

Федеральное агентство научных организаций

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ГИН СО РАН)

УДК 551.2 (552.3, 552.3, 551.7)

№ госрегистрации 01201282374



ОТЧЕТ О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

Приоритетное направление VIII.66. Геодинамические закономерности вещественно-структурной эволюции твердых оболочек Земли

Программа VIII.66.1. Глубинная геодинамика и эволюция литосферы: закономерности проявления мантийных плюмов и плитотектонических процессов, динамика осадочных бассейнов
по теме

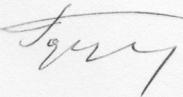
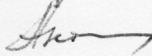
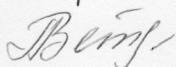
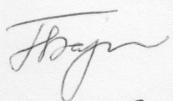
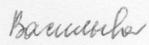
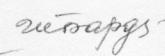
Проект VIII.66.1.6. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СУБДУКЦИОННОГО МАГМАТИЗМА И ОКРАИННОМОРСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ МОНГОЛО—ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕКТОРА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО И МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОКЕАНОВ
(промежуточный)

Руководитель проекта
член-корреспондент РАН

И.В. Гордиенко

Улан-Удэ 2014

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

<p>Научный руководитель проекта Чл.-к. РАН, гл. научн. сотр., советник РАН Исполнители проекта:</p>		<p>И.В. Гордиенко (введение, разделы 2.1, 2.2, подразделы 2.2.1.3 – 2.2.1.7, заключение)</p>
<p>канд. геол.-мин. наук, зав. лаб.</p>		<p>О.Р. Минина (раздел 1.1, 1.2, подразделы 1.2.1.1-2.2.1.2., 1.2.2, 1.2.3, заключение)</p>
<p>д-р геол.-мин. наук, вед. науч. сотр.</p>		<p>А.Н. Булгатов (введение, раздел 1.1)</p>
<p>д-р геол.-мин. наук, вед. научн. сотр.</p>		<p>А.Ю. Антонов (раздел 1.2, подразделы 1.2.4, 1.2.5. 1-2)</p>
<p>д-р геол.-мин. наук, гл. научн. сотр.</p>		<p>Н.С. Жатнуев (раздел 1.2.6, подразделы 1.2.6.1, 1.2.6.2)</p>
<p>канд. геол.-мин. наук, ст. научн. сотр.</p>		<p>Д.А. Орсоев (раздел 1.2, подразделы 1.2.4, 1.2.5. 1-2)</p>
<p>канд. геол.-мин. наук, ст. научн. сотр.</p>		<p>Л.И. Ветлужских (раздел 1.2, подразделы 2.2.1.3, 1.2.2, 1.2.3)</p>
<p>канд. геол.-мин. наук, научн. сотр.</p>		<p>Р.А. Бадмацыренова (раздел 1.2, подразделы 1.2.4, 1.2.5.1-2)</p>
<p>канд. геол.-мин. наук, мл. научн. сотр.</p>		<p>А.Л. Елбаев (раздел 1.2, подразделы 1.2.4, 1.2.5.1-2)</p>
<p>канд. геол.-мин. наук, научн. сотр.</p>		<p>В.И. Васильев раздел (1.2.6, подразделы 1.2.6.1, 1.2.6.2)</p>
<p>канд. геол.-мин. наук, научн. сотр.</p>		<p>Е.В. Васильева (раздел 1.2.6, подразделы 1.2.6.1, 1.2.6.2)</p>
<p>мл. нс. научн. сотр.</p>		<p>Н.А. Доронина (раздел 1.2, подразделы 1.2.2.1.3, 1.2.2, 1.2.3)</p>
<p>канд. геол.-мин. наук, мл. научн. сотр.</p>		<p>В.С. Ланцева (раздел 1.2., подразделы 1.2.2.1.3, 1.2.2, 1.2.3)</p>
<p>инж.</p>		<p>Д.В. Гороховский (раздел 1.2., подразделы 1.2.4, 1.2.5.1-2)</p>
<p>инж.</p>		<p>А.М. Санжиев (раздел 1. 2., подразделы 1.2.4, 1.2.5.1-2)</p>
<p>мл. нс. научн. сотр.</p>		<p>Г.Д. Санжиев (раздел 1.2.6, подразделы 1.2.6.1, 1.2.6.2)</p>
<p>инж.</p>		<p>М.Ш. Бардина (раздел 1.2)</p>
<p>лаб.</p>		<p>Н.А. Баженов (раздел 1.2.)</p>

РЕФЕРАТ

Отчет 31 с., 1 ч., 24 рис., 21 источников.

СУБДУКЦИОННЫЙ И КОЛЛИЗИОННЫЙ МАГМАТИЗМ, АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ, ОКРАИННЫЕ БАССЕЙНЫ. ОСТРОВНЫЕ ДУГИ, МОДЕЛИРОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ.

Проведены исследования субдукционного магматизма и окраинноморского осадконакопления в пределах Монголо-Забайкальского региона.

Целью работы является разработка неопротерозой-палеозойских сценариев развития субдукционного магматизма и осадконакопления в Монголо-Забайкальском секторе Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов.

В процессе работы проводилось изучение субдукционного магматизма в островных дугах и активных континентальных окраинах (вещественный состав, возраст, источники и закономерности эволюции на основе петролого-геохимических и изотопно-геохронологических данных); условия седиментогенеза в задуговых окраинных бассейнах Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов (литология, геохимия, биостратиграфия, палеомагнетизм, геодинамическая эволюция); моделирование эволюции магматических систем островных дуги и активных континентальных окраин с учетом реологии земной коры.

В результате исследований впервые: обоснован раннегерцинский этап геологического развития Байкало-Витимской складчатой системы (БВСС); получены новые изотопные данные об ордовикском времени формирования Куналейского и Онон-Кулиндинского океанических бассейнов; в Агинской зоне Восточного Забайкалья и в Восточном Хэнтэе Монголии выявлена силурийско-девонская океаническая кора и островные дуги этого возраста; установлена первичная расслоенность габброидов шарагольского ареала и их принадлежность к пироксенит-габбровому формационному типу, сформированному во внутриплитных условиях; детально изучены вулканотектонические структуры в пределах Малханского и Яблонового хребтов (Центральное Забайкалье) и обоснован пермский возраст ортинкской свиты; подтвержден нижнемеловой возраст базальтов и гранитоидов Чикой-Хилокской и Удинской впадин Центрального Забайкалья; разработаны экспериментальные и компьютерные модели формирования магматических систем в литосфере островных дуг с учетом пластично-хрупкого перехода.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	6
1. ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ	8
1.1. Выбор и обоснование направления исследований	8
1.2. Основные результаты фундаментальных научных исследований по второму этапу	9
1.2.1. Байкало-Витимская складчатая система (БВСС)	9
1.2.1.1. Витимкан-Ципинская зона БВСС	11
1.2.1.2. Курбинская подзона Турка-Курбинской зоны БВСС	12
1.2.2. Восточное Забайкалье, Агинская зона	13
1.2.3. Центральное Забайкалье, Зачикойский синклиорий	14
1.2.4. Восточное Забайкалье, центральная часть	16
1.2.5. Центральное и Южное Забайкалье	17
1.2.6. Экспериментальные и компьютерные модели формирования магматических систем в литосфере островных дуг с учетом пластично-хрупкого перехода	25
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	28
Список использованной литературы	30

НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ

В настоящем отчете о НИР использованы ссылки на следующие стандарты

ГОСТ 1.5-93, ГОСТ 2.10-95, ГОСТ 2.111-68, ГОСТ 6.38-90, ГОСТ 7.1-84, ГОСТ 7.9-95 (исо 214-76), ГОСТ 8.417-81, ГОСТ 9327-60

ВВЕДЕНИЕ

Согласно новой глобальной концепции – тектоники литосферных плит установлено, что складчатые (орогенные) пояса возникли на месте бывших океанических бассейнов или их окраин и являются продуктом преобразования океанической коры в континентальную [Пейве и др., 1971; Зоненшайн и др., 1976, 1990; Хаин, 2001]. Было выявлено, что в этом процессе главенствующую роль играют эндогенные факторы глубинной геодинамики, прежде всего субдукционный магматизм, который проявлен, главным образом, в островных вулканических дугах и активных континентальных окраинах [Богатиков и др., 2010; Добрецов, 2010, 2011]. Поэтому изучение фрагментов океанической и континентальной коры геологического прошлого, запечатленных в офиолитовых, островодужных и окраинноморских комплексах древних складчатых областей, представляет одну из фундаментальных проблем современной геологии. Данной проблеме во всем мире посвящено большое количество публикаций. Это связано, прежде всего, с тем, что магматические процессы являются главными индикаторами перестройки и трансформации мантии и литосферы Земли [Tectonic Map of Northern-Central-Eastern Asia and Adjacent areas, 2014].

Субдукционный магматизм характерен для деструктивных (конвергентных) обстановок Земли. К этим обстановкам относятся островные дуги, активные континентальные окраины и зоны коллизий (континентальная субдукция). Субдукционный магматизм представлен преимущественно низкотитанистыми, а также низко- и субщелочными магматическими образованиями, в том числе бонинитами. Было установлено, что каждой обстановке свойственна своя совершенно определенная структурно-магматическая зональность, выраженная, например, увеличением щелочности, особенно калиевости в породах равной кремнекислотности и падением изотопного отношения стронция в магматических породах от фронтальной к тыловым частям активных континентальных окраин и островных вулканических дуг. Установлена также секториальность зоны субдукции в верхней части субдуцирующей океанической плиты, надсубдукционной мантии и литосферы, где выделяется пять секторов и три типа вулканизма, которые изменяются от толеит-бонинитовых до щелочно-базальтовых серий. Положение границ секторов и вулканических зон зависит от температурного режима субдуцирующей плиты и надсубдукционного мантийного клина [Добрецов, 2010]. Зоны субдукции являются важнейшими структурными элементами окраин океанов. Это наиболее активные зоны Земли. Без зон субдукции невозможно длительное существование зон спрединга срединно-океанических хребтов в океанах. По данным Н.Л. Добрецова (2011), около 50% твердых полезных ископаемых ира, доступных для извлечения, расположены в современных и древних зонах субдукции.

Задуговые окраинные бассейны также являются составным элементом деструктивных островодужных обстановок. Это области задугового спрединга, где, как и в срединно-

океанических хребтах, может происходить новообразование океанической коры. Среди них выделяется три типа бассейнов: 1) задуговые моря, развитые преимущественно вдоль западной периферии Тихого океана; 2) задуговые седиментационные бассейны на активных континентальных окраинах; 3) задуговые бассейны в зоне коллизии континентальных плит (например, в Альпийском поясе), где они развиты в форме задуговых морей и континентальных седиментационных бассейнов. Земная кора задуговых морей обычно имеет сложное строение. В большинстве случаев здесь наблюдается как фрагменты утоненной (20-30 км) коры континентального типа (так называемая «промежуточная кора») и участки новообразованной коры океанического типа. Масштабы развития последней варьируют в широких пределах. Задуговые бассейны являются мощными центрами эндогенной активности, которые в значительной мере определяют характер процессов на конвергентных границах плит.

Следовательно, зоны субдукции и связанные с ними окраинные задуговые бассейны играют важную роль в геодинамической эволюции Земли.

Известно, что территория Забайкалья и Монголии является уникальным регионом развития магматических пород, прежде всего разнообразных вулканогенных пород, ультрабазитов, габброидов и гранитоидов, которые проявились в различных геодинамических обстановках. Но магматиты региона остаются еще слабо изученными как в изотопном, так и в геохимическом отношении, что не позволяет разработать достаточно полные геодинамические модели их формирования и эволюции континентальной коры. Остаются нерешенными ряд других фундаментальных проблем по эволюции субдукционного магматизма и условий формирования основных типов структур Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского орогенных поясов [Гордиенко, 2014]. Много нерешенных вопросов связанных с островодужным магматизмом и окраинноморским осадконакоплением. Все вышеизложенное и определяет необходимость проведения научно-исследовательских работ по данному проекту.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

1.1. Выбор и обоснование направления исследований

Для исследования субдукционного магматизма в пределах Монголо-Забайкальского региона значительный интерес представляют Центрально-Азиатский и Монголо-Охотский орогенные пояса, возникшие на месте Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов [Зоненшайн и др., 1976]. За время существования этих океанов в их пределах формировались и исчезали тектонические структуры различной геодинамической природы: энсиматические и энсиалические островные дуги, внутриокеанические вулканические острова (симаунты, гайоты) и рифтовые долины с различной скоростью спрединга, окраинные и внутренние моря, пассивные и активные континентальные окраины западно-тихоокеанского, калифорнийского и андийского типов [Гордиенко, 2006, 2008]. Формирование этих структур сопровождалось и было обусловлено образованием разнообразных магматических и осадочных комплексов в орогенных поясах [Explanatory Note to the Tectonic map of the Northern, Central and Eastern Asia, 2014].

Основной целью проекта является разработка неопротерозой-палеозойских сценариев развития субдукционного магматизма и осадконакопления в Монголо-Забайкальском секторе Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов, учитывающих специфику состава, источников и геодинамической эволюции субдукционного магматизма, динамику связанного с ним осадочно-вулканогенного седиментогенеза, кинематику формирования магматических очагов областей островодужного вулканизма и построение концептуальных и физико-химических моделей зон субдукции с учетом реологии земной коры.

В соответствии с главной целью проводилось изучение субдукционного магматизма в островных дугах и активных континентальных окраинах (вещественный состав, возраст, источники и закономерности эволюции на основе петролого-геохимических и изотопно-геохронологических данных), условий седиментогенеза в окраинных бассейнах Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов (литология, геохимия, биостратиграфия, палеомагнетизм, геодинамическая эволюция), моделирование эволюции магматических систем островных дуг и активных континентальных окраин с учетом реологии земной коры.

На втором этапе планировалось уточнить хронологию магматических, метаморфических и осадочных пород эталонных островодужных структур. Работы были сосредоточены в Хэнтэй-Даурской зоне Забайкалья и Северо-Восточной Монголии и в центральной части Западного Забайкалья. В Хэнтэй-Даурской зоне и Монголии работы проводились с целью изучения неопротерозой-палеозойского ультрабазитового, габброидного и гранитоидного субдукционного магматизма аккреционно-коллизийных структур, а также флишоидных прогибов (Куналейский, Кулиндинский, Агинский и др.). Предполагалось определить геохронологический (U-Pb и Ar-Ar)

возраст и разработать условия формирования полихронных плутонов и выяснить роль субдукционных меток в формировании родоначальных источников магм и зависимости их состава от процессов контаминации, анатексиса и мощности континентальной литосферы. Предполагалось изучить байкальский, каледонский и раннегерцинский структурно-формационный комплексы Байкало-Витимской складчатой системы, выделенной в центральной части Западного Забайкалья. Разработать компьютерные модели формирования магматических систем в литосфере островных дуг с учетом пластично-хрупкого перехода.

1.2. Основные результаты фундаментальных научных исследований по второму этапу

1.2.1. В центральной части Западного Забайкалья выделена **Байкало-Витимская складчатая система (БВСС)**. БВСС объединяет структурно-формационные комплексы байкальского (RF), каледонского (V-C-S₁), раннегерцинского (S₂-C₁) и позднегерцинского (PZ₂) структурных этажей, разделенные поверхностями региональных несогласий [Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2013; Минина, 2014]. Обоснован раннегерцинский этап геологического развития БВСС, в структуре которого выделены разнообразные в формационном отношении отложения первой половины позднего палеозоя, образующие раннегерцинский структурный этаж. Для последнего предложена зональность с выделением Удино-Витимской (Еравнинская подзона), Витимкан-Ципинской (Багдаринская, Уакитская и Бамбуйско-Олингдинская подзоны) и Турка-Курбинской (Курбинская и Туркинская подзоны) структурно-формационных зон в соответствии с рисунком 1.1.

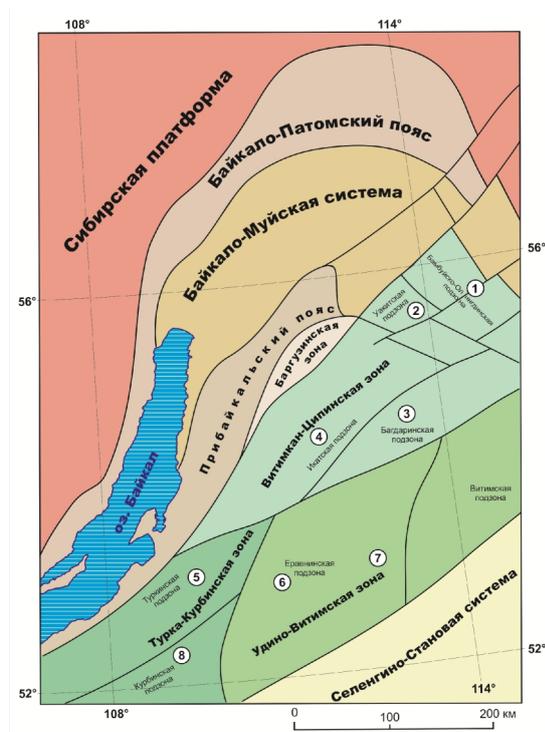


Рисунок 1.1 - Схема тектонической зональности Западного Забайкалья, с использованием данных из [Руженцев и др., 2012]

1 – участки детальных работ в бассейнах рек: Бамбуйки (1); Уакит (2); Багдаринки (3); Караталы (4); Ямбуй (5); Левый Олдынды, Ульзутуй, Кыджимит, Хулудый (6); Джидотты (7); Атхи (8).

В результате наших исследований расширены границы БВСС (в состав Витимкан-Ципинской зоны включены Уакитская и Бамбуйско-Олингдинская подзоны), пересмотрены схемы стратиграфии палеозойских отложений Удино-Витимской и Турка-Курбинской зон и состав и строение вещественных комплексов каледонского и раннегерцинского структурных этажей БВСС.

Комплексы байкальского и каледонского структурных этажей слагают фундамент, на котором формировались отложения раннегерцинского структурного этажа в соответствии с рисунком 1.2.

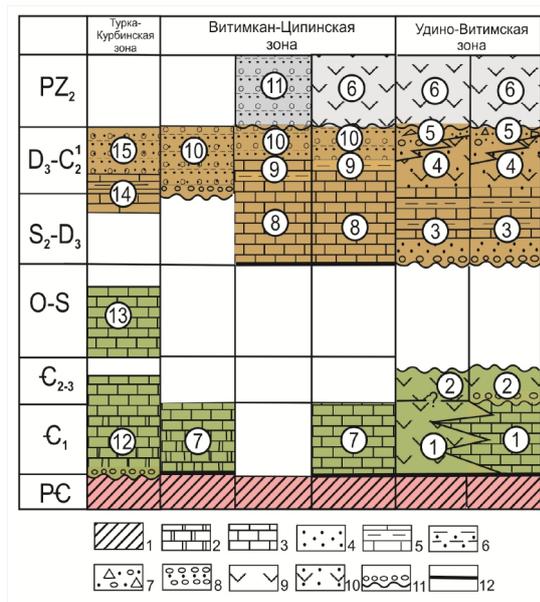


Рисунок 1.2 - Схема сопоставления палеозойских отложений Байкало-Витимской складчатой системы, с использованием данных из [Руженцев и др., 2012] 1 – комплексы байкалитов; 2 – доломиты; 3 – известняки; 4 – песчаники; 5 – переслаивание алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев, известняков; 6 - граувакки; 7 – микститовая толща; 8 – моласса, 9 – вулканиты (PZ₁), 10 – то же (PZ₂), 11 – 12 - контакты: 11 - трансгрессивные, 12 – тектонические. Цифры на схеме: 1–2 – типы разрезов олдындинской свиты: 1- карбонатный, 2 - вулканогенный; 3 - 6 - толщи: 3 - озернинская, 4 – кыджимитская, 5 - ульзутуйская; 6 – сурхэбтинская и свиты - тамирская, суховская; 7 – давыкшинская свита; 8 – ороченская, бамбуйская, нерундинская свиты, ютаконская серия; 9 - пестроцветная ассоциация багдаринской свиты, якшинская, санская,

чулегминская свиты, уакитская и кадалинская толщи; 10 – точерская, мухтунная, сырыхская, огненская свиты, верхнебагдаринская подсвита и уендектская толща; 11 – ауглейская свита; 12 – курбинская свита, бадотинская толща; 13 - мергельная толща; 14 – пановская свита; 15 - зумбурукская, ямбуйская свиты.

Раннегерцинский структурный этаж БВСС образован разнообразными в формационном отношении отложениями первой половины верхнего палеозоя и включает два стратиграфических уровня: верхнесилурийско - верхнедевонский (S₂–D₃) и верхнедевонско - среднекаменноугольный (D₃-C₂¹).

Предложена модель геодинамического развития Байкало-Витимской складчатой системы в первой половине позднего палеозоя в соответствии с рисунком 1.3. Каледонский этап развития завершился формированием покровно-складчатой структуры в конце ордовика - начале силура (?) [Гордиенко и др., 2006, 2010; Беличенко и др., 1994; Зорин и др., 2009 и др.]. История геодинамической эволюции региона в позднем палеозое была связана уже с развитием Монголо-Охотского океанического бассейна [Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2013]. В раннегерцинский этап на границе Сибирского байкальско-каледонского континента и Монголо-Охотского океана в конце силура - начале позднего девона в условиях пассивной континентальной окраины накапливались карбонатные и терригенно-карбонатные шельфовые отложения. В середине позднего девона - начале среднего карбона в связи с развитием Монголо-Охотского океана и субдукцией его литосферы под Сибирскую континентальную окраину, в пределах БВСС возникла активная континентальная окраина андийского типа, где сформировалась зона надсубдукционного вулканизма и тыловой турбидитовый прогиб.

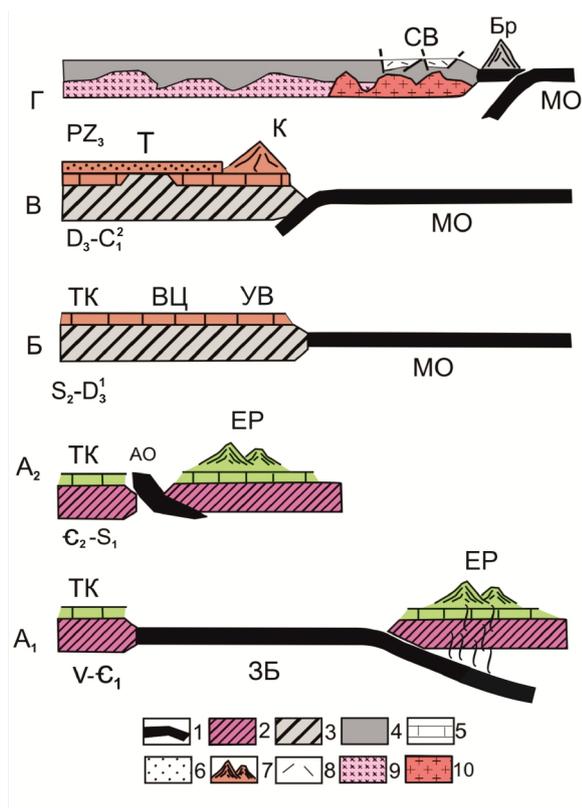


Рисунок 1.3 - Схема тектонического развития Байкало-Витимской складчатой системы

1 – океаническая кора, 2 - 4 – континентальная кора (2 – байкальская, 3 – каледонская, 4 – раннегерцинская); 5 – шельфовые отложения; 6 – граувакки; 7 – надсубдукционные образования; 8 – вулканогенные образования Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса; 9, 10 – гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 9 – витимканский и 10 – зазинский комплексы; А – каледонский этап (А₁ – период формирования Еравнинской островодужной системы, А₂ – коллизия Сибирского континента и Еравнинской островодужной системы); Б–В – раннегерцинский этап (Б – ранняя и В – поздняя стадии); Г – позднегерцинский этап. ЗБ – Забайкальский и МО – Монголо-Охотский палеоокеанические бассейны, АО – Абага-Оланская сутура, ЕР – еравнинский и К – кыджимитский надсубдукционные комплексы, Бр – Берейнская островная дуга; шельфовые комплексы: ТК – Турка-Курбинский, ВЦ – Витимкан-Ципинский, УВ – Удино-Витимский, Т – Точерский прогиб, СВ – Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс.

1.2.1.1. Витимкан-Ципинская зона БВСС

Байкальский структурный этаж Витимкан-Ципинской зоны БВСС включает ципиканскую и олнинскую толщи, по которым получены новые данные о их возрасте и объеме. На Ципикан-Талойском водоразделе установлены возрастные соотношения метаморфических и магматических комплексов, выявлены интрузивные комплексы, послужившие источником тепла при метаморфизме.

Ципиканская толща условно рифейского возраста включает песчаники, аргиллиты, апориодацитовые сланцы (бассейн р. Ушмы) и биотит-кварц-плагиоклазовые, биотит-андалузит-ставролит-кварцевые сланцы и кварциты эпидот-амфиболитовой фации с прослоями кальцитовых мраморов, скарнов (бассейн р. Ципикан), в соответствии с рисунком 1.4. Отложения толщи вмещают силлы амфиболитов, деформированы вместе с ними, и прорваны гранитоидами Витимканского комплекса. Определена последовательность становления интрузий витимканского комплекса, где установлено три фазы: метабазиты (габбро и базальты) - диориты - лейкократовые двуполевошпатовые граниты. Установлены наиболее вероятные источники тепла при формировании метаморфической зональности ципиканской толщи являются гранитоидные интрузии в бассейне р. Большой Байчекан и в урочище Алексеевский Кочей (р. Ципикан).

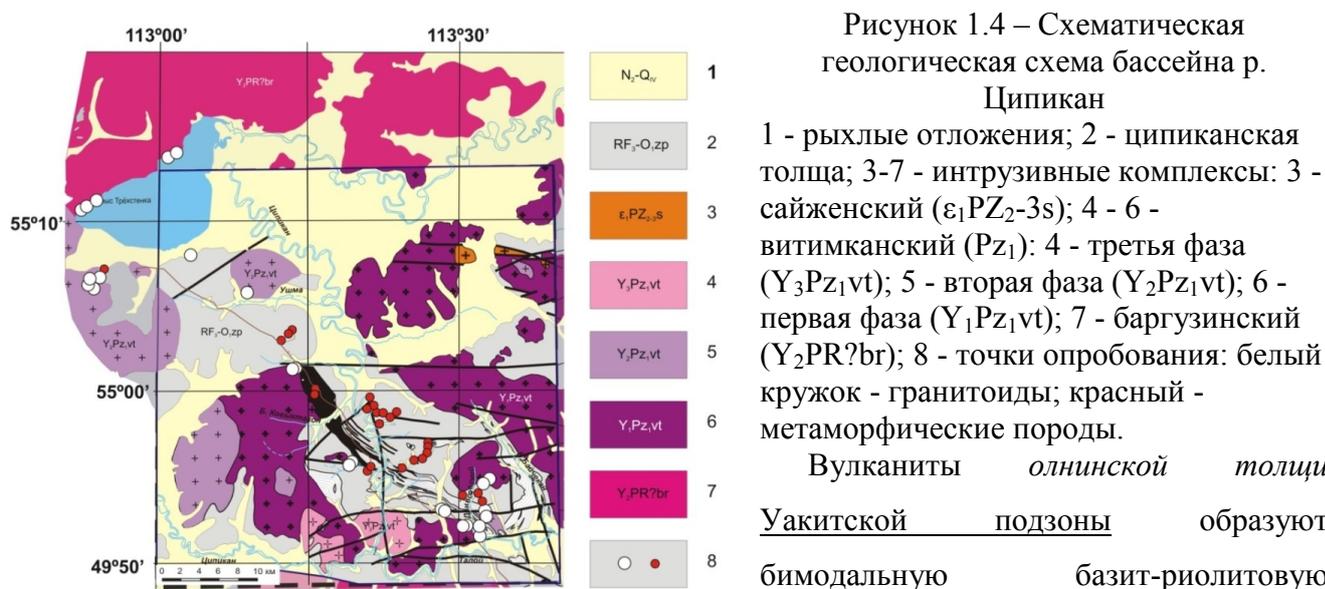


Рисунок 1.4 – Схематическая геологическая схема бассейна р. Ципикан

1 - рыхлые отложения; 2 - ципиканская толща; 3-7 - интрузивные комплексы: 3 - сайженский ($\epsilon_1 PZ_2-3s$); 4 - 6 - витимканский (Pz_1): 4 - третья фаза ($Y_3 Pz_1 vt$); 5 - вторая фаза ($Y_2 Pz_1 vt$); 6 - первая фаза ($Y_1 Pz_1 vt$); 7 - баргузинский ($Y_2 PR?br$); 8 - точки опробования: белый кружок - гранитоиды; красный - метаморфические породы.

Вулканиты *олнинской толщи* Уакитской подзоны образуют бимодальную базит-риолитовую

ассоциацию толеитовой и известково-щелочной серий со щелочностью натриевого типа. Основные вулканиты слагают послойные субвулканические тела. Сланцы риодацит-риолитовые состоят из кварца и альбита с небольшим количеством мусковита, распределение РЗЭ (SiO_2 71-80 Na_2O+K_2O 6.5-9 мас. %). Получен конкордантный возраст риолитовых сланцев в 1280 млн лет (U-Pb метод по циркону), датирующий толщу средним рифеем в соответствии с рисунком 1.5.



U-Pb диаграмма с конкордией для единичных зерен цирконов из риолитов Олнинской толщи, пробы 8324, 8325

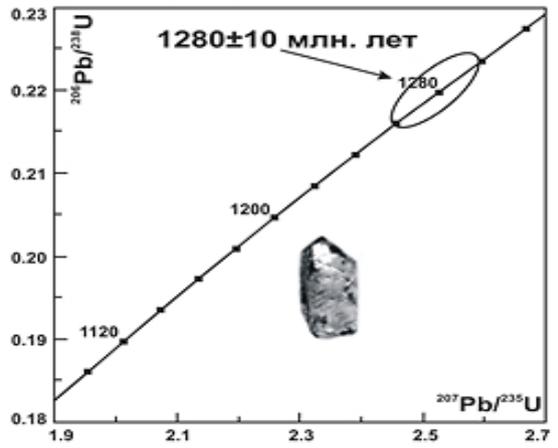


Рисунок 1.5 - Фрагмент геологической карты листа N-49-VI с точками отбора проб (слева) и U-Pb возраст олнинской толщи (справа).

1.2.1.2. Курбинская подзона Турка-Курбинской зоны БВСС.

Получены новые данные по составу и возрасту образований каледонского структурного этажа Курбинской подзоны. Разрез Атхинского ксенолита подзоны традиционно включал нижнекембрийскую курбинскую свиту и считался непрерывным. В результате наших

исследований выделены три типа пачек и возраст, которых мы считаем силурийско-девонским в соответствии с рисунком 1.6.

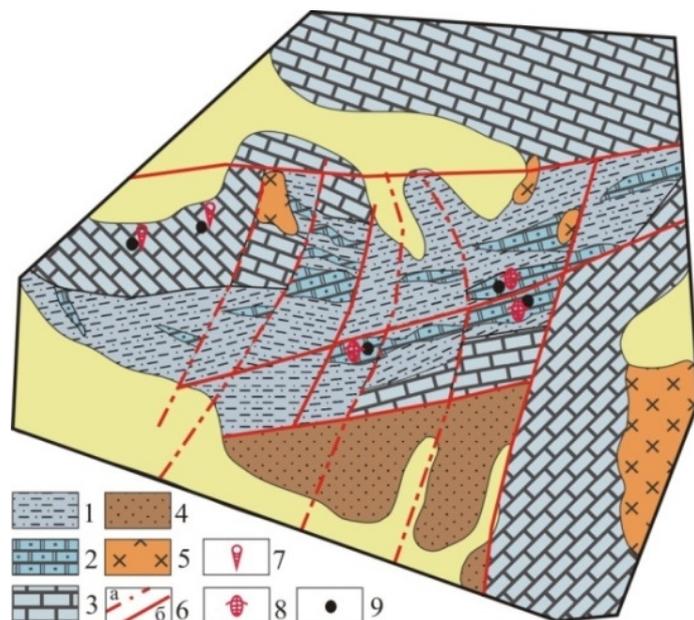


Рисунок 1.6 - Схематическая геологическая карта участка Агха. Масштаб 1:10000

1-2 - сланцево-известняковая пачка: 1 - переслаивание темно-серых алевролитовых и доломитовых известняков и глинистых филлитовидных сланцев, 2 – черные, темно-серые органогенно-обломочные известняки; 3 - доломитово-известняковая пачка: переслаивание светлых рифогенных доломитов и серых и темно-серых массивных и слоистых известняков; 4 – алевролитопесчаниковая пачка, переслаивание песчаников, алевролитов, известковистых доломитов; 5 – сиениты, граносиениты; 6 – тектонические нарушения: а – предполагаемые; б – достоверные; 9 – места находок остатков фауны и флоры - 7 – тентакулиты; 8 – трилобиты.

Доломитово-известняковая рифогенная пачка представлена чередованием светло-серых водорослево-строматопорово-коралловыми (?S-D) известняками и известковистыми доломитами. Алевролитово-известняковая пачка сложена чередованием темно-серых известковистых алевролитов, алевролитовых известняков, филлитовидных сланцев, известковистых битуминозных доломитов и сменяет вверх по разрезу рифогенную пачку. В алевролитовых известняках (зарифовые фации?) установлены обрывки водорослей, одиночные кораллы? и редкие тентакулиты.

Выше по разрезу в плитчатых известняках найдены многочисленные скопления раковин тентакулит (S-D). В прослоях и линзах обломочных глинистых известняков установлены остатки трилобитов (Є-S), которые, вероятнее всего, переотложены при размыве отложений соответствующего возраста. Пачка сопоставляется с нижней частью разреза пановской (Туркинская подзона) и огненной свит (Бамбуйско-Олингдинская подзона) также содержащих линзы обломочного материала и переотложенную фауну. Терригенная, алевролитопесчаниковая пачка сложена чередованием песчаников, алевролитов, зеленовато-серых туфоалевролитов и туффитов с прослоями известковистых алевролитов с остатками мшанок (Pz₂). Контакты ее с карбонатными породами не установлены.

1.2.2. В Агинской зоне Восточного Забайкалья изучены разрезы девонских устьборзинской и цаган-норской свит.

Разрез устьборзинской свиты в стратигическом месте по р. Борзе представлен чередованием тонкозернистых песчаников, алевролитов, алевропелитов и кремнистых аргиллитов. В состав свиты включаются биогермные рифоидные известняки, содержащие богатую девонскую фауну. По составу, строению и возрасту терригенные отложения устьборзинской свиты хорошо коррелируются с якшинской свитой Багдаринской подзоны Байкало-Витимской складчатой системы, а рифовые известняки по облику, составу, комплексу кораллов, мшанок, водорослей, криноидей сопоставимы с отложениями ороченской свиты.

Разрез цаган-норской свиты в стратигическом месте (оз. Малый и большой Цаган-Нор) сложен ритмичным чередованием слоев (мощностью первые см) полимиктовых табачно-серых мелкозернистых песчаников, кварцевых алевролитов и светло-серых алевролитов и кремнисто-глинистых аргиллитов. Свита по своим литологическим характеристикам, присутствию вулканитов и возрасту хорошо сопоставима с верхней частью разреза точерской свиты Багдаринской подзоны Витимкан-Ципинской зоны БВСС.

1.2.3. В **Зачикойском синклинии Центрального Забайкалья** изучены метаморфические породы турбидитово-флишоидной куналейской свиты и улелейской толщи, слагающие крупный прогиб.

Куналейская свита (правобережье р. Куналей) сложена терригенным флишоидом. В нижней части разрез свиты представлен тонким ритмичным чередованием алевролитов, алевропелитов и филлитовых слюдяных листоватых (глинистых) сланцев. Наблюдается ясная трехчленная ритмичная стратификация (мощности прослоев от первых до первого десятка см). Вверх по разрезу наблюдается крупномасштабное (до первых метров, десятки см) чередование слоев полимиктовых зеленовато-серых песчаников, алевролитов и реже в ритмах отмечаются прослои филлитовидных алевролитов. Породы все метаморфизованы в зеленосланцевой фации, причем степень их метаморфических изменений нарастает по мере приближения к коренным выходам гранитоидов (ниже по течению р. Куналей). Возраст свиты ранее считался венд-раннекембрийским.

Нами эти отложения были изучены в Западном Хэнтэе Северной Монголии и Центральном Забайкалье, где соответственно получен ордовикский возраст из даек и силлов габбро-долеритов (450 ± 5 и 484 ± 2 млн лет, аналитик Т.Б. Баянова) в соответствии с рисунком 1.7.

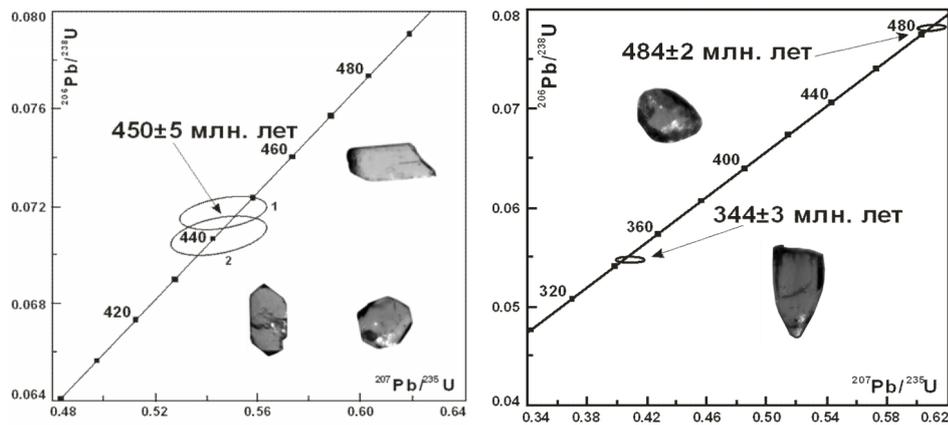


Рисунок 1.7 - Изотопные U-Pb данные для циркона: (1) из долерита Зап. Хэнтэй, Сев. Монголия (проба МО8-1); (2) из метабазальта куналейской свиты Центрального Забайкалья (проба ВКУ-17)

Улелейская толща закартирована в стратотипической местности куналейской свиты по р. Куналей (Зачикойский синклиорий). Толща сложена в разной степени метаморфизованными породами, ранее относившимися к нижнему протерозою в соответствии с рисунком 1.8.

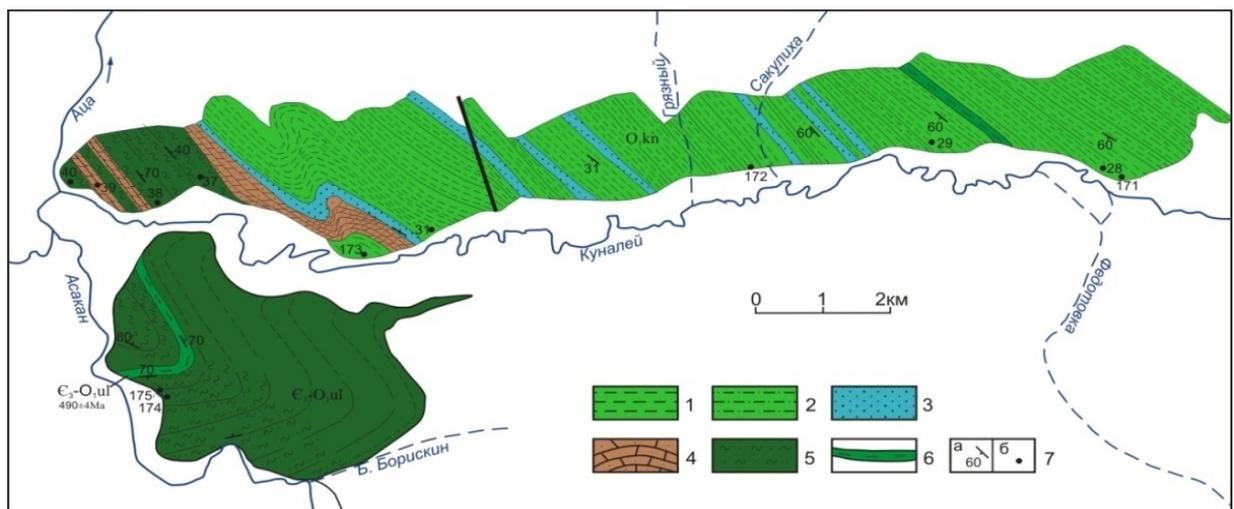


Рисунок 1.8 - Схематический геологический план стратотипической местности куналейской свиты (нижнее течение р. Куналей)

1 - кварц-серицитовые, кварц-серицит-известковистые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы, 2 - алевролиты, 3 - аркозовые песчаники, 4 - микрокварциты, 5 - кварц-двуслюдянные кристаллические сланцы с горизонтами биотит-амфиболовых гнейсов и плагиогнейсов, 6 - тела амфиболитов и амфиболовых плагиогнейсов, 7 - элементы залегания (а), места отбора проб (б).

Большая часть разреза представлена кварц-полевошпатовыми-биотитовыми, биотит-мусковитовыми и др. сланцами, среди которых встречаются метапесчаники с прослоями филлитовидных алевролитов. Породы дислоцированы, смяты в мелкие складки. Нижняя возрастная граница улелейской толщи не установлена, верхняя определяется прорыванием верхнепермскими и более молодыми гранитоидами. Среди сланцев присутствуют конформные

тела метаэффузивов, контакты которых инъекционные. Определенный нами U-Pb возраст по цирконам из амфиболовых плагиогнейсов в устье р. Куналей, в соответствии с рисунком 1.9, показал 490 ± 4 млн лет (поздний кембрий-ранний ордовик).

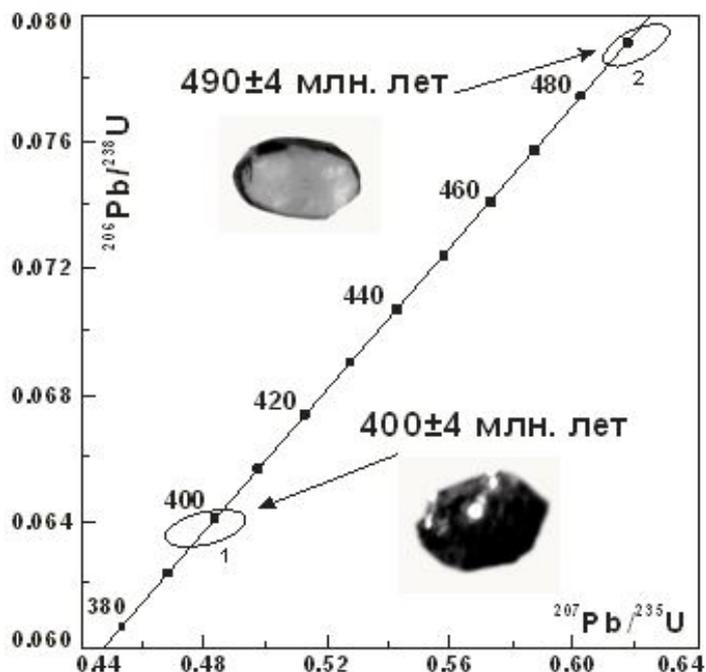


Рисунок 1.9 - Изотопные U-Pb данные для бадделеита (1) и циркона (2) из плагиогнейсов улелейской толщи, Центральное Забайкалье

Эти данные позволяют отнести улелейскую толщу к основанию Куналейского прогиба океанического типа и сопоставлять ее с аналогичными породами Онон-Кулиндинского океанического бассейна Восточного Забайкалья, U-Pb изотопный возраст которых составляет 476 ± 5 млн лет (ранний ордовик) [Гордиенко и др., 2012].

U-Pb диаграмма с конкордией для бадделеита (1) и циркона (2) из плагиогнейса улелейской толщи, Вост. Заб. (проба Кул-35, Гордиенко И.В.)

1.2.4. Для **Центральной части Восточного Забайкалья** получены новые данные по силурийско-девонскому этапу геологического развития.

Силурийско-девонский этап геологического развития начался в раннем девоне и был связан с формированием Монголо-Охотского складчатого пояса, образованного на месте одноименного океанического бассейна. Силурийско-девонская океаническая кора и островные дуги выявлены в Агинской зоне Восточного Забайкалья и в Восточном Хэнтэе Монголии. В Центральном Забайкалье фиксируются только отголоски этих процессов, где во фронтальной зоне активной континентальной окраины (АКО) Сибирского континента в начале девона произошло массовое (более 30 массивов) внедрение базитовых и ультрабазит-базитовых интрузий ингодинского комплекса с U-Pb возрастом по цирконам из габбро и габбро-диоритов 403 ± 5.7 и 395 ± 4.5 млн лет (Котыйский массив Центрального Забайкалья) и 388.7 ± 5.6 - 372 ± 5.5 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) Бальджгольского массива Западного Хэнтэя Монголии, а также девонских гранитоидов с островодужными характеристиками и возрастом 395-405 млн лет в соответствии с рисунком 1.10.

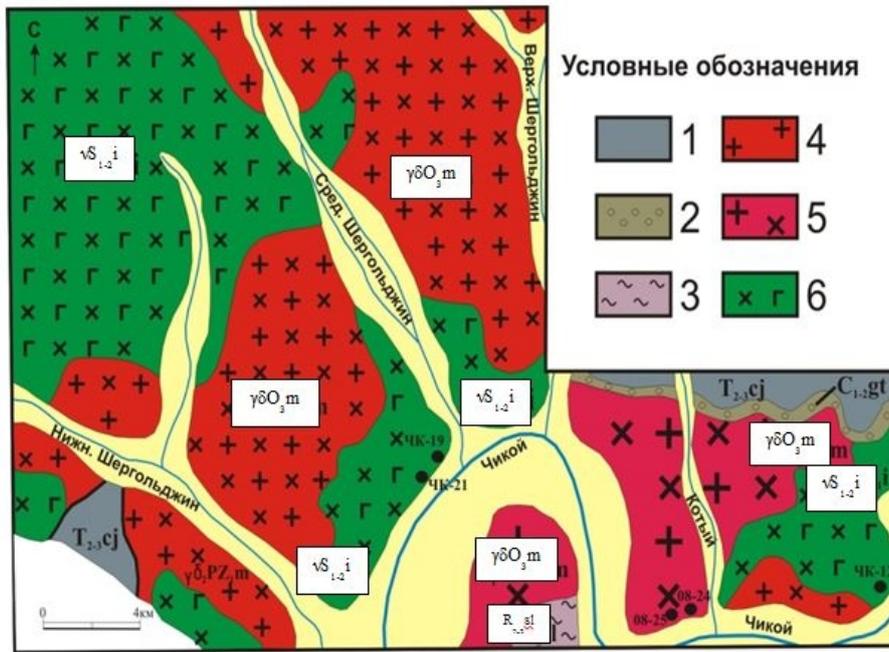


Рисунок 1.10 - Схема геологического строения Котыйского габброидного массива нижнего-среднего девона

1 - базальты, андезитобазальты, андезиты и их туфы чернойровской свиты ($T_{2-3}cj$); 2- конгломераты, песчаники, алевролиты гутайской свиты ($C_{1-2}gt$); 3 - биотит-амфиболовые гнейсы, кристаллические сланцы с горизонтами амфиболитов шильниковской свиты ($R_{2-3}sl$). 4 - даурский интрузивный комплекс ($\gamma\delta O_3m$) 4-5: 4-лейкократовые граниты и плагиограниты (2 фаза); 5-граниты и гранодиориты

(первая фаза); 6 - ингодинский интрузивный комплекс ($vS_{1-2}i$): габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты.

Абсолютный возраст U-Pb методом по выделенным цирконам из габброидов Котыйского массива показал $403 \pm 5.7 - 395 \pm 4.5$ млн лет в соответствии с рисунком 1.11.

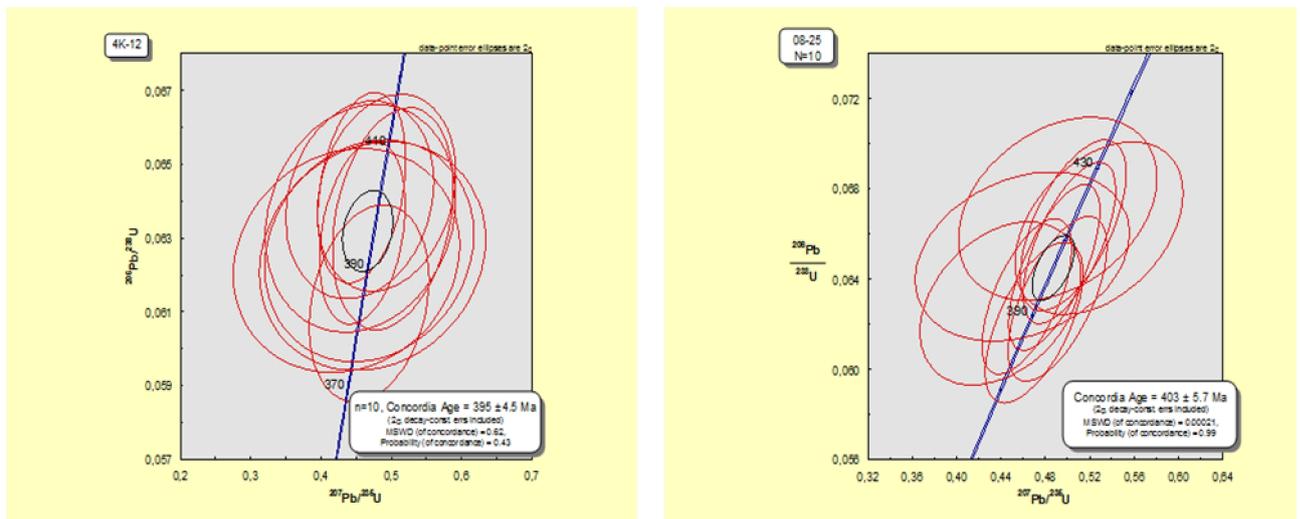


Рисунок 1.11 - Абсолютный возраст (U-Pb метод) габброидов Котыйского массива

1.2.5. Центральное и Южное Забайкалье.

Для Куналейского и Онон-Кулиндинского океанических бассейнов и средне-позднекаменноугольного-раннепермского магматизма Центрального Забайкалья получены новые данные о времени их формирования.

Формирование Куналейского и Онон-Кулиндинского океанических бассейнов завершилось к концу ордовика образованием аккреционно-коллизивной структуры региона, в соответствии с рисунком 2.12. В это время произошло внедрение крупных массивов гранитоидов (Югальский, Киркоротский и др.) в Даурском ареал-плутоне с U-Pb возрастом 472 и 456-458 млн лет (неопубликованные данные). Необходимо заметить, что ранее близкий возраст был получен для гранитоидов малханского комплекса рубидий-стронциевым методом - 427 ± 3 млн лет и U-Pb методом – 450 млн лет.

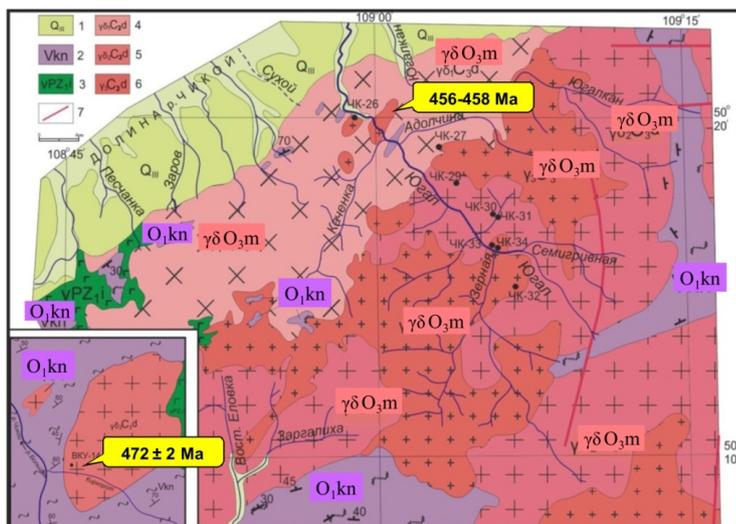


Рисунок 1.12 - Схема геологического строения Югальского гранитоидного массива верхнего ордовика

1-четвертичные отложения; 2-куналейская гнейсово-сланцевая толща (O_1kn); 3-габброидыингодинского комплекса (vS_{1-2i}); Югальский гранитоидный массив (4-6):4-биотитовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты первой фазы ($\gamma\delta O_{3m}$); 5- биотитовые и биотит-роговообманковые порфирированные граниты, гранодиориты и лейкократовые граниты второй фазы ($\gamma\delta O_{3m}$); 6- биотитовые и лейкократовые граниты, аплитовидные граниты третьей фазы ($\gamma\delta O_{3m}$); 7- разломы.

Проведены петролого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования Шарагольского габброидного ареала (Шарагольский, Урлукский, Альбитуйский массивы) верхнепалеозойского возраста. Установлена первичная расслоенность массивов и их принадлежность к пироксенит-габбровому формационному типу, сформированному во внутриплитных условиях.

В верхнем палеозое на территории Южного и Центрального Забайкалья началось формирование ВТС средне-позднекаменно-раннепермского возраста, которое сопровождалось площадными излияниями трахибазальтов (унгуркуйская вулканогенная толща) и комагматичных им интрузий габброидов шарагольского комплекса с последующим образованием в поздней перми–раннем триасе бимодальных вулканических серий и разнообразных гранитоидов (тамирская свита, бичурский, малокуналейский комплексы) в соответствии с рисунком 1.13.

Шарагольский комплекс объединяет разнообразные габброиды, слагающие в пределах изученного района многочисленные небольшие массивы среди палеозойских гранитоидов. Для них характерны близкий петрографический состав и отсутствие эруптивных контактов с гранитоидами. Среди пород комплекса преобладают оливиновые, пироксеновые и амфибол-пироксеновые габбро нормального петрохимического ряда, реже встречаются анортозиты,

габбродиориты, троктолиты, горнблендиты, перидотиты и пироксениты. Породы комплекса распространены в Кударинской и южных склонах Тамирской грив.

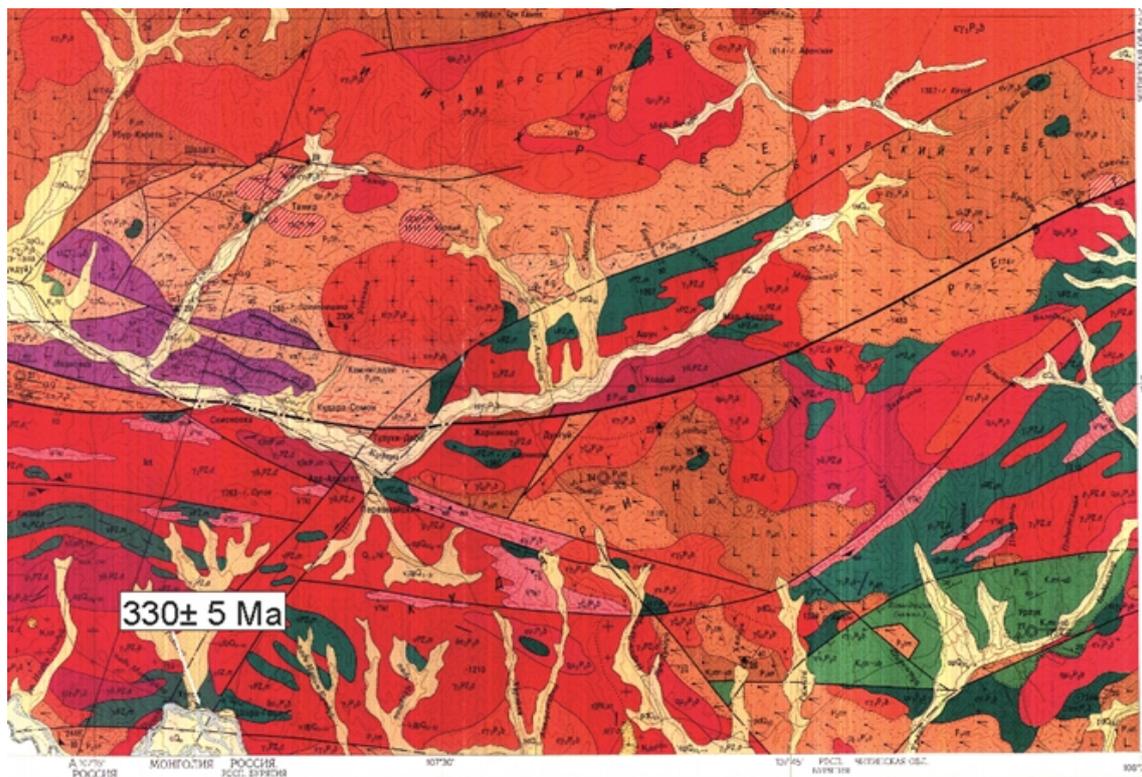


Рисунок 1.13 - Схема геологического строения междуречья Чикоя и Кудары.
По материалам ГДП-200 [В.В. Кошкин и др., 2003]

Довольно крупный массив габброидов расположен в бассейнах рек Мал. Жиндокон - Урлук, в северном борту Урлукской впадины (более 25 км). В строении массива принимают участие в основном мелко-среднезернистые габбро, а также их крупнозернистые и пегматоидные разновидности. Гораздо реже встречаются габбродиориты, анортозиты и горнблендиты. Иногда отмечаются небольшие тела плагиоклазовых перидотитов. Вдоль южной границы массива отмечаются небольшие ксенолиты вулканитов катаевской свиты.

В западной части Кударинской гривы в районе г. Ханхара образования комплекса слагают массив (15 км²) среди гранитов позднепалеозойского возраста в соответствии с рисунком 2.14. К востоку через цепочку небольших тел он соединяется с крупным Шарагольским массивом, расположенным близ пос. Шарагол. Суммарная площадь всех выходов, объединяемых под названием Шарагольского массива составляет 30-35 км². Структура и состав пород от центра тел к периферии меняется от массивной однородной меланократовой крупно- и среднезернистой до пятнистой, пойкилитовой мелкозернистой к периферии. В составе Шарагольского массива обособляется три дискретные петрохимические группы: ультрамафитовая, субультрамафитовая и

мафитовая, отвечающие соответственно следующим петрографическим разностям, различающихся по минеральному и химическому составу. Ультрамафитовая группа представлена кортландитами. Субультрамафитовой группе отнесены троктолиты, пироксениты и оливиновые габбро. Мафитовая группа сложена анортозитами, троктолитами, габбро и габброноритами.

На петрохимических диаграммах точки составов петрографических групп образуют тренды свойственные только перидотит-габбровым плутонам с клинопироксеновым уклоном: изогнутый к вершине CaO в координатах CaO-Al₂O₃-MgO и субвертикальный в координатах CaO-Al₂O₃. Распределение РЗЭ нефракционное с превышением над хондритовыми значениями в интервале в 1-10 раз, при наличии слабой положительной Eu аномалии, низких содержаниях Ta, Nd. Для уточнения возрастного положения интрузивных образований Шарагольского массива авторами проведено изотопное датирование U-Pb методом (Апатиты, аналитик Т.Б. Баянова) габбро нижнего горизонта по цирконам (330 млн лет) и по амфиболу ³⁹Ar-⁴⁰Ar методом (Новосибирск, аналитик А.В. Травин) получен возраст плато 239.8±2.8 млн лет, что соответствует среднему триасу.

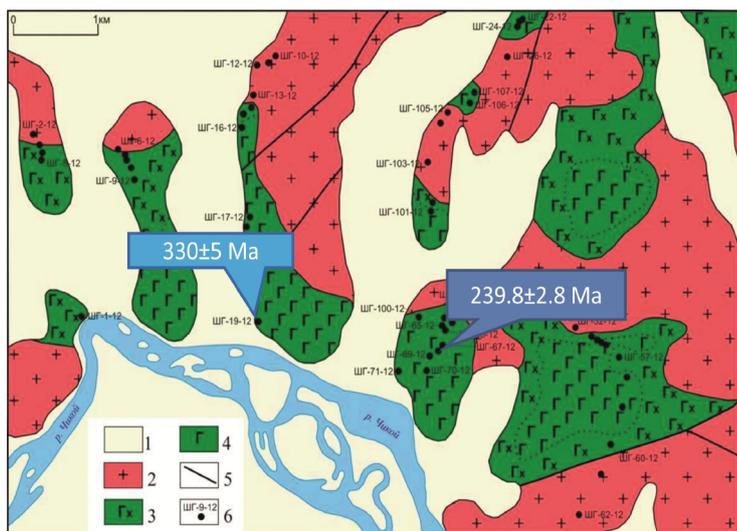


Рисунок 1.14 - Схематическая геологическая карта Шарагольского габброидного массива
1 — четвертичные отложения, 2 — гранитоиды без расчленения, 3 — габбродiorиты и диориты, 4 — габброиды, 5 — разрывные нарушения, 6 — точки наблюдения и их номера.

Последняя цифра, по-видимому, связана с формированием вулканотектонических структур усть-тамирской (черноярской свиты)

среднего-позднего триаса, широко распространенных в данном районе [Гордиенко, 1980]. Урлукский массив расположен в бассейне р. Урлук (севернее междуречья р. Урлук и р. Шаркатуй). Обследованные габброиды представляют собой изолированный коренной выход, расположенный в поле развития кислых туфов тамирской свиты. Массив является западным фрагментом более крупного габброидного тела в соответствии с рисунком 1.15. По своей морфологии выход имеет овальную форму, вытянутую в субмеридианальном направлении, протяженностью около 1 км, по ширине 0,6 км. Массив сложен среднезернистыми габброидами, местами с хорошо выраженной трахитоидностью, иногда слабой полосчатостью. Состав пород варьирует от габброноритов до оливиновых габбро и меланотроктолитов. Вдоль подножия

появляются мелкозернистые амфиболовые габбро. На основании петрографических наблюдений среди пород Урлукского массива выделены следующие разновидности, различающие по составу и структуре: 1) оливиновые габбро; 2) троктолиты; 3) биотит-амфиболовые габбро. Последние по структуре подразделяются на среднезернистые с гипидиоморфной микроструктурой и мелкозернистые с субофитовой микроструктурой.

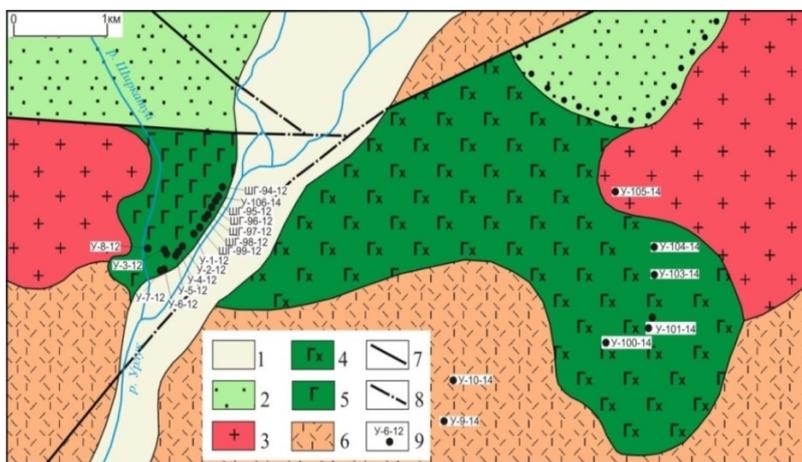


Рисунок 1.15 - Схематическая геологическая карта участка распространения габброидов Урлукского массива.

1 – четвертичные отложения, 2 – меловые отложения, 3 – гранитоиды без расчленения, 4 – габбродиориты и диориты, 5 – габброиды, 6 – осадочно-вулканогенные образования тамирской свиты, 7 – разрывные нарушения, 8 – разрывные нарушения скрытые под вышележащими образованиями, 9 – точки наблюдения и их номера.

В составе Альбитуйского габброидного массива шарагольского комплекса установлены пироксениты, габбро, габбронориты, диориты, которые слагают плитообразное тело среди гранитоидов и отложениях малханской серии позднего рифея – нижнего палеозоя вдоль Чикой-Ингодинского разлома в соответствии с рисунком 1.16.

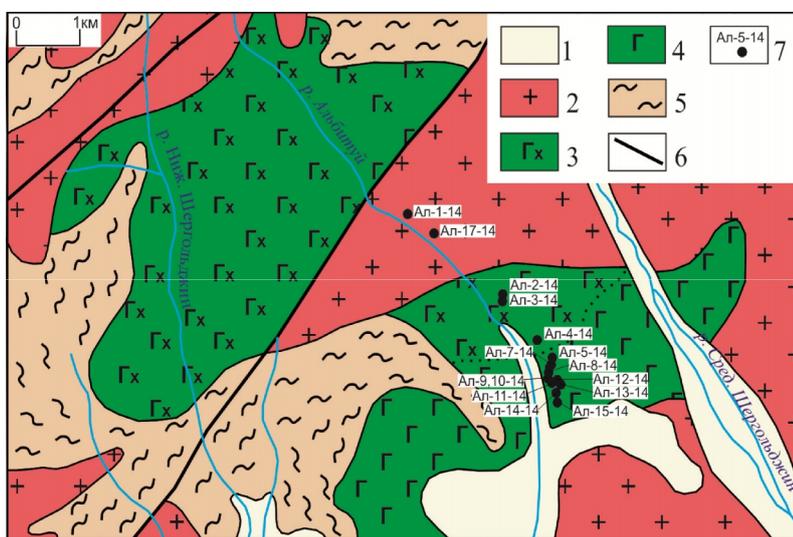


Рисунок 1.16 - Схема геологического строения Альбитуйского габброидного массива.

1 – четвертичные отложения, 2 – гранитоиды без расчленения, 3 – габбродиориты и диориты, 4 – габброиды, 5 – метаморфизованные отложения шильниковской свиты, 6 – разрывные нарушения, 7 – точки наблюдения и их номера.

В габбро отмечаются также мелкие прожилки кварц-полевошпатового состава. Отмечается прорывание габброидов разнообразными гранитами. Установлено, что породы ингодинского комплекса находятся в гальке конгломератов ортинкской и гутайской свит среднего – верхнего карбона – ранней перми. Была сделана предварительная попытка определить геодинамическую обстановку формирования пород изученных габброидных массивов и полей вулканитов в

соответствии с рисунками 1.17 и 1.18. На графике распределения РЗЭ породы изученных массивов располагаются близи спектра ОИВ. Габбро Шарагольского, Урлукского и Альбитуйского массивов характеризуются минимумами Nb, Zr и Ti и максимумом Sr, что сближает их с островодужными ассоциациями пород.

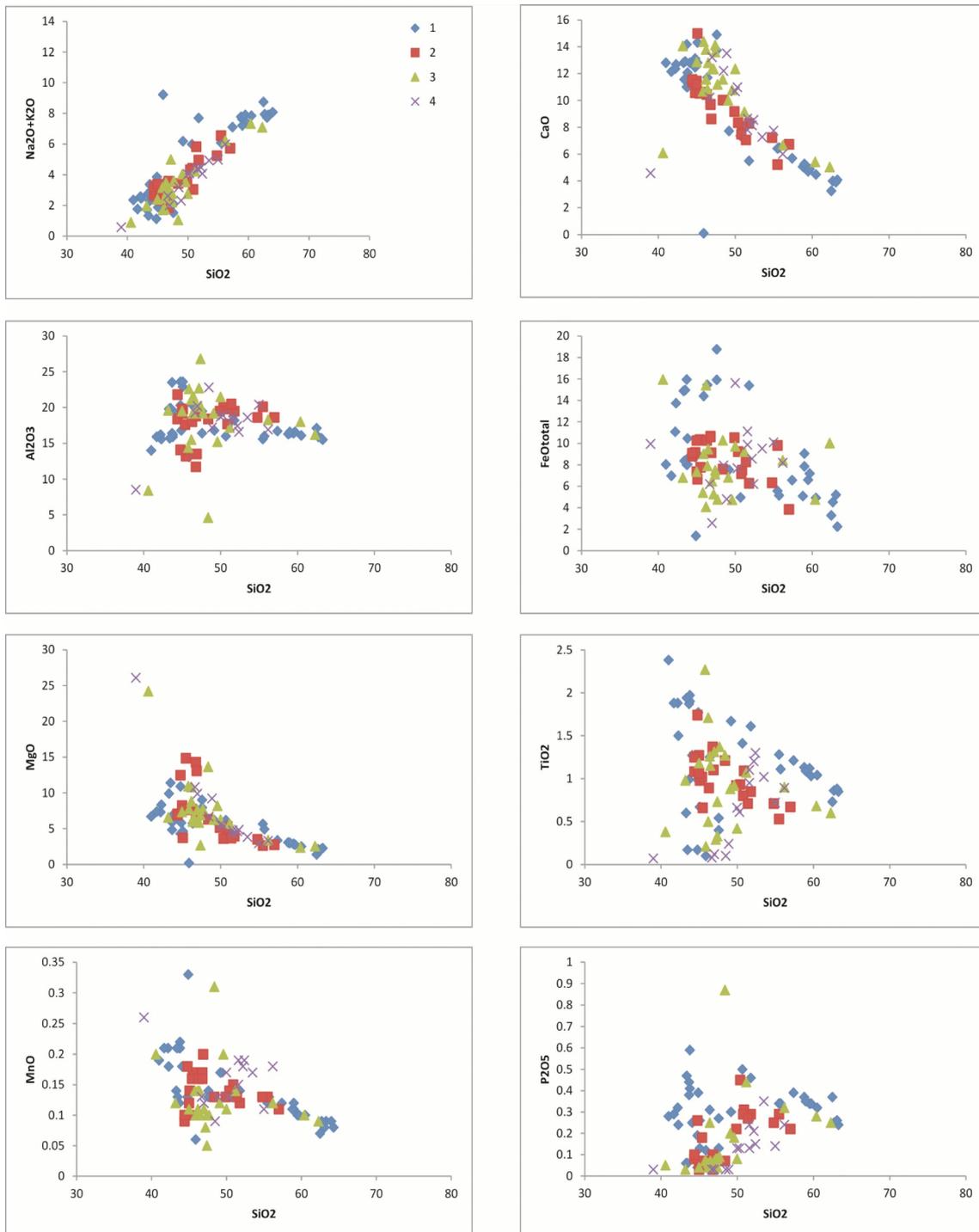


Рисунок 1.17 - Распределение главных компонентов в породах шарагольского комплекса. Массивы: 1 – Унго-Хилокского ареала, 2 – Альбитуйский, 3 – Шарагольский, 4 – Урлукский

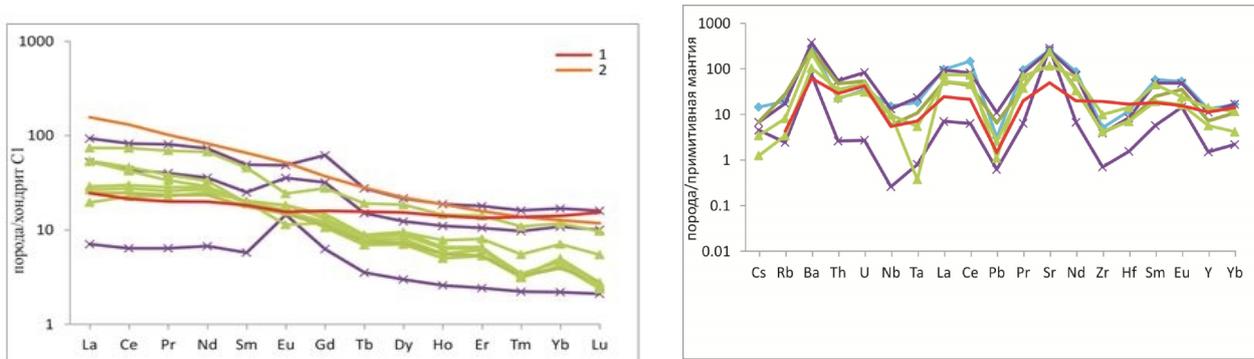


Рисунок 1.18 - Распределение редкоземельных элементов в габброидах шарагольского комплекса. Распределение элементов-примесей в габброидах шарагольского комплекса.

Малханский и Яблонувый хребты на территории Центрального Забайкалья впервые детально изучены.

В тылу АКО в раннем карбоне в рифтогенных прогибах в условиях прибрежно-морского осадконакопления и вулканизма накапливались отложения *гутайской свиты* с фауной брахиопод и мшанок. В последующем, в среднем-позднем карбоне и перми эти рифтогенные процессы проявились на большой территории и были связаны с формированием Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса на АКО Сибирского континента.

Нами впервые детально были изучены ортинкская осадочно-вулканогенная толща, охарактеризованная кордаитовой пермско-каменноугольной флорой. Палеонтологические данные подтверждены установленным нами U-Pb возрастом цирконов из андезитов ортинкской свиты который составляет 276 ± 4 млн лет (бассейн р. Верхний Шергольджин) и $302 - 280 \pm 4$ млн лет (бассейн р. Шимбилик) в соответствии с рисунком 1.19.

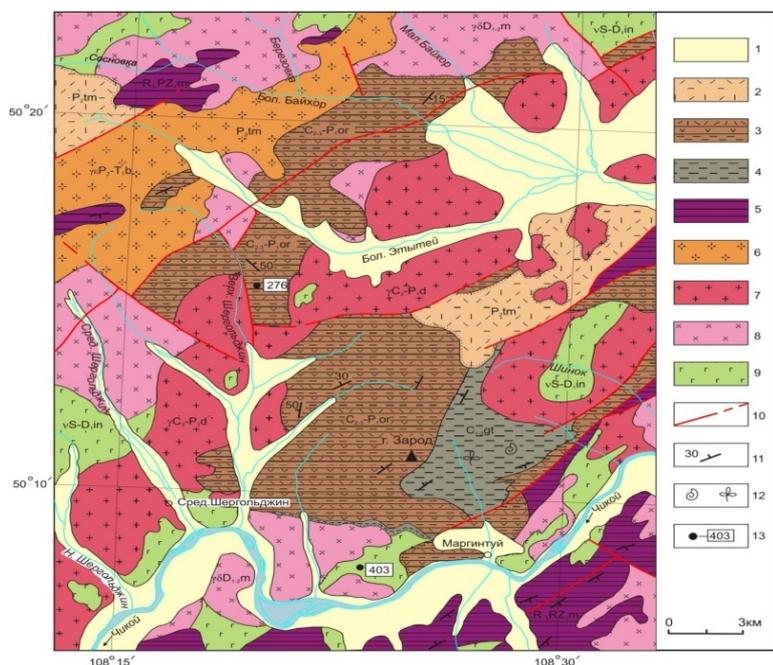


Рисунок 1.19 - Схема геологического строения юго-западной части Малханского хребта (междуречье бассейнов рек Байхор-Шергольджин, правобережье р. Чикой, Центральное Забайкалье)

1 - четвертичные отложения; 2- трахиандезиты, трахиандезибазальты, трахириолиты, трахидациты, их туфы, туфолавы, туфопесчаники, туфоконгломераты (тамирская свита – P_{2tm}); 3 - андезиты, андезибазальты, риодациты, риолиты, их туфы, туфогенно-осадочные породы, конгломераты (ортинкская свита – $C_{2-3-P_{1or}}$); 4 - песчаники, алевролиты, конгломераты, силлы долеритов, риолиты, их туфы (гутайская свита – C_1).

2gt); 5 -малханский осадочно-метаморфический комплекс -R₃ - PZ_{1m}; 6 – сиениты, граниты, граносиениты (бичурский комплекс – γεP₂ - T_{1b}); 7- граниты, граносиениты, гранодиориты, кварцевые диориты (даурский комплекс – γC₃ - P_{1d}); 8 -плагиограниты, граниты, гранодиориты, мигматиты (малханский комплекс – γδD_{1-2m}); 9 -габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты, пироксениты, перидотиты (ингодинский комплекс – νδS-D_{1in}); 10 - разрывные нарушения; 11 - элементы залегания пород; 12 - место находок фауны и флоры; 13 - место отбора проб для геохронологических исследований.

Абсолютный возраст U-Pb методом по цирконам из андезитов ортинкской свиты верховий реки Верхний Шергольджин показал 276±4 млн лет (наши данные, в соответствии с рисунком 1.20).

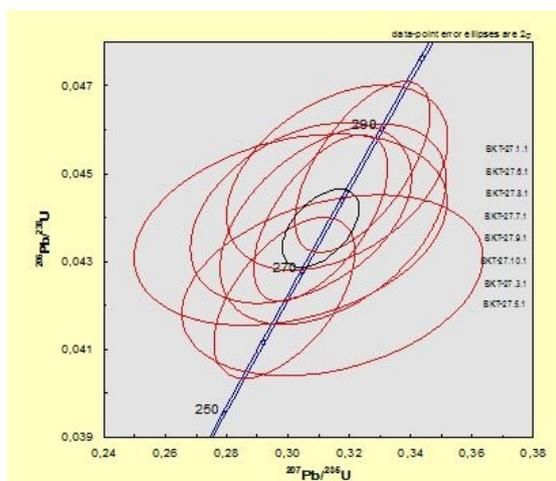


Рисунок 1.20 – Абсолютный возраст (U-Pb метод) ортинкской свиты (р. Верхний Шергольджин)

Concordia Age = **276 ± 4.0 Ma**
 (2s, decay-const. errs included)
 MSWD (of concordance) = 0.26,
 Probability (of concordance) =

Абсолютный возраст U-Pb методом по выделенным цирконам из двух проб андезитов ортинкской свиты в бассейне реки Шимбилик показал 302±8, 280±4 и 276±6 млн лет (наши данные в соответствии с рисунком 2.21), что подтверждает средне-позднекаменноугольный-раннепермский возраст вулканогенных пород этой свиты [Гордиенко, 1974].

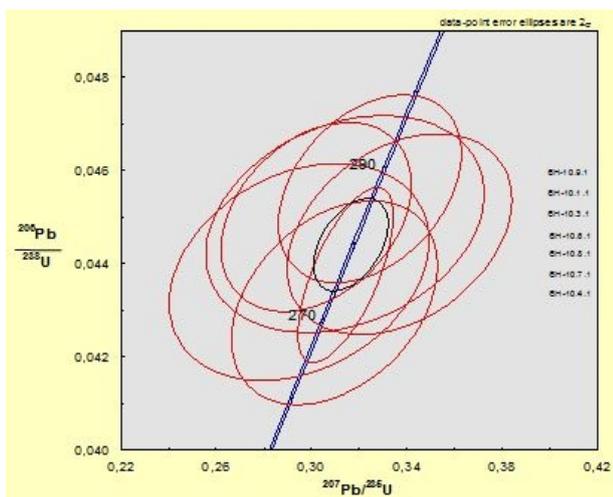


Рисунок 1.21 - Абсолютный возраст (U-Pb метод) ортинкской свиты (р. Шимбилик)

Concordia Age = **280 ± 4.0 Ma**
 (2s, decay-const. errs included)
 MSWD (of concordance) = 0.059,
 Probability (of concordance) =

Собраны дополнительные материалы для характеристики отложений гутайской свиты. Гутайская свита по пади Бенланиха сложена вулканогенно-терригенными породами. В нижней части разреза представлена крупногалечными до валунных слабосортированными полимиктовыми конгломератами. Галька сложена в основном разнообразными вулканитами, редко гранитами,

цемент гравийный полимиктовый. Среди конгломератов наблюдаются прослои грубозернистых полимиктовых песчаников и туфопесчаников, мощностью до 1,5 м. Вверх по разрезу конгломераты сменяются пачкой грубо-среднезернистых песчаников с прослоями алевролитов, туфоалевролитов. Разрез свиты по р. Маргинтуй также сложен в нижней части полимиктовыми конгломератами, но в обломочной части их преобладают гальки гранитоидов. Выше конгломераты сменяются песчаниками с прослоями и линзами конгломератов. Среди песчаников отмечены горизонты пепельно-серых тонкозернистых туфоалевролитов. В стратотипе по р. Гутай свита представлена пачкой туфопесчаников с прослоями туфоалевролитов и туфоаргиллитов среди которых отмечены маломощные прослои кислых вулканитов. По разрезам свиты собраны мшанок, отобраны пробы для палинологических исследований, которые позволят уточнить возрастной диапазон отложений свиты.

Получены новые данные о мезозойском этапе геологического развития Центрального Забайкалья. Собственно мезозойский этап развития Центрального Забайкалья начался со среднего-позднего триаса и охватывал юрский период, когда вновь на больших площадях активизировались рифтогенные процессы, формировались крупные грабен-синклинальные структуры (впадины) с бимодальным вулканизмом (чернояровская, катаевская, тугнуйская и др. свиты). С этим этапом связан интенсивный метаморфизм рифей-палеозойских отложений ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, возраст плато: шильниковская толща - 252 ± 2.9 , грехневская - 253 ± 3 , куналейская - 198.4 ± 2.4 , ортинкская - 118.9 ± 1.7 млн лет) и формирование раннемезозойских интрузий габброидов и гранитоидов. Подобные интрузии гранитоидов с раннемеловым абсолютным возрастом ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод по биотиту, аналитик А.В. Травин) зафиксированы нами в Яблоновом и Малханском хребтах (Улётовский – 125.5 ± 1.2 , Могзон-Чикойский – 123.9 ± 1.3 , Центрально-Яблоновый – 123.7 ± 1.2 млн лет). Подтвержден также нижнемеловой возраст базальтов (Ar-Ar метод, аналитик А.В. Травин) Чикой-Хилокской и Удинской впадин. Особо следует отметить раннемеловой этап развития исследованной территории. С этим этапом связано формирование сводово-глыбовой структуры региона с метаморфическими ядрами, проявление интенсивного базальтового вулканизма во впадинах (Чикой-Хилокской, Удинской и др.) и на сводовых поднятиях, внедрение мафитовых даек и небольших интрузий лейкократовых гранитов с редкометальными пегматитами [Скляр и др., 1997; Загорский, Перетяжко, 2010].

1.2.6 Разработаны экспериментальные и компьютерные модели формирования магматических систем в литосфере островных дуг с учетом пластично-хрупкого перехода

Теоретически обоснован, в соответствии с рисунком 1.22, и экспериментально проверен в соответствии с рисунком 1.23, механизм прорыва магм из материнских очагов, заключающийся в достижении в них критического избыточного давления ($P_{кр.}$), превышающего прочность

вмещающих пород. Величина $P_{кр.}$ прямо пропорционально зависит от высоты столба $H_{кр.}$ очага, а также плотности магмы и флюидной составляющей в очаге $P = \rho_{фл}gh_{фл} + \rho_{м}gh_{м}$. Здесь $\rho_{фл}$ и $\rho_{м}$ – плотность флюида и магмы, $h_{фл}$, $h_{м}$ – высота столба флюида и магмы.

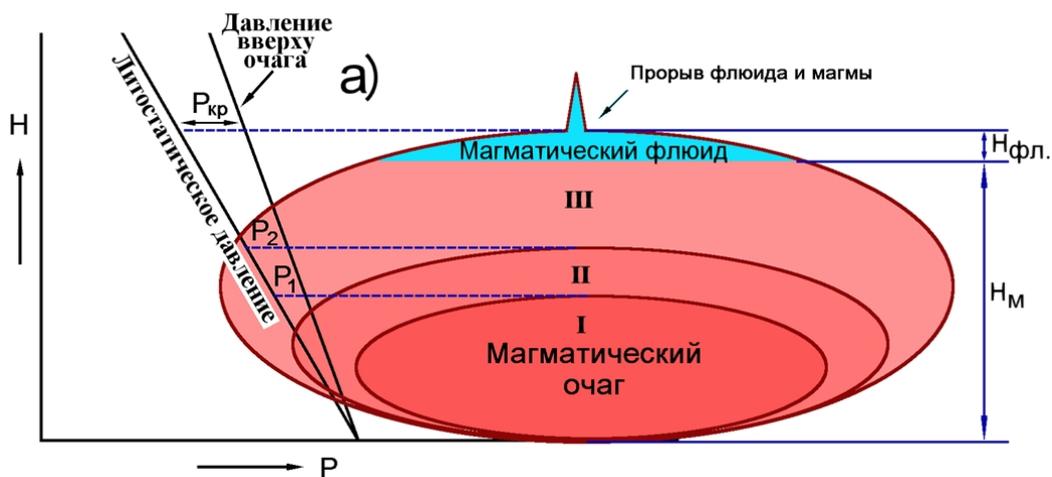


Рисунок 1.22 - Диаграмма литостатического давления и распределения давления в магматическом очаге при его росте

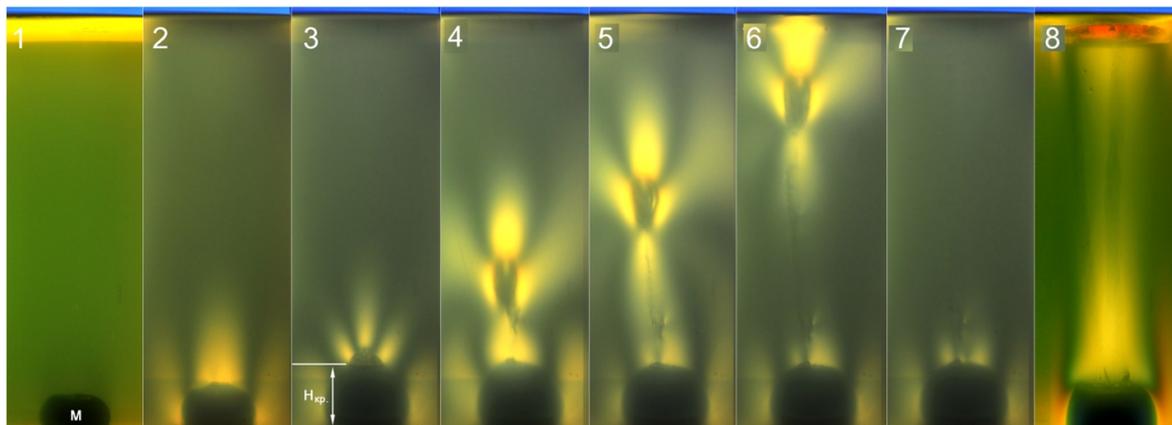


Рисунок 1.23 - Результаты физического эксперимента по моделированию прорыва магматического очага. Пояснения в тексте

Извержения вулканов, большей частью начинаются с выброса пепло-газовой смеси, что обусловлено накоплением в апикальной части флюидной «подушки». Плотность флюида значительно ниже плотности магмы и достижение $P_{кр.}$ во многом обусловлено наличием и вертикальными размерами этой «подушки». В экспериментах на желатиновых моделях показан подъем жидкости, имитирующей магму в «твердой» среде (желатиновый студень). На серии фотографий (в соответствии с рисунком 1.23) буквой М (фото 1) обозначена зона расплавленного желатина, имитирующая магматический очаг. Нагнетание в нее подкрашенной спиртово-водной смеси при достижении $H_{кр.}$ (фото 3) приводит к прорыву и всплыванию порции «расплава». Примечателен факт возникновения столба напряженного состояния вмещающей матрицы (фото 8) при извержении жидкости на поверхность.

Продолжена разработка физико-химических и динамических моделей зон субдукции. Основным результатом динамического моделирования явились расчетные минеральные парагенезисы с водным раствором и газовой фазой всех подсистем модели, лежащих выше погружающейся плиты в соответствии с рисунком 1.24. Общий компонентный состав образующегося в результате дегидратации свободного флюида с глубиной погружения плиты заметно обедняется практически до чистой воды (на глубине 100 км в составе флюида, кроме водорода и кислорода только углерод и сера в пренебрежительно малых количествах).

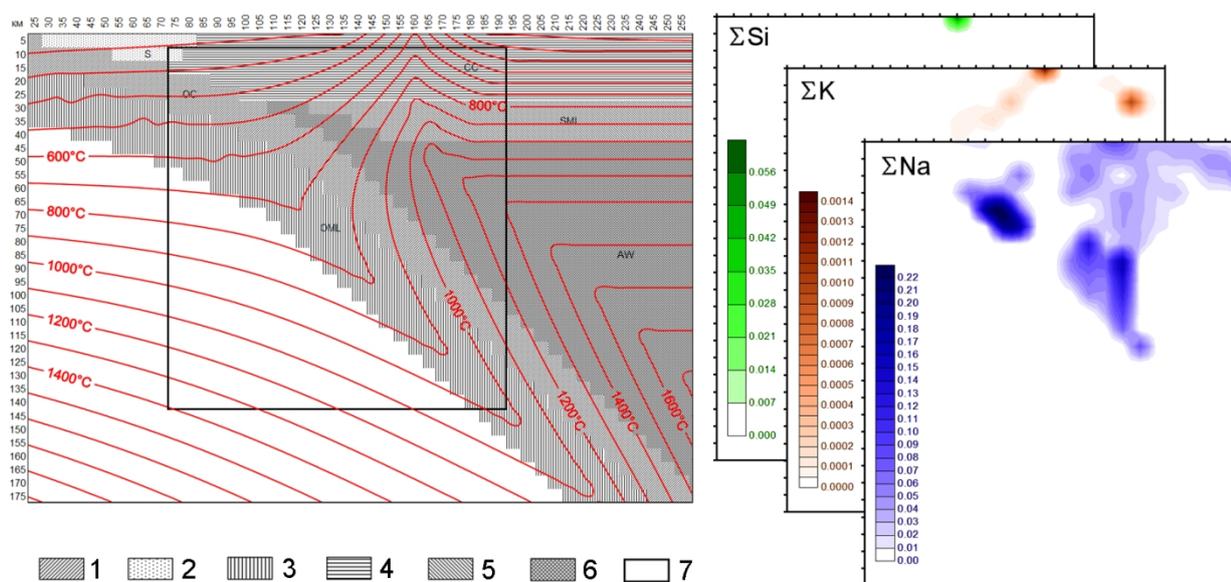


Рисунок 1.24 - Рассчитанное температурное поле в разрезе зоны субдукции океанической плиты и суммарные количества ΣS , ΣK , ΣNa области обведенной рамкой.

Условные обозначения: 1 – океаническая кора (OC), 2 – осадочная аккреционная призма (S), 3 – океаническая мантийная литосфера (OML), 4 – континентальная кора (CC), 5 – субконтинентальная мантийная литосфера (SML), 6 – астеносферный клин (AW), 7 – область расчетов.

Это, несомненно, объясняется, с одной стороны, отсутствием фазы водного раствора (газовая фаза начинает преобладать уже с глубин ~ 80 км), а с другой стороны – истощением самого плитного вещества на более высоких горизонтах. При подъеме флюида в изначально сухие подсистемы мантийного клина и нижней коры вместе с водой усваивается и большая часть других компонентов флюида, поэтому остаточный свободный флюид в этих зонах достаточно беден. На рисунке 2.25 показаны распределения общих количеств кремния, калия и натрия в фазе водного раствора флюида.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты, проведенных исследований сводятся к следующему:

1. Обоснован раннегерцинский этап геологического развития БВСС, в структуре которого выделены разнообразные в формационном отношении отложения первой половины позднего палеозоя, образующие раннегерцинский структурный этаж. Установлено, что раннегерцинский структурный этаж БВСС образован разнообразными в формационном отношении отложениями первой половины верхнего палеозоя и включает два стратиграфических уровня: верхнесилурийско - верхнедевонский (S_2-D_3) и верхнедевонско - среднекаменноугольный ($D_3-C_2^1$). Предложена модель геодинамического развития Байкало-Витимской складчатой системы в первой половине позднего палеозоя. Получены новые данные о среднерифейском возрасте олнинской толщи байкальского структурного этажа БВСС и силурийско-девонском возрасте курбинской свиты, включавшейся ранее в состав каледонского структурного этажа.

2. В Центральном и Восточном Забайкалье получены новые данные об ордовикском времени (U-Pb $490\pm 4 - 450\pm 5$ млн лет) формирования Куналейского и Онон-Кулиндинского океанических бассейнов, подтверждающиеся данными о возрасте гранитоидов (U-Pb 472 и 456-458 млн лет), прорывающих отложения палеобассейна. Также изучены разрезы девонских устьборзинской и цаган-норской свит. Установлено, что по составу, строению и возрасту терригенные отложения устьборзинской свиты хорошо коррелируются с якшинской и ороченской свитами, а цаган-норская свита – с верхней частью разреза точерской свиты Багдаринской подзоны БВСС.

3. Для Центральной части Восточного Забайкалья получены новые данные по силурийско-девонскому этапу геологического развития. В Чикой – Ингодинской и Агинской зонах Восточного Забайкалья и в Восточном Хэнтэе Монголии выявлена силурийско-девонская океаническая кора и островные дуги этого возраста (U-Pb, из габброидов $403\pm 5.7 - 395\pm 4.5$ млн лет и гранитов - 395-405 млн лет).

4. Проведены петролого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования Шарагольского габброидного ареала. Установлена U-Pb возраст- 330 ± 5 млн лет, первичная расслоенность габброидов шарагольского ареала и их принадлежность к пироксенит-габбровому формационному типу, сформированному во внутриплитных условиях.

5. Впервые детально изучены вулcano-тектонические структуры (ВТС) в пределах Малханского и Яблонового хребтов на территории Центрального Забайкалья и получен изотопный возраст ортинкской свиты (U-Pb, $276\pm 4, 302 - 280\pm 4$ млн лет).

6. Подтвержден нижнемеловой возраст базальтов Чикой-Хилокской и Удинской впадин и U-Pb возраст- 330 ± 5 млн лет (Центральное Забайкалье).

7. Разработаны экспериментальные и компьютерные модели формирования магматических систем в литосфере островных дуг с учетом пластично-хрупкого перехода. Теоретически обоснован и экспериментально проверен механизм прорыва магм из материнских очагов. Основными результатами разработки физико-химических и динамических моделей зон субдукции явились расчетные минеральные парагенезисы с водным раствором и газовой фазой всех подсистем модели, лежащих выше погружающейся плиты.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. №12. С. 7-25.
- 2 Зоненшайн Л.П. Реконструкция палеозойских океанов // Дрейф континентов. М.: Наука, 1976. С. 28-71.
- 3 Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР, / В 2-х кн. М.: Недра, 1990.- Кн.1. 327 с. Кн.2. 334 с.
- 4 Хаин, В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000) / М.: Науч. мир. 2001. 604 с.
- 5 Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Отв. ред. В.В. Ярмолюк. М.: Наука, 2010. 604 с.
- 6 Добрецов Н.Л. Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 88-110.
- 7 Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики: Учеб. Пособие / Новосиб. Гос. ун-т. Новосибирск: изд-во НГУ, 2011. 492 с.
- 8 Tectonic Map of Northern-Central-Eastern Asia and Adjacent areas. Scale 1:2500000. Editors-in-chief: O.V. Petrov, YU.G. Leonov, Li Tingdong, O. Tomurtogoo. In the content of author's collective: A.N. Bulgatov, I.V. Gordienko. Картфабрика ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург, 2014. На 15 листах.
- 9 Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойд складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53 - 70.
- 10 Гордиенко И.В., Миронов А.Г. Геодинамическая и металлогеническая эволюция Забайкалья в позднем рифее - палеозое // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 46 - 57.
- 11 Explanatory Note to the Tectonic map of the Northern, Central and Eastern Asia. Scale 1:2500000. Editors-in-chief: Yu.G. Leonov, O.V. Petrov, I.I. Pospelov. Authors: A.N. Bulgatov, Chen Bingwei, I.V. Gordienko, K.S. Ivanov, T.N. Kheraskova, V.A. Koroteev, A.M. Kurchavov, O.V. Petrov, I.I. Pospelov, V.N. Puchkov, Ren Liudong, S.G. Samygin, S.P. Shokalsky, S.D. Sokolov, O. Tomurtogoo. SPb: VSEGEI. Printing House, 2014. -186 p. Chapter 6. Pp. 53-58. Fold systems of Sayan-Baikal Mountain area (A. Bulgatov, I. Gordienko).
- 12 Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3-28.
- 13 Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С. Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // Отечественная геология: 2013. № 3. С. 38 - 46.

- 14 Минина О.Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция). Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Иркутск, 2014. 36 с.
- 15 Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее - палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 589-614.
- 16 Беличенко В.Г., Склярв Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и Геофизика.- 1994. - Т. 35 (7-8). - С. 29 - 40.
- 17 Зорин Ю.А., Склярв Е.В., Беличенко В.Г. Мазукабзов Механизм развития системы островная дуга – задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской горной области в позднем рифее – раннем палеозое / Ю.А. Зорин, // Геология и геофизика. - 2009. - Т. 50 (30). - С. 209 - 226.
- 18 Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Горнова М.А., Томуртоого О., Гонегер Т.А. Геохимические, геохронологические и геодинамические особенности магматизма Харагольского террейна Западного Хэнтэя (Северная Монголия) // Геология и геофизика, 2012, том 53, № 3. С. 365-379.
- 19 Склярв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во РИНЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 192 с.
- 20 Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Первые результаты $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ датирования Малханской гранитно-пегматитовой системы: геодинамические следствия // Доклады академии наук, 2010, том 430, № 5. С. 658-661.
- 21 Гордиенко И.В. Некоторые фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 585-593.