 283-276 млн. лет.

Во многих аккреционно-коллизионных системах в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса описаны ультрабазит-базитовые магматические комплексы, проявленные на разных стадиях их развития и сопровождающиеся гранитоидным магматизмом [Изох и др., 1998; Руднев и др., 2009; Федоровский, Складчиков, 2010; Владимиров и др., 2013, 2017; Ярмолук и др., 2013; Kozlovsky et al., 2015; Шелепаев и др., 2018; Шаповалова и др., 2019]. 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 [Цыганков и др., 2010], Хангайский и Хэнтейский батолиты в Монголии [Ярмолук и др., 2013, 2016], Каахемский батолит в Восточной Туве [Руднев и др., 2006, 2020; 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-коллизионных систем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что мантийный и сопряженный коровый магматизм отражает последовательную смену геодинамических

режимов и типов взаимодействия мантии и литосферы в развитии Алтайской аккреционно-коллизиионной 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 термического возмущения в верхней мантии и процессами растяжения литосферы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит д.г.-м.н. Е.М. Сапаргалиева за содействие в исследованиях на территории Восточного Казахстана; к.г.-м.н. П.Д. Котлера, к.г.-м.н. Е.И. Михеева, О.П. Герасимова за помощь в экспедиционных работах; Д.В. Семенову, к.г.-м.н. В.Б. Хубанова за выполнение геохронологических исследований; д.г.-м.н. А.Э. Изоха и д.г.-м.н. О.М. Туркину за обсуждение высказанных в статье идей и полезные замечания. Автор также благодарит рецензентов д.г.-м.н. В.В. Врублевского и д.г.-м.н. А.А. Цыганкова, чьи замечания помогли улучшить рукопись.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при поддержке РФФИ (проекты № 17-05-00825, № 20-05-00346 и № 20-35-70076).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Зельтманн Р. Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления // Геотектоника. 2013. № 4. с. 61-81.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47. № 1. с. 166-182.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б. Петрогенезис комбинированных даек в гранитоидах Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2018. т. 59. № 1. с. 23-48.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-

раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. т. 44 № 1-2. с. 49-75.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. т. 44. № 12. с. 1321–1338.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимирова 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.

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.

Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Михеев Е.И., Травин А.В., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Давыденко Ю.А., Бородин Е.В., Хлестов В.В. Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 223–268.

Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимирова А.Г., Хомяков В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия. 2008. № 4. с. 422-437.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрущенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика. 2013. т. 54. № 9. с. 1283-1313.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс Эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2012. т. 53. № 8. с. 945-963.

Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Восточно-Казахстанская серия. Гл. ред. Чакабаев С.Е. Составители: И.А. Ротараш, Н.В. Полянский, Е.А. Гредюшко, Б.А. Дьячков, П.В. Ермолов, В.С. Ерофеев, Т.М. Жаутиков, Л.Н. Кленина, М.С. Козлов, В.В. Коробов, В.С. Кузубный, М.А. Мураховский, Г.В. Назаров, Н.И. Стучевский, В.И. Титов. 1976.

Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск. Наука. 1979. с. 196-219.

Добрецов Н.Л., Владимирова А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Доклады Академии наук. 2005. т. 400. № 4. с. 505-509.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. т. 49. № 7. с. 587-604.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей

формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. т. 51. № 9. с. 1159—1187.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. т. 52. № 12. с. 1957-1973.

Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай). Алматы. Гылым. 1994. 208 с.

Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.

Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 191 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.Ш. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. 1990. Т1. 327 с. Т2. 334 с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. 1998. т. 39. № 11. С. 1565-1598.

Киселев А.И., Ярмолук В.В., Иванов А.В., Егоров К.Н. Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносных кимберлитов на Северо-Западном плече Вилюйского рифта (Сибирский кратон) // Геология и геофизика. 2014. т. 55. № 2. с. 185-196.

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.

Котлер П.Д. Петрология гранитоидов Калба-Нарымского батолита: Восточный Казахстан. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск. 2017. 205 с.

Котлер П.Д., Хромых С.В., Герасимов О.П. Новые данные по пермскому магматизму Жарма-Саурской зоны (Восточный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 18. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2020. с. 171-172.

Кузубный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата. Наука. 1975. 340 с.

Кузубный В.С., Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Марьин А.М. Главные типы габброидных интрузий Зайсанской складчатой системы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 166-196.

Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.С. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука. 1982. 248 с.

Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. т. 57. № 5. с. 947-961.

Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М.: Наука. 1975. 321 с.

Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваева Г.С. Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. Алматы, КазГео, 2011, № 4, с. 66-72.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибилова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3-33.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. т. 17. № 5. с. 470-508.

Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Туркина О.М., Семенова Д.В. Изотопный Lu-Hf состав циркона и источники магм венд-раннепалеозойских гранитоидов Тувы (на примере Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 10. С. 1331–1355.

Скляр Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. №2. с. 47–64.

Федоровский В.С., Скляр Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010 т. 1 № 4. с. 331-418.

Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика. 1996. т. 37. № 1. с. 5-16.

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.

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.

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.

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.

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.

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.

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.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // *Геология и геофизика*. 2010. т. 51. № 9. с. 1249-1276.

Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А., Цибизов Л.В. Петрология и геохронология перидотит-троктолит-габбрового массива Орцог-Ула (Западная Монголия) // *Геология и геофизика*. 2019. т. 60. № 8. с. 1069-1090.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтманн Р. Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления Юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // *Геология и геофизика*. 2018. т. 59. № 5. с. 653-672.

Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата: Наука. 1976. 198 с.

Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Нахтигаль Г.П., Антоненко А.Н., Любецкий В.Н. Большой Алтай (геология и металлогения) / Кн. 1. Геологическое строение. Алматы: Гылым. 1998. 304 с.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский—раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // *Петрология*. 2013. т. 21. № 2. с. 115-142.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // *Геология и геофизика*. 2016. т. 57. № 3. с. 457-475.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В. Позднепалеозойский анорогенный магматизм Южной Монголии: этапы формирования и структурный контроль // *Доклады Академии наук*. 2017. т. 475. № 2. с. 180-185.

Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2000. v. 102. Iss. 1-2. p. 67-95.

Atherton M.P., Ghani A.A. Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland // *Lithos*. 2002. v. 62 p. 65–85.

Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam. 1984. p. 63–114.

Davies J.H., von Blanckenburg F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collision orogens // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. v. 129. p. 85-102.

Dewey J.F. Extensional collapse of orogens // *Tectonics*. 1988. v. 7. N 6. p. 1123-1139.

Dilek Y., Altunkaynak S. Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt // *Collision and Collapse at the Africa–Arabia–Eurasia Subduction Zone*. The Geological Society, London, Special Publications. 2009. v. 311. p. 213–233.

Elkins-Tanton L.T. Continental magmatism, volatile recycling, and a heterogeneous mantle caused by lithospheric gravitational instabilities // *Journal of Geophysical Research*. 2007. v. 112. B03405.

Ernst R.E. *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, Cambridge. 2014. 653 p.

Gorring M., Singer B., Gowers J., Kay S.M. Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism // *Chemical Geology*. 2003. v. 193. Iss. 3-4. p. 215-235.

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*. 2019a. v. 10. Iss 1. p. 79-99.

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*. 2019b. v. 346-347. 105144.

Konopelko D., Wilde S.A., Seltmann R., Romer R.L., Biske Yu.S. Early Permian intrusions of the Alai range: understanding tectonic settings of Hercynian post-collisional magmatism in the South Tien Shan, Kyrgyzstan // *Lithos*. 2018. v. 302-303. p. 405–420.

Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Salnikova E.B., Kotov A.B., Plotkina J.V., Savatenkov V.M., Travin A.V. Late Paleozoic anorogenic magmatism of the Gobi Altai (SW Mongolia): tectonic position, geochronology and correlation with igneous activity of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. v. 113. p. 524-541.

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.

Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X.X., Renne P.R., Kazansky A.Y., Izokh A.E., Kungurtsev L.V., Mitrokhin D.V. Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakhstan // *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*. 2002. V. 107. Iss. B7. 2139.

Moritz R., Rezeau H., Ovtcharova M., Tayan R., Melkonyan R., Hovakimyan S., Ramazanov V., Selby D., Ulianov A., Chiaradia M., Putlitz B. Long-lived, stationary magmatism and pulsed porphyry systems during Tethyan subduction to post-collision evolution in the southernmost Lesser Caucasus, Armenia and Nakhitchevan // *Gondwana Research*. 2016. v. 37. p. 465–503.

Niu Y. Slab breakoff: a casual mechanism or pure convenience? // *Science Bulletin*. 2017. v. 62. p. 456-461.

Parmentier E.M. *The Dynamics and Convective Evolution of the Upper Mantle* // *Treatise on Geophysics*. 2007. v. 7. p. 305-323.

Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G., Naumov E.A. Intraplate magmatism in central Asia and China and associated metallogeny // *Ore Geology Reviews*. 2009. v. 35. p. 114-136.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. v. 277. Iss. 1-2. p. 9-20.

Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust; its Composition and Evolution; an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Blackwell, Oxford. 1985. 312 pp.

Wang B., Cluzel D., Jahn B-m., Shu L., Chen Y. Zhai Y., Branquet Y., Barbanson L., Sizaret S. Late Paleozoic pre- and syn-kinematic plutons of the Kangguer-Huangshan shear zone: inference on the tectonic evolution of the Eastern Chinese North TianShan // *American Journal of Sciences*. 2014. v. 314. p. 43-79.

Windley B. Proterozoic collisional and accretionary orogens // Chapter 11 in *Proterozoic Crustal Evolution* (Ed. K.C. Condie). Elsevier, Amsterdam – New York – Tokyo. 1992. p. 419-446.

Xiao W., Huang B., Han Ch., Sun Sh., Li J. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // *Gondwana Research*. 2010. v. 18. p. 253-273.

Xiao W.J., Windley B.F., Han C.M., Liu W., Wan B., Zhang J., Ao S.J., Zhang Z.Y., Song D.F. Late Paleozoic to early Triassic multiple roll-back and oroclinal bending of the Mongolia collage in Central Asia // *Earth-Science Reviews*. 2018. v. 186. P. 94-128.

Xu Y-G., Wei X., Luo Z-Y., Liu H-Q., Cao J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // *Lithos*. 2014. v. 204. p. 20–35.

Yang G., Li Y., Safonova I., Yi S., Tong L., Seltmann R. Early Carboniferous volcanic rocks of West Junggar in the western Central Asian Orogenic Belt: implications for a supra-subduction system // *International Geology Review*. 2014. v. 56. p. 823–844.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. v. 93. p. 158–179.

Подписи к рисункам

К статье Хромых С.В. "Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы"

Рис. 1. Последовательность геодинамических режимов в развитии Обь-Зайсанской складчатой системы и стадии развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы. Составлена на основе сопоставления геологических данных, с учетом новых авторских данных.

Рис. 2. Схема строения центральной части Алтайской аккреционно-коллизийной системы. Составлена на основе геологической карты Казахской ССР масштаба 1 : 500 000 [1976] с учетом новых петрологических и геохронологических данных.

1 – серпентинитовый меланж и сопутствующие комплексы Чарского офиолитового пояса (Є–О); 2 – осадочные и вулканогенные (базальтоиды) отложения (O₃–S–D₂₋₃) в Чарской зоне; 3 – осадочно-вулканогенные отложения (Є–О–S) Чингиз-Тарбагатайской окраины Казахстанского континента; 4 – гранитоиды (S-D) Чингиз-Тарбагатайской окраины; 5 – вулканогенные отложения среднего-кислого состава (D₁₋₂) в Жарма-Саурской зоне; 6 – вулканогенные отложения базальт-андезитового состава (D₃) в Жарма-Саурской зоне; 7 – осадочно-вулканогенные отложения (D₂–C_{1t}) 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 (D₃–C_{1t}) в Калба-Нарымской зоне; 10 – осадочно-вулканогенные отложения (C_{1t-v}) в Жарма-Саурской зоне; 11 – вулканогенные базальт-андезитовые формации C_{1v}; 12 – терригенные алевропесчанистые отложения и олистостромы (C_{1s}); 13 – интрузии габбро и диоритов саурского комплекса (C_{1s}) в Жарма-Саурской зоне; 14 – интрузии гранитоидов бугазского комплекса (C_{1s}) в Жарма-Саурской зоне; 15 – молассовые отложения (C_{2b}) с базальными конгломератами; 16 – интрузии габброидов прииртышского комплекса (C_{2m}) в Иртышской и Калба-Нарымской зонах; 17 – вулканические покровы и экструзивные образования (C_{2m}; P₁) в мульдах: базальт-андезитовые (а) и дацит-риолитовые (б); 18 – интрузии габбро и пикритов аргимбайского и максутского комплексов (P₁); 19 – многофазные габбро-гранитоидные интрузии (P₁) в Чарской зоне; 20 – гранитоиды Калбинского и Жарминского интрузивных поясов, ранняя гранодиорит-гранитная ассоциация (P₁); 21 – гранитоиды Калбинского и Жарминского интрузивных поясов, поздняя гранит-лейкогранитная ассоциация (P₁); 22 – постбатолитовые дайковые рои и пояса (P₁); 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 амфиболам и слюдам.

Рис. 3. Схема корреляции магматизма для структурно-формационных зон Алтайской аккреционно-коллизийной 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. схему на рис. 2). 4 – Данные о возрасте Семейтауской базальт-риолитовой ассоциации, установлены Ar-Ar датированием вкрапленников санидина [Lyons et al., 2002].

Рис. 4. Сравнение составов базитовых пород Алтайской аккреционно-коллизийной системы на двухкомпонентных диаграммах, относительно MgO: *a* – TiO₂, *б* – FeO*, *в* – Al₂O₃, *г* – CaO, *д* – K₂O, *е* – P₂O₅, *ж* – Rb, *з* – La, *и* – Zr, *к* – Hf, *л* – Nb, *м* – Ta.

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

Цифры в скобках - возраст магматических комплексов.

Рис. 5. Сравнение спектров распределения редкоземельных элементов (вверху) и редких элементов (внизу) для базитовых пород Алтайской аккреционно-коллизийной системы. Содержания РЗЭ нормированы на состав углистого хондрита [Boynnton, 1984], содержания РЭ – на состав примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].

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

Цифры в скобках - возраст магматических комплексов.

Рис. 6. Составы базитовых пород Алтайской аккреционно-коллизийной 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), шпинелевого 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), шпинелевого лерцолита (SpLz) примитивной мантии (PM), умеренно деплетированного гарцбургита (Hz) деплетированной мантии (DM) и островодужного гарцбургита (ArcHz) поддуговой сильно деплетированной мантии (ArcM). Магматические комплексы: 1 – саурский; 2 – бугазский дайковый; 3 – прииртышский; 4 – даубайский вулканический; 5 – тюрешокинский вулканический; 6 – аргимбайский; 7 – Преображенский массив; 8 – максутский; 9 – миролюбовский дайковый.

Цифры в скобках - возраст магматических комплексов.

Рис. 7. Сравнение Nd-изотопных характеристик базитовых пород Алтайской аккреционно-коллизийной системы.

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

Цифры в скобках - возраст магматических комплексов.

Таблица 1. Вещественный состав базитовых пород Алтайской аккреционно-коллизонной системы (анализы, выбранные для сравнения)

Комплекс, возраст	1. Саурский ~ 330		2. Бугазский дайковый ~ 315		3. Прииртышский ~ 313		
	№ обр.	X-1259	X-1260	X-1262	K17-19/2	X-1279	X-1280
компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,94	49,83	51,59	54,45	46,17	47,21	47,58
TiO ₂	0,98	0,85	1,69	1,66	1,32	1,26	0,88
Al ₂ O ₃	19,07	19,74	16,69	16,21	13,72	15,17	13,71
FeO*	9,82	8,82	9,10	8,60	10,73	10,28	9,31
MnO	0,20	0,17	0,12	0,15	0,18	0,17	0,16
MgO	5,32	5,02	3,71	3,92	15,31	12,08	14,63
CaO	10,28	10,29	5,46	6,41	8,23	8,07	7,87
Na ₂ O	3,46	3,42	4,30	4,02	2,59	2,26	2,07
K ₂ O	0,16	0,29	2,02	2,00	0,24	0,60	0,71
P ₂ O ₅	0,20	0,14	0,35	0,55	0,13	0,14	0,10
П.п.п.	0,49	0,39	3,19	0,59	0,00	1,28	1,40
Сумма	99,09	100,00	99,54	99,66	100,07	99,98	99,65
Rb	1	2	32	26	6,2	17,8	–
Sr	567	585	747	585	158	180	–
Y	19	16	19	39	28	28	–
Zr	22	33	166	333	113	132	–
Nb	1,9	1,8	12,7	15,0	1,97	3,2	–
Cs	0,1	0,1	0,7	0,7	0,32	1,75	–
Ba	69	83	514	651	40	68	–
La	5	6	23	38	5,1	7,7	–
Ce	14	14	47	78	14,4	19,0	–
Pr	2,1	1,9	6,0	10,1	2,3	2,8	–
Nd	10	9	24	41	10,9	12,8	–
Sm	3,0	2,2	4,8	8,4	3,4	3,4	–
Eu	1,0	0,9	1,4	2,2	1,20	1,16	–
Gd	3,5	2,7	5,1	8,0	4,4	4,4	–
Tb	0,5	0,4	0,7	1,3	0,75	0,78	–
Dy	3,3	2,8	3,8	7,1	5,0	4,9	–
Ho	0,7	0,6	0,6	1,4	1,02	0,96	–
Er	1,8	1,5	1,8	3,8	3,1	2,8	–
Tm	0,3	0,2	0,3	0,5	0,45	0,42	–
Yb	1,6	1,4	1,5	3,2	2,8	2,7	–
Lu	0,2	0,2	0,2	0,5	0,41	0,39	–
Hf	0,9	1,1	3,8	7,1	2,9	3,2	–
Ta	0,1	0,1	0,8	0,9	0,16	0,27	–
Th	0,1	0,3	3,9	3,5	0,65	1,56	–
U	0,1	0,1	1,3	1,0	0,20	0,45	–
Sc	34	31	14	–	33	28	–
V	255	242	141	–	164	139	–
Cr	18	23	22	–	700	260	–
Co	26	25	30	–	63	63	–
Ni	14	12	35	–	455	465	–
Cu	54	74	43	–	49	122	–
Zn	79	81	102	–	81	75	–

Продолжение таблицы 1

Комплекс, возраст	3. Прииртышский ~ 313	4. Даубайский вулканический ~311
----------------------	--------------------------	-------------------------------------

№ обр.	K17-32	KT808	X-1147	K17-37	х-922	X-1464	X-1453
компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	47,73	49,42	49,88	50,91	49,34	52,23	53,28
TiO ₂	0,73	0,94	0,88	0,75	1,43	0,78	0,63
Al ₂ O ₃	15,29	15,30	16,14	11,07	18,65	17,26	17,61
FeO*	8,39	9,04	9,18	8,13	9,16	6,84	5,31
MnO	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,09	0,12
MgO	13,33	12,49	10,53	15,17	5,30	4,99	2,37
CaO	8,34	7,89	8,15	9,80	7,17	8,73	6,37
Na ₂ O	1,96	2,41	2,26	1,34	3,22	2,41	4,55
K ₂ O	0,75	0,75	0,94	0,28	2,45	1,19	1,44
P ₂ O ₅	0,08	0,11	0,09	0,03	0,31	0,16	0,26
П.п.п.	1,79	0,51	1,26	0,65	2,10	3,71	7,44
Сумма	99,69	100,17	100,65	99,50	100,31	99,31	100,10
Rb	26	–	24	7,1	30	23	32
Sr	159	–	355	150	780	922	601
Y	18,7	–	20	24	21	12,8	11,3
Zr	84	–	96	30	134	93	129
Nb	2,1	–	5,1	2,2	9,5	4,0	10,7
Cs	16,3	–	1,24	3,3	0,25	0,52	0,52
Ba	101	–	139	56	728	404	420
La	6,8	–	9,5	6,2	18,9	11,2	15,9
Ce	15,4	–	22	15,2	39	24	30
Pr	2,1	–	3,3	2,4	5,2	3,0	4,0
Nd	9,3	–	14,0	11,7	20	12,3	15,5
Sm	2,4	–	3,2	3,5	4,2	2,6	2,9
Eu	0,78	–	1,24	0,69	1,25	0,85	0,88
Gd	2,9	–	3,3	3,8	4,3	2,7	2,5
Tb	0,53	–	0,57	0,71	0,67	0,39	0,36
Dy	3,2	–	3,3	4,3	3,7	2,1	1,92
Ho	0,65	–	0,65	0,90	0,79	0,45	0,39
Er	1,88	–	1,83	2,4	2,1	1,24	1,12
Tm	0,28	–	0,27	0,36	0,32	0,17	0,17
Yb	1,80	–	1,70	2,3	1,93	1,05	1,02
Lu	0,27	–	0,25	0,33	0,32	0,15	0,16
Hf	2,0	–	2,7	1,03	3,4	2,3	2,9
Ta	0,18	–	0,36	0,15	0,62	0,26	0,63
Th	1,73	–	2,2	0,48	3,1	1,91	2,7
U	0,54	–	0,71	0,18	0,89	0,84	1,28
Sc	–	–	–	–	24	–	–
V	–	–	–	–	208	–	–
Cr	–	–	–	–	67	–	–
Co	–	–	–	–	62	–	–
Ni	–	–	–	–	36	–	–
Cu	–	–	–	–	94	–	–
Zn	–	–	–	–	89	–	–

Продолжение таблицы 1

Комплекс, возраст	5. Тюрешокинский вулканический ~ 297–293				6. Аргимбайский ~ 293			
	№ обр.	X-1366	X-1367	X-1363	X-810	X-923	642/1	CC-13
компонент	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	49,64	51,80	52,63	52,82	47,87	48,45	49,25	51,00

TiO₂	1,33	1,19	1,28	1,341	1,68	1,191	1,417	1,531
Al₂O₃	15,40	15,79	16,93	15,64	17,39	15,33	16,62	15,16
FeO*	7,61	7,10	8,11	8,37	9,26	8,31	8,41	8,08
MnO	0,12	0,10	0,08	0,134	0,14	0,133	0,12	0,144
MgO	5,06	4,18	3,07	3,8	5,78	6,75	5,521	4,41
CaO	7,13	7,19	7,14	6,87	7,58	7,61	8,511	7,95
Na₂O	3,88	3,64	3,78	4,44	4,16	4,43	4,72	5,6
K₂O	1,67	1,23	1,19	1,63	1,21	1,57	0,91	1,88
P₂O₅	0,72	0,50	0,51	0,75	0,48	0,54	0,80	0,71
П.п.п.	6,10	5,74	3,98	3,25	3,84	4,71	2,69	2,49
Сумма	99,76	99,52	99,87	100,09	100,42	100,05	100,9154	99,96
Rb	15,8	20	–	25	13,2	12,5	10,8	18,3
Sr	1 453	947	–	1 346	993	1438	1 103	1008
Y	23	19,6	–	28	19,2	25,4	26	34,5
Zr	253	209	–	267	142	164	167	255
Nb	18,4	14,6	–	27	10,8	12,0	16,0	21,3
Cs	0,19	0,85	–	0,17	0,30	–	–	–
Ba	1 038	631	–	1 124	357	893	399	883
La	52	35	–	51	20,0	34,5	38	36,3
Ce	102	69	–	100	44	72	79	77
Pr	12,8	8,4	–	13,7	6,4	10,1	10,5	10,8
Nd	50	33	–	52	25	41	43	42
Sm	8,6	5,9	–	8,7	5,4	7,3	7,9	8,1
Eu	2,3	1,59	–	2,4	1,55	2,1	2,3	2,4
Gd	6,6	5,2	–	7,0	4,9	5,7	6,5	7,1
Tb	0,95	0,72	–	1,00	0,67	0,75	0,92	0,98
Dy	4,4	3,7	–	5,1	3,6	4,1	4,7	5,5
Ho	0,81	0,69	–	0,90	0,71	0,8	0,92	1,1
Er	2,2	1,94	–	2,5	1,93	2,1	2,4	2,9
Tm	0,30	0,29	–	0,35	0,28	0,30	0,33	0,45
Yb	1,73	1,61	–	2,3	1,59	1,8	1,96	2,6
Lu	0,27	0,24	–	0,33	0,25	0,26	0,26	0,38
Hf	4,9	4,2	–	6,5	3,4	3,5	3,9	5,4
Ta	0,98	0,87	–	1,90	0,74	0,6	0,77	1,1
Th	2,5	2,4	–	2,9	1,12	1,8	1,68	1,5
U	0,84	0,84	–	1,02	0,31	0,5	0,63	0,6
Sc	–	–	–	–	19,9	–	–	–
V	–	–	–	–	173	154	202	151
Cr	–	–	–	–	83	230	140	137
Co	–	–	–	–	118	37	29	26
Ni	–	–	–	–	35	112	70	36
Cu	–	–	–	–	90	59	52	62
Zn	–	–	–	–	89	–	–	–

Продолжение таблицы 1

Комплекс, возраст	6. Аргимбайский ~ 293		7. Преображенский массив ~ 291				8. Максутский ~ 280	
	№ обр.	X-928	X-933	X-277	X-944	X-1313	X-1089	857
компонент	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO₂	51,00	52,43	47,76	48,56	48,87	49,03	45,06	45,07
TiO₂	1,57	1,52	2,22	2,67	1,81	2,12	1,23	1,15
Al₂O₃	16,30	16,23	15,53	16,39	17,06	16,33	16,1	14,15
FeO*	8,00	7,83	11,60	12,25	9,56	10,59	7,24	8,58

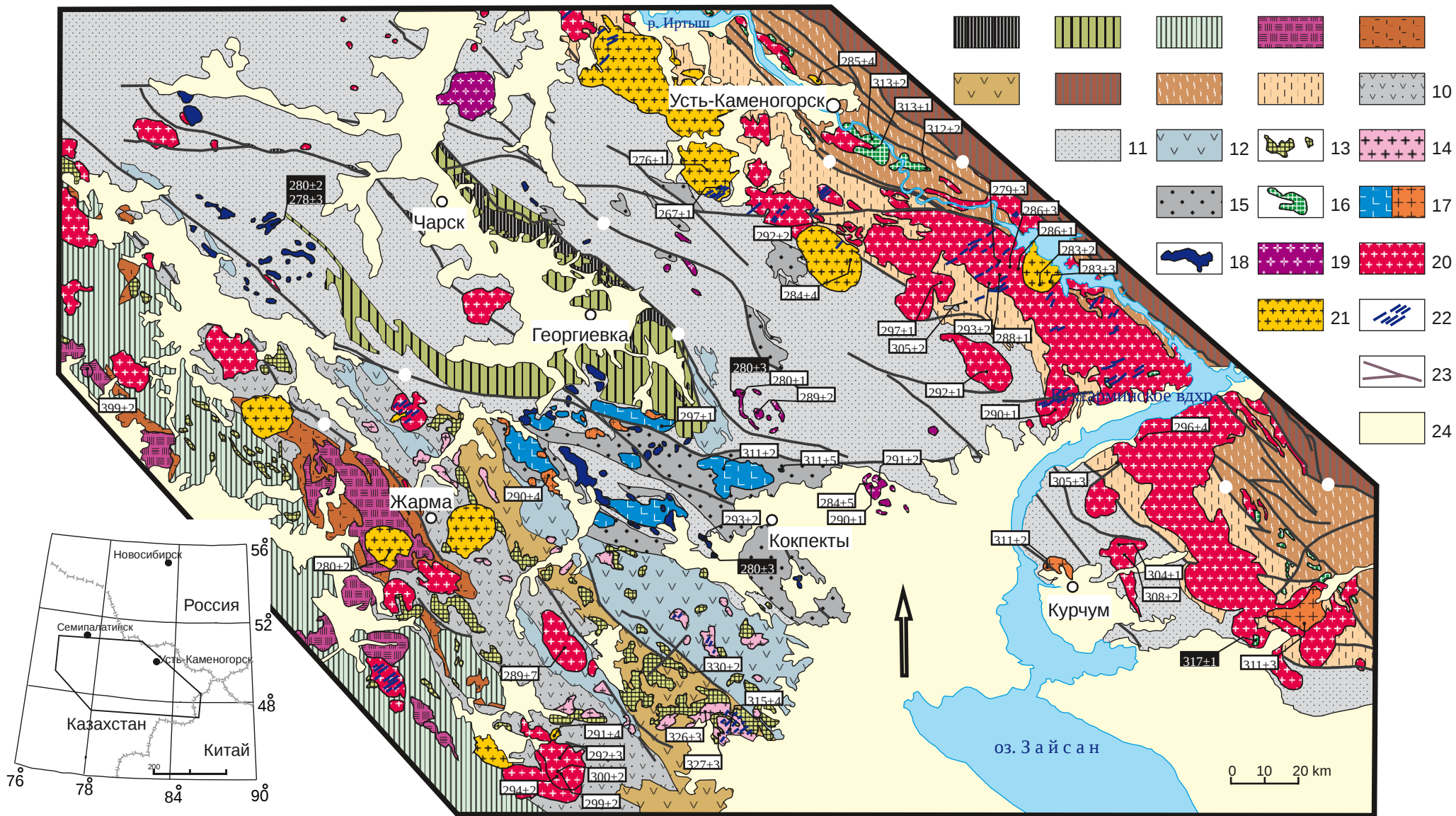
MnO	0,12	0,13	0,19	0,20	0,16	0,18	0,22	0,12
MgO	5,14	5,06	8,49	5,70	6,86	6,08	15,5	12,64
CaO	7,23	7,01	8,12	7,44	7,53	7,53	5,95	8,4
Na₂O	4,71	4,22	3,26	3,91	3,80	3,83	2,16	2,85
K₂O	1,43	2,22	0,86	1,24	1,14	1,50	0,96	1,3
P₂O₅	0,74	0,72	0,62	0,65	0,63	1,02	0,23	0,3
П.п.п.	3,19	2,06	0,35	0,00	1,01	1,12	3,45	3,77
Сумма	100,31	100,30	100,50	100,39	99,63	100,66	99,59	99,92
Rb	8,6	16,1	7,4	10,9	13	16,1	–	–
Sr	777	1 318	574	634	780	847	–	–
Y	25	25	34	39	29	33	–	–
Zr	219	232	200	246	207	210	–	–
Nb	18,5	19,2	7,0	9,2	9,0	11,0	–	–
Cs	0,06	0,08	1,98	1,33	1,1	0,48	–	–
Ba	692	1 099	244	350	283	444	–	–
La	44	42	15,9	17,9	18	27	–	–
Ce	93	88	43	47	43	63	–	–
Pr	11,5	11,2	6,1	7,3	6	9,4	–	–
Nd	44	43	28	32	24	38	–	–
Sm	7,6	7,5	6,5	7,9	5,6	7,7	–	–
Eu	2,1	2,1	2,5	2,3	1,8	2,4	–	–
Gd	7,4	6,6	6,5	8,0	6,1	7,4	–	–
Tb	0,86	0,86	1,12	1,21	0,94	1,08	–	–
Dy	4,9	4,6	6,8	7,4	5,5	5,6	–	–
Ho	0,95	0,93	1,29	1,56	1,07	1,05	–	–
Er	2,6	2,6	3,6	4,2	2,8	2,9	–	–
Tm	0,36	0,36	0,53	0,59	0,4	0,46	–	–
Yb	2,0	2,0	3,5	3,9	2,3	2,8	–	–
Lu	0,29	0,31	0,52	0,54	0,34	0,43	–	–
Hf	4,9	5,3	5,6	5,9	4,3	4,6	–	–
Ta	0,95	1,16	0,50	0,60	0,54	0,63	–	–
Th	2,2	2,9	1,01	1,00	1,0	1,05	–	–
U	0,69	0,89	0,39	0,31	0,48	0,40	–	–
Sc	22	23	27	25	24,8	–	–	–
V	185	181	205	211	167	–	–	–
Cr	74	68	274	63	172	–	–	–
Co	107	103	49	41	41	–	–	–
Ni	27	26	146	46	81	–	–	–
Cu	119	61	55	33	25	–	–	–
Zn	96	86	137	130	96	–	–	–

Окончание таблицы 1

Комплекс, возраст	8. Максутский ~ 280				9. Миролубовский дайковый ~ 279			
	№ обр.	861	1251	915	X-914/1	K14-120	K14-124	X-1011
компонент	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO₂	45,32	47,77	47,95	48,36	47,23	47,60	50,62	50,92
TiO₂	1,3	0,992	1,32	1,03	2,47	1,55	2,27	1,82
Al₂O₃	17,2	16,13	15,79	16,71	16,51	17,43	15,98	17,12
FeO*	7,25	9,68	8,55	9,08	10,77	8,90	10,33	9,36
MnO	0,22	0,152	0,07	0,15	0,18	0,20	0,20	0,16
MgO	14	11,44	9,85	10,38	5,57	5,20	4,42	4,86
CaO	6,8	7,38	7,82	7,22	5,09	5,40	7,04	6,10

Na₂O	2,32	3,1	4,04	2,97	3,86	3,26	2,98	4,44
K₂O	0,96	0,72	0,92	0,84	1,15	2,83	1,05	1,89
P₂O₅	0,24	0,335	0,41	0,33	0,95	0,83	0,62	0,69
П.п.п.	2,99	0,79	1,83	1,08	4,78	5,37	2,89	0,79
Сумма	100,14	99,59	100,12	99,17	99,90	99,70	99,67	99,31
Rb	–	9,1	11,4	12,8	84	176	16,2	22
Sr	–	701	813	749	559	437	560	679
Y	–	17,7	23	18,3	35	33	46	32
Zr	–	121	136	101	297	228	307	271
Nb	–	5,0	6,3	5,4	14,1	11,1	16,2	11,9
Cs	–	0,38	1,19	0,31	6,1	6,8	3,6	1,70
Ba	–	232	237	224	290	468	442	365
La	–	11,7	12,5	13,2	28	29	36	26
Ce	–	27	32	30	65	64	85	56
Pr	–	3,8	4,9	4,0	8,9	8,4	10,7	7,4
Nd	–	16,5	21	17,1	37	34	45	32
Sm	–	3,6	4,6	3,7	8,2	7,2	8,8	7,1
Eu	–	1,20	1,62	1,15	2,4	1,96	2,7	1,98
Gd	–	3,5	4,5	3,6	8,3	6,7	8,5	6,6
Tb	–	0,56	0,70	0,53	1,15	0,99	1,50	1,07
Dy	–	3,1	4,3	3,2	6,5	5,6	8,7	5,9
Ho	–	0,59	0,79	0,68	1,25	1,07	1,76	1,13
Er	–	1,66	2,3	1,83	3,5	3,1	4,7	3,2
Tm	–	0,25	0,33	0,29	0,51	0,45	0,68	0,46
Yb	–	1,52	2,2	1,68	3,2	2,7	4,6	3,0
Lu	–	0,23	0,31	0,24	0,45	0,40	0,66	0,45
Hf	–	2,7	3,3	2,3	5,8	4,6	8,0	5,5
Ta	–	1,19	1,29	0,30	0,89	0,54	1,07	0,86
Th	–	0,80	0,89	1,35	1,70	1,64	4,5	1,85
U	–	0,32	0,39	0,42	1,42	0,48	1,68	1,76
Sc	–	–	–	18,7	20	23	26	–
V	–	92	–	140	137	146	146	–
Cr	–	252	–	105	101	95	112	–
Co	–	50	–	72	28	10,6	33	–
Ni	–	118	–	52	54	46	107	–
Cu	–	37	–	50	47	7,9	51	–
Zn	–	–	–	98	94	211	125	–





время млн лет	период	Жарма	Чарская зона	Калба Нарымская зона	
247	Средний триас				
250	Ранний триас		Семейтауская базальт риолитовая асс 249 ± 2		
252					
	Поздняя пермь				
260	Средняя пермь				
259					
270				Миролубовский дайковый к лампрофиры 267	
273		Дайковый к 1-2 (?)			
280	Ранняя пермь	Кандыгатайский гранитоидный к			
		Каракольский лейкогранитный к 280	Максутский пикрит габбровый к 280	Миролубовский дайковый к долериты 279	Монастырский гранит лейкогранитный к 284 276
		Керегетас эспинский цел_гран Жарминский гранитоидный к		Тастауский м 280	
290		Салырманский гранитоидный к 289		Габбро гранитоидные интрузии 290	Калбинский гранодиорит гранитный к 297 286
299			Тюрешокинская андезит базальтовая асс Сарыжальская дацит андезитовая асс 298 290		
300	Поздний карбон				
307				Кунушский и Калгутинский гранитоидные к сы 308 300	
310	Средний карбон		Даубайская базальт андезитовая асс 311 ±	Актюбинская и Калгутинская дацит риолитовые структуры 311	
		Бугазский дайковый к 315		Прииртышский габбровый к 313	
320					
323	Ранний карбон	Бугазский гранитоидный к 327 326 ±			
330		Саурский габбро диоритовый к 330			

