

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

УДК 551.2 (553.04,556.25)

№ гос. рег.

AAAA-A17-117011650013-4

Инв. № 1



УТВЕРЖДЕНО

РЕШЕНИЕМ УЧЕНОГО СОВЕТА

Протокол № 11 от «6» декабря 2018 г.

Председатель Ученого совета,

директор института, д.г.-м.н.

А.А. Цыганков

ОТЧЕТ за 2018 г.
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

Проект IX.124.1.3. Эволюция магматизма и седиментогенеза и ее связь с геодинамическим развитием каледонской и герцинской континентальной коры Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов (промежуточный)

Номер проекта в ИСГЗ ФАНО
0340-2018-0007

Приоритетное направление IX.124. Геодинамические закономерности вещественно-структурной эволюции твердых оболочек Земли

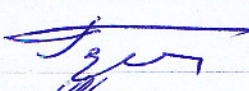
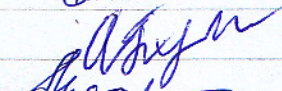
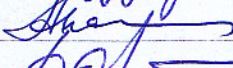
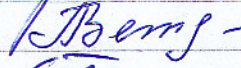
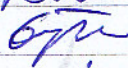
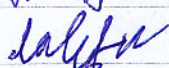
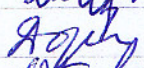
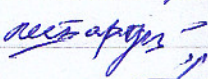
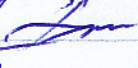
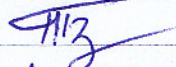
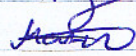
Программа IX.124.1. Глубинная геодинамика и эволюция литосферы: закономерности проявления мантийных плюмов и плитотектонических процессов, динамика осадочных бассейнов

Научный руководитель
д.г.-м.н., чл.-к. РАН

И.В. Гордиенко

Улан-Удэ, 2018

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Должность	Подпись	ФИО
чл.-к. РАН, гл. н. с., советник РАН		И.В. Гордиенко
д. г.-м. н., зав. лаб.		О.Р. Минина
д. г.-м. н., в.н.с.		А.Н. Булгаков
д. г.-м. н., с.н.с.		А.Ю. Антонов
к. г.-м. н., с.н.с.		Д.А. Орсов
к. г.-м. н., с.н.с.		Л.И. Ветлужских
к. г.-м. н., н.с.		Р.А. Бадмацыренова
к. г.-м. н., н.с.		А.Л. Елбаев
к. г.-м. н., н.с.		В.С. Ланцева
м.н. с.		Н.А. Доронина
Переводчик		А.А. Каленых
Инженер 2 кат.		Т.А. Гонегер
Инженер - лаборант		М.Ш. Бардина
лаборант		Н.А. Баженов
аспирант		В.С. Ташлыков
аспирант		М.С. Скрипников

Содержание

Реферат.....	1
Нормативные ссылки.....	2
Введение.....	2
Выбор и обоснование направления исследований.....	3
Основные результаты фундаментальных научных исследований.....	4
Геологические и палеомагнитные исследования Аргунского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса.....	4
Довыренский никеленосный массив Северного Прибайкалья.....	6
Офиолиты Джидинской островодужной системы (Джидинская зона).....	9
Геологические, геохронологические исследования Хэнтей-Даурской складчатой системы (Центральное Забайкалье, Северная Монголия).....	10
Осадочные бассейны Дзун-Модской вулкано-тектонической структуры Харагольской зоны Северной Монголии.....	13
Изотопно-геохронологические исследования источников магматических и метаморфических процессов при формировании континентальной коры Забайкалья..	14
Хамнигадский массив морион-гранитов (Малханский террейн, Центральное Забайкалье).....	16
Sm-Nd и Rb-Sr изотопная систематика основных типов геологических формаций Ципиканского блока Икатской подзоны	17
Возраст, природа и геодинамическая принадлежность гранитоидов и вулканитов Багдаринской и Икатской подзон Витимкан-Ципинской зоны.....	19
Состав и источники сноса багдаринской свиты Багдаринской подзоны.....	22
Осадочные и вулканогенные образования селенгинской серии Баргузино-Витимской зоны (Верхневитимский террейн).....	23
Заключение	26
Список использованных источников.....	30
Приложение А.....	36

Реферат

Отчет 37 с., 19 рис., 64 ист., 1 прил.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА, ЕЕ СВЯЗЬ С ФОРМИРОВАНИЕМ КАЛЕДОНСКОЙ И ГЕРЦИНСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО И МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

На втором этапе исследования по проекту были направлены на изучение геодинамических условий формирования островодужного, коллизионного и плюмового магматизма в истории развития каледонской и герцинской континентальной коры Монголо-Забайкальского региона, определение палеотектонической природы палеозойских осадочных бассейнов и седиментационной эволюции.

В итоге получены новые данные о строении, составе, возрасте и палеомагнетизме неопротерозойско-палеозойских комплексов Аргунского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса. Установлено, что палеомагнитные полюсы не отличаются от сибирских и Аргунский блок не был отделен от Сибирского палеоконтинента и не мог принадлежать микроконтиненту Амурия. В результате детальных исследований вещественного состава магматических комплексов Забайкалья доказана внутриплитная (рифтогенная) природа Йоко-Довыренского никеленосного расслоенного массива Северного Прибайкалья, установлен вендский возраст офиолитов Джидинской островодужной системы, определены состав и раннеюрский возраст морион-гранитов Хамнигадайского массива Центрального Забайкалья. Разработана новая модель геодинамического развития Хэнтэй-Даурской складчатой системы Монголо-Охотского пояса, в ее формировании выделено два главных этапа: позднекаледонский и раннегерцинский, а также завершающий позднегерцинский.

Проведены комплексные исследования субдукционного и коллизионного магматизма байкалитид, каледонид и герцинитид Забайкалья, что позволило выяснить роль мантийной и коровой составляющих в области генерации родоначальных расплавов, выделены три главных этапа формирования основной массы континентальной коры изученного региона: архей-палеопротерозойский, мезо-неопротерозойский и палеозойский. Получены новые данные по U-Pb и модельному возрасту протолитов гранитоидов и детритовых цирконов в осадочных толщах Багдаринской зоны. Установлен возраст, реконструированы обстановки седиментации и геодинамические условия формирования осадочных комплексов Хэнтэй-Даурской, Баргузино-Витимской и Витимкан-Ципинской зон.

Ключевые слова: магматизм, седиментогенез, континентальная кора, модельный возраст, геодинамические обстановки.

Нормативные ссылки

Настоящий отчет о НИР составлен с использованием Государственного стандарта ГОСТ 7.32-2001 в редакции 07.09.2005 г.

Введение

Настоящий отчет является промежуточным по теме: «Эволюция магматизма и седиментогенеза, ее связь с формированием каледонской и герцинской континентальной коры Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов» (2017-2020 гг.).

Исследование древних океанов, активных окраин и процессов формирования коры континентов Земли уделяется огромное внимание [Зоненшайн и др., 1976, 1990, 1993; Хаин, 2001; Добрецов и др., 2001 и др.]. Магматические процессы являются основным индикатором перестройки и трансформации мантии и литосферы Земли и отражают динамику тепломассообмена в верхних слоях Земли. Индикаторами магматических процессов служат разнообразные интрузивные и вулканические породы корового и мантийного происхождения [Богатиков и др., 2010; Добрецов, 1981, 2010, 2011 и др.]. В свою очередь, магматические процессы определяют различные типы осадочных бассейнов (океанические, задуговые, преддуговые, шельфовые и др.). Образование бассейнов сложный комплексный процесс, в котором задействованы одновременно события, происходящие на разных уровнях литосферы. Осадочные и осадочно-вулканогенные формации с характерным набором признаков служат индикаторами определенных геодинамических режимов [Литогеодинамика..., 1998; Попов и др., 1985; Романовский, 1988, 1993 и др.].

Для исследования магматизма и осадконакопления в пределах Монголо-Забайкальского региона значительный интерес представляют Центрально-Азиатский и Монголо-Охотский складчатые пояса, возникшие на месте Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов (Зоненшайн и др., 1990; Гордиенко и др., 2014, 2016; Коваленко и др., 1999 и др.). Несмотря на длительное изучение, остаются нерешенными многие вопросы, связанные с эволюции магматизма, осадконакопления и эволюцией основных типов структур Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского орогенных поясов. Поэтому изучение эволюции магматизма и седиментогенеза, определение возраста и геодинамических обстановок формирования как магматических, так и осадочных комплексов, изучение основных типов тектонических структур, связанных с формированием каледонской и герцинской континентальной коры этих складчатых поясов, остается актуальным.

В результате исследований важно выявить специфику соотношения процессов магматизма и седиментогенеза, разработать тектоно-петрологические модели проявления субдукционных и коллизионных процессов в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского

региона, получить новые данные по возрасту, генетическим типам и геодинамическим условиям формирования вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных толщ.

Выбор и обоснование направления исследований

Основной целью научного проекта IX.124.1.3 является изучение эволюции магматизма и седиментогенеза в основных типах тектонических структур, связанных с формированием каледонской и герцинской континентальной коры Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов. Проектом предусматривается определение геодинамических условий формирования венд - палеозойского океанического, островодужного и аккреционно-коллизийного магматизма и выявление связей магматических процессов с формированием различных геодинамических типов осадочных палеозойских бассейнов и их эволюцией в зоне взаимодействия Сибирского континента, Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов.

На 2018 год планировалось выявить, с учетом изотопных, петролого-геохимических, геохронологических данных, специфику процессов магматизма и метаморфизма, разработать тектоно-петрологические модели для различных геодинамических процессов, установить их роль в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона. Для решения поставленных задач необходимо было обобщить имеющиеся геологические и петролого-геохимические данные и провести геологические полевые исследования по изучению магматических и осадочных комплексов Джидинской, Витимкан-Ципинской, Хэнтэй-Даурской, Баргузино-Витимской структурно-формационных зон региона.

В соответствии с поставленными задачами были:

- изучены вещественный состав, абсолютный возраст и геодинамические условия формирования индикаторных каледонских и герцинских ультрабазитовых, базитовых и гранитоидных массивов Забайкалья и Северной Монголии; отобраны пробы для дальнейших петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований;

- проведено геологическое и палеонтологическое изучение осадочных комплексов в Баргузино-Витимской, Витимкан-Ципинской зонах Западного Забайкалья, Хангай-Хэнтэйской зоне Северной Монголии. Собраны материалы для литолого-фациальных, минералогических, изотопно-геохимических, геохронологических (U-Pb датирование методом LA-ICP-MS детритовых цирконов) и палеонтологических исследований. Проведен отбор проб на петро-и палеомагнитные исследования из неопротерозойских и палеозойских образований.

Основные результаты фундаментальных научных исследований

1. Геологические и палеомагнитные исследования Аргунского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса.

Получены новые данные о геологическом строении, составе, возрасте и палеомагнетизме неопротерозойско-палеозойских комплексов территории Приаргуныя в Восточном Забайкалье [Gordienko I.V. et al., 2018]. Рассмотрены проблемы, связанные с выделением Аргунского террейна в составе композитных блоков восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса (МОСП), которую традиционно объединяют под названием Амурский супертеррейн. Существует несколько вариантов тектонического районирования МОСП, которые различаются как в деталях внутреннего строения, так и положению внешних границ пояса в соответствии с рисунком 1.

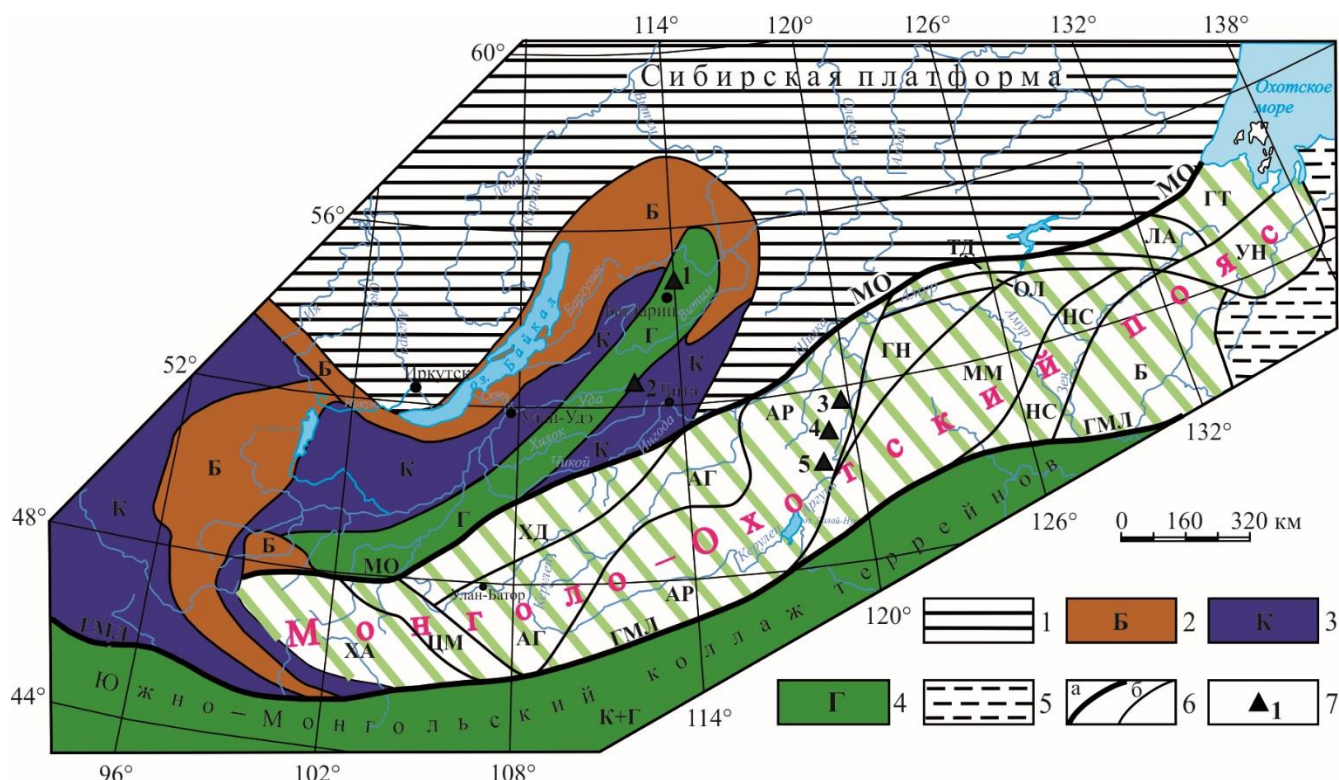


Рисунок 1. - Схема тектонического строения Монголо-Охотского орогенного пояса в структурах складчатого обрамления юга Сибирской платформы [Gordienko I.V. et al., 2018].

1 – Сибирская платформа; 2 – преимущественно байкальские (Б) кратонные, океанические, островодужные и коллизионные комплексы – NP; 3 – преимущественно каледонские (К) океанические, островодужные и коллизионные комплексы – V-PZ₁; 4 – преимущественно герцинские (Г) океанические, островодужные и аккреционно-коллизионные комплексы PZ₂₋₃; 5 – мезозойды Сихотэ-Алинского орогенного пояса; 6 – (а) глубинные сдвиги, надвиги, сутурные швы: Монголо-Охотский – МО, Главный Монгольский – ГМЛ и (б) границы складчатых сооружений и террейнов; 7 – участки проведения комплексных геологических и палеомагнитных исследований: 1 – Багдаринский и Уакитский прогибы герцинид, 2 – Удино-Витимский прогиб ранних каледонид и герцинид. Аргунский супертеррейн (3-5): 3 – Газимурско-Нерчинско-Заводская площадь, 4 – Георгиевская площадь, 5 – Бырка-Заурулжонгуевская площадь.

Тектоно-стратиграфические супертеррейны в пределах Монголо-Охотского пояса: ХА – Хангайский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ХД – Хэнтэй-Даурский, АГ – Агинский, АР – Аргунский, ОЛ – Олдойский, ГН – Гонжинский, ММ – Мамынский, НС – Нора-Сухотинский, Б – Буреинский, ТД – Тукурингро-Джагдинский, ЛА – Ланский, ГТ – Галамско-Тугурский, УН – Ульбанский.

В рамках нашей интерпретации, складчатые структуры пояса по Монголо-Охотской сутуре (МО) на севере и северо-западе контактирует с выступами фундамента Сибирской платформы и Саяно-Байкальским коллажем террейнов, причлененных к кратону в течение неопротерозоя и палеозоя. Внутренняя структура пояса представлена разновозрастными террейнами различной геодинамической природы, которые участвовали в закрытии Монголо-Охотского океана. Аргунский террейн, расположенный на территории Забайкальского края и смежных районах Монголии, занимает центральное место в структуре МОСП. В его строении участвуют разновозрастные (от докембрия до кайнозоя) осадочные, осадочно-вулканогенные, вулканогенные, метаморфические и магматические породы. Наши исследования были направлены на изучении геологического строения, возраста и палеомагнетизма древних, венд–кембрийских отложений восточно-забайкальской части Аргунского террейна на трех участках: Бырка-Заурулюнгуевском, Георгиевском и Газимур-Нерчинско-Заводском. Анализ геологического строения и геодинамического развития Аргунского террейна центральной части МОСП указывает на его единство с окружающими позднедокембрийско – палеозойскими структурами складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Это единство выражается близким составом, отсутствием архей-раннепротерозойских ассоциаций и преимущественно неопротерозойским возрастом источников венд – раннепалеозойских структурно-вещественных комплексов террейна. Эволюция террейна в неопротерозое и палеозое тесно связано с континентальной окраиной, формированием островодужных систем, активных и пассивных континентальных окраин на океанической и переходной коре Палеоазитского и Монголо-Охотского океанов. Это были единые крупные бассейны седиментации и магматизма по всему складчатому обрамлению Сибирской платформы, и поэтому существование Амурского суперконтинента как самостоятельной глобальной структуры в это время не возможно. Полученные палеомагнитные данные позволяют обосновать экваториальное положение осадочного бассейна в интервале 560 – 525 млн лет. (рис. 2.).

Соответственно Аргунский блок в то время либо не был отделен от Сибирского палеоконтинента и осадочные серии могли формироваться непосредственно на его окраине, либо размеры разделяющего их океанического бассейна были крайне малы. Полученный вывод имеет принципиальное значение для обоснования существования или отсутствия Амурского

супертеррейна и реконструкции геодинамической эволюции восточной части Монголо-Охотского пояса на рубеже неопротерозоя и палеозоя.

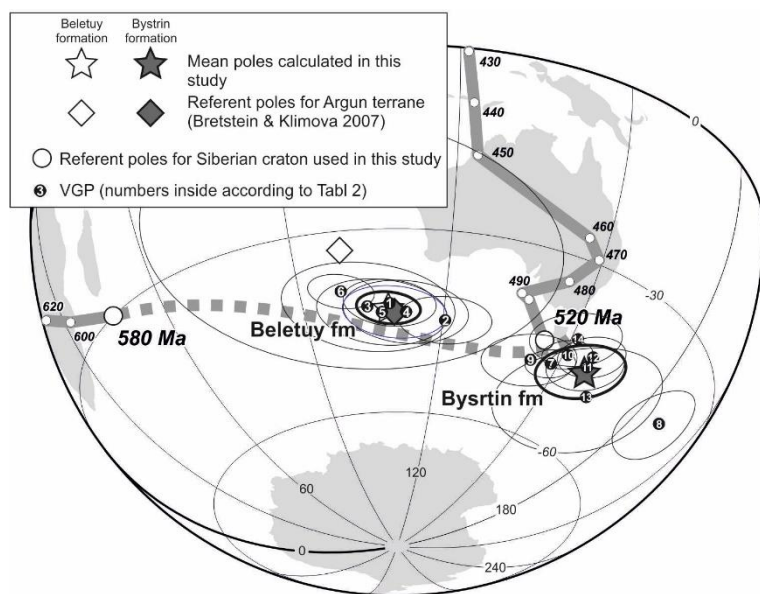


Рисунок 2. Палеомагнитные полюса, рассчитанные для Аргунского террейна [Gordienko I.V. et al., 2018].

Примечание. Сплошная линия демонстрирует предполагаемое полярное перемещение (APWP) Сибири. Пунктирная линия представляет собой гипотетический путь APW для периода ~520-580 млн лет. Палеомагнитные данные по (Метелкин и др., 2013; (Cocks, Torsvik, 2007). Числа рядом с палеомагнитными полюсами обозначают их абсолютный возраст.

2. Проведены исследования Довыренского никеленосного массива Северного Прибайкалья.

В результате геологического, минералогического и петро- геохимического изучения выявлены минералогические и геохимические индикаторы условий формирования габбро-перидотитовых силлов и их ксенолитов в неопротерозойском довыренском никеленосном интрузивном комплексе (Северное Прибайкалье), доказана его внутриплитная (рифтогенная) природа [Орсоев и др., 2018].

Габбро-перидотитовые силлы в виде пачки протяженных перемежающихся тел с вмещающими терригенно-карбонатными породами наблюдаются вдоль всего северо-западного (нижнего) контакта Йоко-Довыренского массива (рис. 3). Показано, что ксенолиты, обнаруженные нами в габброидной зоне Йоко-Довыренского расслоенного массива (рис 3), принадлежат фрагментам пород габбро-перидотитовых силлов, что убедительно свидетельствует, вопреки сложившемуся мнению, о принадлежности силлов к более ранней фазе внедрения относительно главного объема довыренской магмы.

Наиболее мощные силлы дифференцированы от плагиолерцолитов до оливиновых габброноритов (рис. 4), в результате фракционной кристаллизации единого родоначального расплава, который в момент внедрения в магматическую камеру уже содержал до 10 % интрателлурического оливина и кристаллизовался при давлении около 2 кбар и начальной температуре 1103-1138°C. Основными закономерностями изменения химического состава породообразующих минералов в процессе кристаллизации являются синхронное увеличение железистости в феррических минералах и уменьшение основности плагиоклаза, а также поведение

изоморфных примесей в оливине (NiO, MnO), клинопироксене (Cr₂O₃, MnO), ортопироксене (Al₂O₃, CaO), флогопите (Cl) и плагиоклазе (FeO).

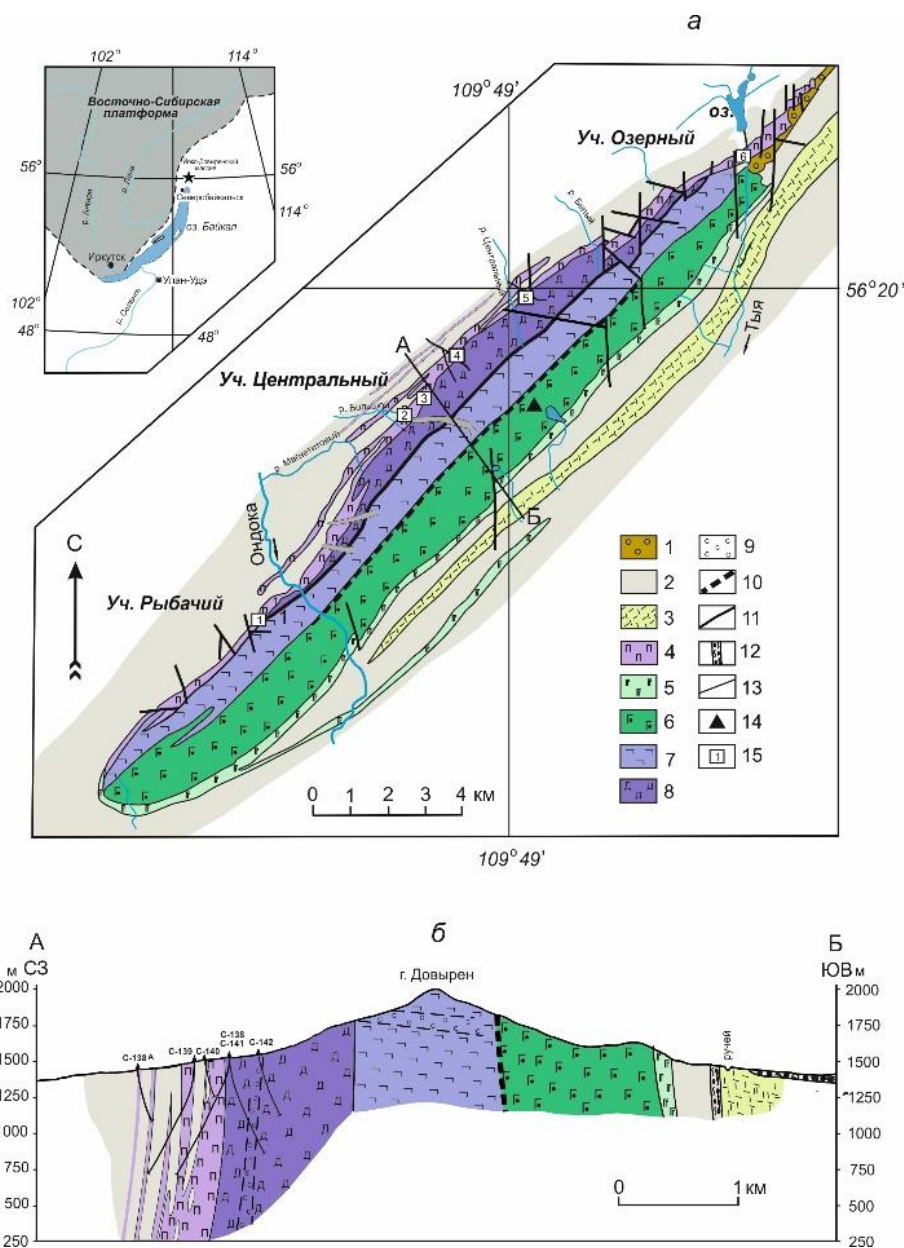


Рисунок 3. Схема геологического строения Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива с положением приподошвенных габбро-перидотитовых силлов (а) и поперечный разрез по линии АБ (б). По материалам А.Г. Степина (1992 г.) с дополнениями и упрощениями.

1 – холоднинская свита; 2 – ондокская свита; 3 – базальты, их туфы с прослоями вулканитов риолитового состава инятукской свиты; 4-10 - довыренский интрузивный комплекс: 4 – габбро-перидотитовые силлы, 5 - силлы и дайки кварцсодержащих гранофировых габброноритов, 6 - оливиновые габбро и габбронориты, 7 – чередование плагиодунитов и троктолитов, 8 – дуниты, 9 – зоны серпентинизации, 10 – платиноносный горизонт – «Риф I»; 11 – разрывные тектонические нарушения; 12 – зоны тектонического меланжа; 13 – геологические границы между породами, 14 - место находки ксенолитов плагиоклазовых перидотитов; 15 - участки опробования габбро-

перidotитовых силлов: 1 – уч. Рыбачий; 2-5 – уч. Центральный: 2 - руч. Большой, 3 – канавы и разрез вдоль дороги, 4 - руч. Безымянный, 5 – силл «Верблюд»; 6 – уч. Школьный (шурфы, канава). На врезке – положение Йоко-Довыренского массива в структуре складчатого обрамления (белый фон) Восточно-Сибирской платформы.

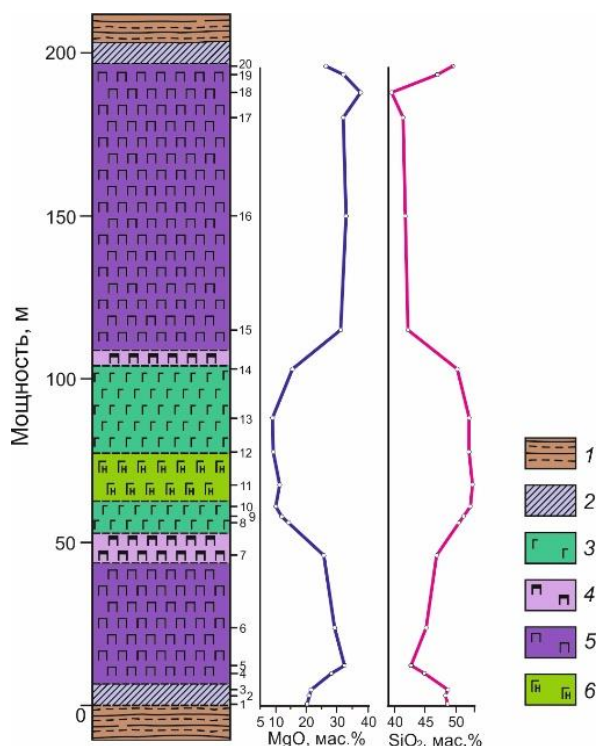


Рисунок 4. Разрез габбро-перidotитового силла «Верблюд» и характер распределения MgO и SiO_2 . С правой стороны колонки – номера проб. Местоположение разреза см. рис. 1, уч. 5.) 1 - глинисто-углистые сланцы и алевролиты ондокской свиты; 2 - эндоконтактные породы зоны закали; 3 - оливиновые габбронориты; 4 - оливиновые плагиовестериты и меланократовые оливиновые габбронориты; 5 - плагиолерцолиты; 6 - дайка кварцсодержащих безоливиновых габбро-диабазов.

Родоначальный расплав, вычисленный по зоне закали, отвечает низкотитанистому, высокомагнезиальному пикробазальту нормальной щелочности. По геохимическим характеристикам он коррелируется с вулканитами внутриплитных магматических ассоциаций рифтогенной природы (рис. 5).

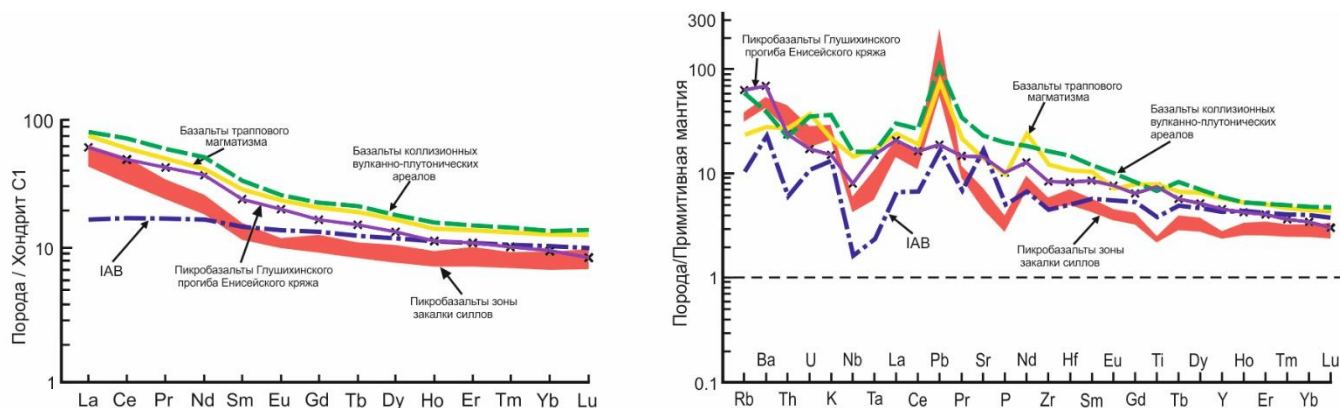
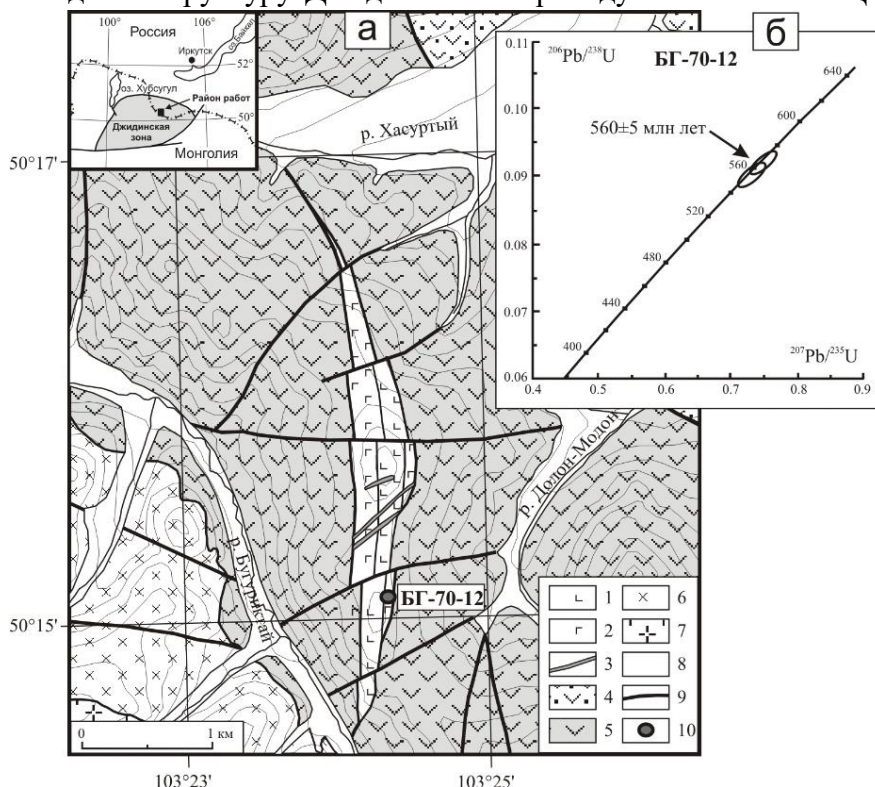


Рисунок 5. Характер распределения редкоземельных и редких элементов, нормированных на хондрит C1 и примитивную мантию (Sun, McDonough, 1989), в пикробазальтах зоны закали габбро-перidotитовых силлов. Эталонные спектры базальтов траппового магматизма и коллизионных вулканно-плутонических ареалов по (Гущин и др., 2014), базальтов островных дуг (IAB) по (Иванов и др., 2008), пикробазальтов Глицихинского прогиба Енисейского края по (Ножкин и др., 2013).

3. Исследованы офиолиты Джидинской островодужной системы (Джидинская зона).

Получены новые данные по составу и U-Pb возрасту ультрамафит-мафитовой ассоциации Джидинской островодужной системы (Джидинская зона) [Елбаев и др., 2018]. Установлено, что изученная ассоциация (Бугуриктайский массив) относится к офиолитам супрасубдукционного типа и входит в структуру Джидинской островодужной системы Центрально-Азиатского складчатого



пояса [Альмухамедов и др., 1996] (рис. 6).

Рисунок 6. а) схема геологического строения Бугуриктайского массива по данным В.Д. Баянова и др., с изменениями, б) изотопная U-Pb-диаграмма с конкордией, построенная по результатам ID-TIMS-анализа зерен циркона из габбро Бугуриктайского массива.

1-3 офиолитовая ассоциация (Бугуриктайский массив): 1 – дуниты, верлиты, клинопироксениты, 2 – габбро-пироксениты, габбро,

лейкогаббро, 3 – дайки долеритов и габбро-долеритов; 4-5 – островодужная вулканическая серия: 4 – базальтовая толща (V-C₁), 5 – туфовая толща (PZ₁); 6 – островодужная габбро-гранитная серия (V-C₁); 7 – сиениты, граносиениты (PZ₃); 8 – четвертичные отложения; 9 – разрывные нарушения; 10 – точка отбора геохронологической пробы.

Для пород массива типично низкое суммарное содержание РЗЭ ($\Sigma \text{РЗЭ} = 1,35 - 5,50$). При этом видна тенденция увеличения РЗЭ с уменьшением содержания в породе MgO (рис. 7). Спектры распределения РЗЭ, имеют пологие положительные наклоны и характеризуются отчётливым дефицитом ЛРЗЭ ($(\text{La/Yb})_N = 0,31-0,62$) и незначительной положительной Eu-аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 1,22 - 1,29$).

По уровню концентраций и графикам распределения РЗЭ рассматриваемые породы сопоставимы со средними составами фанерозойских офиолитов [Колман, 1979]. Результаты Sm-Nd исследований показали, что породы Бугуриктайского массива характеризуются положительными величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = + 9.3$ и высокими отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.267$, близкими к деплетированной мантии. Для габброидов Бугуриктайского массива характерны большая степень

истощения, г/т: Zr (7,9–8,7), Nb (0,05–0,07), Ta (0,02–0,03) и слабое обогащение Ba (20–32), Sr (69–145) по сравнению с N-MORB, что свидетельствует о некотором обогащении источника субдукционным компонентом.

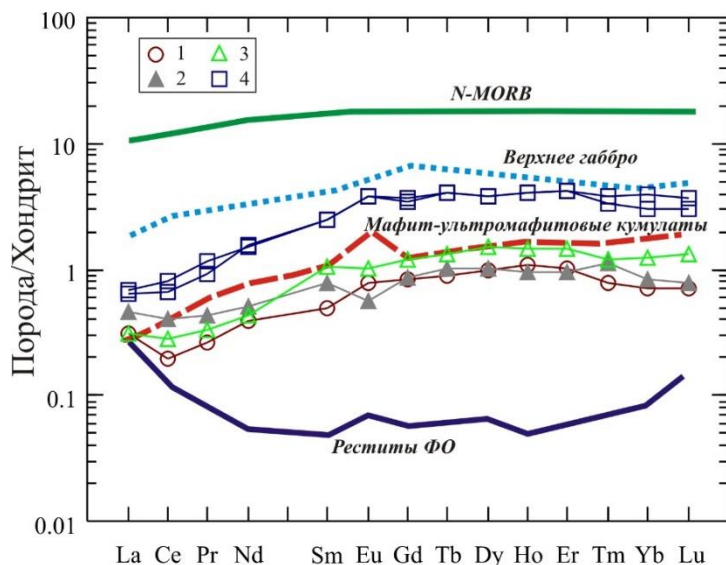


Рисунок 7. Распределение РЗЭ (нормированы на хондрит C1 по [McDonough, Sun, 1995]) в породах Бугуриктайского массива: 1 – верлит, 2 – оливиновый клинопироксенит, 3 – клинопироксенит, 4 – габбро.

Получены новые изотопно-геохронологические данные, свидетельствующие о том, что Бугуриктайский ультрамафит-мафитовый массив Джидинской зоны Юго-Западного Забайкалья сформировался в венде (560 ± 5 млн лет, U-Pb метод). (рис. 6).

По структурной позиции, геохимическому составу и времени проявления породы Бугуриктайского массива сопоставимы с кумулятивными комплексами офиолитовых ассоциаций Тувы и Западной Монголии [Хаин и др., 1995, Гибшер и др., 2001]. Для габброидов Бугуриктайского массива характерны большая степень истощения, г/т: Zr (7,9–8,7), Nb (0,05–0,07), Ta (0,02–0,03) и слабое обогащение Ba (20–32), Sr (69–145) по сравнению с N-MORB, что свидетельствует о некотором обогащении источника субдукционным компонентом. Таким образом, установлено, что изученная ультрамафит-мафитовая ассоциация (Бугуриктайский массив) Джидинской островодужной системы относится к офиолитам вендского возраста, связанных с развитием Палеоазиатского океана [Гордиенко и др., 2007].

4. Геологические, геохронологические исследования Хэнтей-Даурской складчатой системы (Центральное Забайкалье, Северная Монголия).

В 2018 году были завершены многолетние исследования крупной Хэнтей-Даурской складчатой системы, охватывающей пограничные районы Северной Монголии и Центрального Забайкалья [Гордиенко и др., 2018]. Несмотря на длительную историю изучения структур этой системы, их природа до сих пор остается предметом дискуссий. До появления новой глобальной тектоники или тектоники литосферных плит эти структуры назывались регенерированными

геосинклинальными прогибами или моногеосинклиналями [Маринов, 1973; Амантов, 1975 и др.]. В последующем с появлением мобилистских реконструкций и террейнового анализа возникли новые представления о связи этих структур с развитием Центрально-Азиатского (ЦАСП) и Монголо-Охотского (МОСП) складчатых поясов, которые сформировались на месте соответственно Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов и их окраин [Гордиенко, 1987; Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1999]. Нашими исследованиями была охвачена площадь Хэнтэй-Даурского сводово-глыбового поднятия, где на геологических картах этой обширной территории выделяется протяженная полоса палеозойских террейнов различной геодинамической природы, входящих в состав Монголо-Охотского складчатого пояса. В соответствии с плитотектоническим анализом в её структуре нами выделяются океанические, преддуговые, задуговые, островодужные, аккреционные и коллизионные комплексы раннего, среднего и позднего палеозоя (рис. 8).

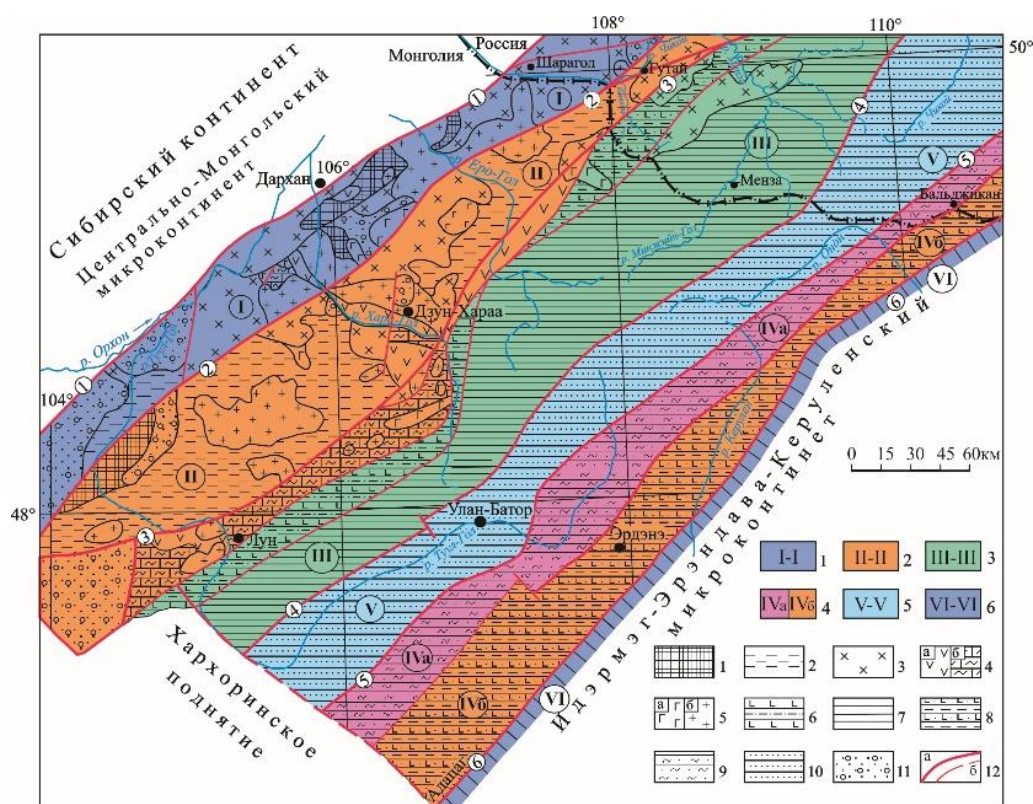


Рисунок 8. Схема структурно-формационного районирования Хэнтэй-Даурской складчатой системы [Гордиенко и др., 2018].

Структурно-формационные зоны (римские цифры в цветных прямоугольниках): I-I – Каледонская окраина Сибирского палеоконтинента (Центрально-Монгольский микроконтинент); II-II – Еро-Дзунмод-Лунская ордовик-силуро-девонская островодужная система; III-III – Харагольский ордовик-силурийский спрединговый бассейн; IV-IV – Адацаг-Ононско-Агинская силуро-девонская система океанического и островодужного осадконакопления и магматизма (а – Восточно-Хэнтэйский океанический бассейн, б – Эрдэни-Адацагская островодужная система); V-V – Девон-каменноугольные перекрывающие и сшивающие осадочные и магматические комплексы Улан-Баторского и Даурского бассейнов в пределах центральной части Хэнтэй-Даурской системы; VI-VI – Каледонская окраина Идэрмэг-Эрэндава - Керуленского составного микроконтинента.

В результате проведенных комплексных структурно-геологических, геохимических, изотопно-геохронологических и биостратиграфических исследований в пределах Хэнтэй-Даурской складчатой системы Монголо - Охотского пояса разработана новая модель геодинамического развития изученной системы.

В ее формировании выделяется два главных этапа: позднекаледонский и раннегерцинский, а также завершающий позднегерцинский (рис. 9).

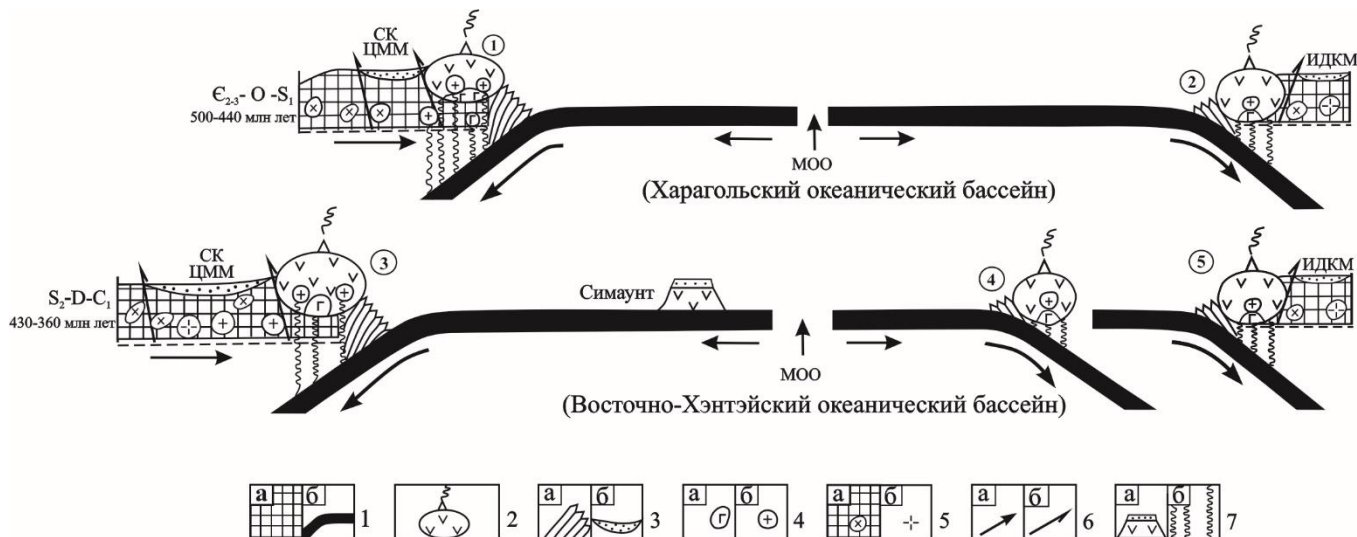


Рисунок 9. Реконструкция геодинамического развития Хэнтэй-Даурской системы Монголо-Охотского складчатого пояса в раннем и среднем палеозое.

1 – континентальная (а) и океаническая (б) кора; 2 - островные дуги (цифры в кружочках): 1 – Дархан-Малханская, 2 – Модохундукская, 3 – Еро-Дзунмод-Лунская, 4 – Эрдэни-Адацагская, 5 – Онон-Норовлинская; 3 – аккреционные призмы в преддуговых (а) и наложенные прогибы в задуговых бассейнах (б); 4 – островодужные габброиды (а) и гранитоиды (б); 5 – коллизионные (а) и внутриплитные (б) гранитоиды; 6 – направления движений океанических плит и плюмового магматизма в спрединговых зонах океанов (а) и надвиговых перемещений на микроконтинентах (б); 7 – симаунт (а) и потоки флюидов (б). СК – Сибирский континент; МОО – Монголо-Охотский океан; ЦММ – Центрально-Монгольский микроконтинент; ИДКМ – Идэрмэг-Эрэндава-Керуленский микроконтинент.

В позднекаледонский (ордовикско-раннесилурийский) этап произошло заложение океанического спредингового бассейна и зон субдукции с островодужным магматизмом. В раннегерцинский (позднесилурийско-девонский) этап, после небольшого перерыва, возникли новые зоны спрединга и субдукции на активных окраинах Монголо-Охотского океана. На третьем, позднегерцинском (каменноугольно-пермском) этапе формировались крупные задуговые осадочные бассейны, аккреционные призмы и сшивающие их внутриплитные магматические комплексы [Гордиенко и др., 2018].

5. Изучены осадочные бассейны Дзун-Модской вулcano-тектонической структуры Харагольской зоны Северной Монголии.

В связи с детальным изучением вышеописанной Хэнтей-Даурской складчатой системы Монголо-Охотского пояса были проведены специальные исследования и получены новые данные о возрасте, составе и условиях осадконакопления палеозойских отложений формаций Хараа (C_2-O_1 hr) и Ажнай ($D_{2-3} ad$) в бассейне р. Хара-Гол (Северная Монголия) [Minina et al., 2018]. Установлено, что терригенная формация Ажнай входит в состав комплекса Дзун-Модской вулcano-тектонической структуры (ВТС) (рис. 10).

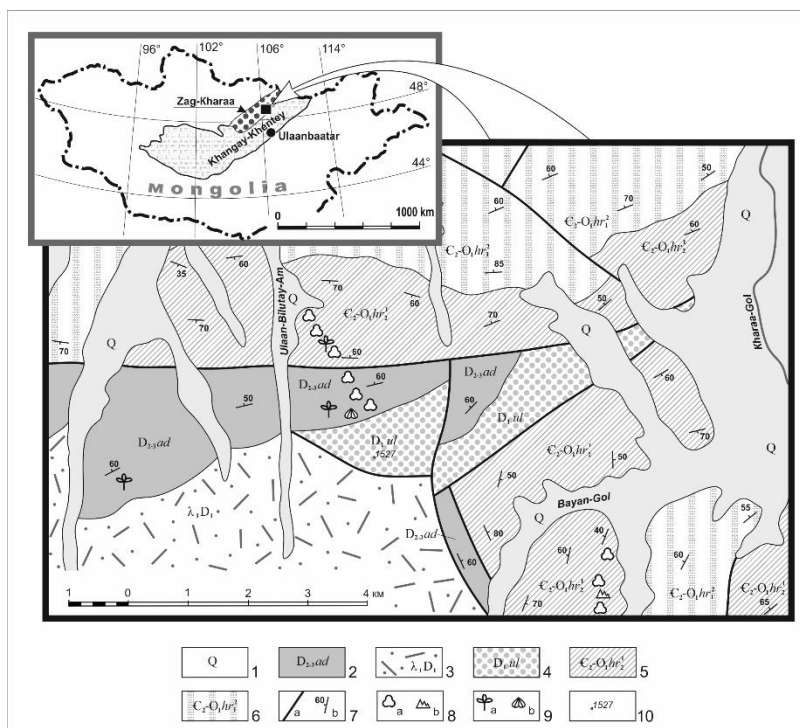


Рисунок 10. Фрагмент геологической карты листа М 48-118-В, масштаб 1:50 000 (по данным Tomur, Gerelmaa et al., 1995), показано местоположение объектов исследований с местами отбора проб. 1 - четвертичные отложения; 2 - формация Ажнай ($D_{2-3} ad$), терригенная граувакковая; 3 - субвулканический комплекс, риолитовый (λD_1); 4 - формация Улаан-Ундэр ($D_1 ul$), эффузивная; 5 - 6 - формация Хараа ($C_2-O_1 hr$), карбонатно-терригенная: 5 - нижняя подтолица ($C_2-O_1 hr_1$), 6 - верхняя подтолица ($C_2-O_1 hr_2$); 7 - разрывные нарушения (а), элементы залегания (б); 8-9 - места находок органических остатков: 8 - миоспор (а), конодонтов (б), 9 - флоры (а), брахиопод (б); 10 - высотная отметка.

Формация Ажнай представлена чередованием разномеристых песчаников (незрелые полимиктовые и вулканико-миктовые) с линзами и прослоями конгломератов, гравелитов, алевролитов. Считается, что девонские отложения формации Ажнай, датированные средним-верхним девоном по брахиоподам, с несогласием залегают на нижнепалеозойской формации Хараа [Tomurtogoo, et al., 2003 и др.]. В результате наших палинологических исследований определен

позднедевонский, раннефранский возраст отложений. Комплекс миоспор соответствует миоспоровой зоне *Contagisporites optivus* – *Spelaeotriletes krestovnikovii* [Авхимович и др., 1996]. Отложения верхней подтолщи ($C_2-O_1hr_2$) флишовой формации Хараа по конодонтам и миоспорам датированы поздним девоном, средним франом. Состав палинокомплекса отвечает комплексу палинозоны *Geminospora semilucensa* - *Perotriletes donensis* и слоями с палинофлорой *G. semilucensa* - *P. donensis* Западного Забайкалья [Минина, Неберикутина, 2012]. Эти данные позволяют нам включить верхнюю подтолщу формации Хараа в состав терригенного комплекса формации Ажнай. Таким образом, пересмотрен объем формации Ажнай, в составе которой мы выделяем две подтолщи: нижнюю (в первоначальном объеме формации Ажнай) и верхнюю (верхняя подтолща формации Хараа). Время накопления нижней подтолщи формации Ажнай позднедевонское, раннефранское, а верхней - позднедевонское, среднефранское. Анализ фаций и палинофаций позволил установить, что осадконакопление формации Ажнай в начале франского века позднего девона, вероятнее всего, происходило в обстановках терригенного мелководного бассейна в сочетании с обстановками дельтовой равнины (раннефранская подтолща), а в начале среднего франга в условиях углубляющегося палеобассейна (среднефранская подтолща), примыкающего к зоне вулканизма [Minina et al., 2018].

6. Изотопно-геохронологические исследования источников магматических и метаморфических процессов при формировании континентальной коры Забайкалья.

Формирование и эволюция литосферы продолжает оставаться одной из главных фундаментальных проблем в геологии. В строении литосферы участвуют коровая и мантийная части литосферы. Магматические расплавы, зарождаясь на глубине, выносят расплавленное вещество вверх, формируя земную кору. Поэтому в соответствии с плановым заданием по выполняемому бюджетному проекту были проведены изотопно-геохронологические исследования субдукционного и коллизионного магматизма байкалит, каледонид и герцинит Забайкалья. Определен изотопно-геохронологический (U-Pb, Sm-Nd, Ar-Ar) возраст магматических пород и модельный их протолитов (более 40 новых определений), рассмотрены условия формирования крупных ареал-плутонов субдукционного и коллизионного типов, выяснена роль мантийной и коровой составляющих в области генерации родоначальных расплавов. Аналитические исследования изотопов Sm и Nd в основном проводились в ИЗК СО РАН, г. Иркутск, ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) и ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты). Анализ вновь полученных данных по разновозрастным магматическим комплексам байкалит, каледонид и герцинит Забайкалья позволил выяснить роль мантийной и коровой составляющих в области генерации родоначальных расплавов. Показана зависимость величины $\epsilon_{Nd}(T)$ габброидов и гранитоидов от их возраста и независимость от возраста коры (рис. 11). Установлено, что среди каледонских субдукционных и аккреционно-

коллизийных гранитоидов Забайкалья преобладают мезо- и неопротерозойские модельные возраста протолитов, что подтверждается данными других исследователей [Коваленко и др., 1999; Рыцк и др., 2007]. Источниками расплавов этих пород выступали, преимущественно, породы ювенильной коры при прогрессивной добавке древнего корового компонента, вследствие смешения островодужных, палеоокеанических комплексов и докембрийских метаморфических блоков, происходившего на протяжении всей палеозойской истории формирования континентальной коры региона [Гордиенко, Метелкин, 2016].

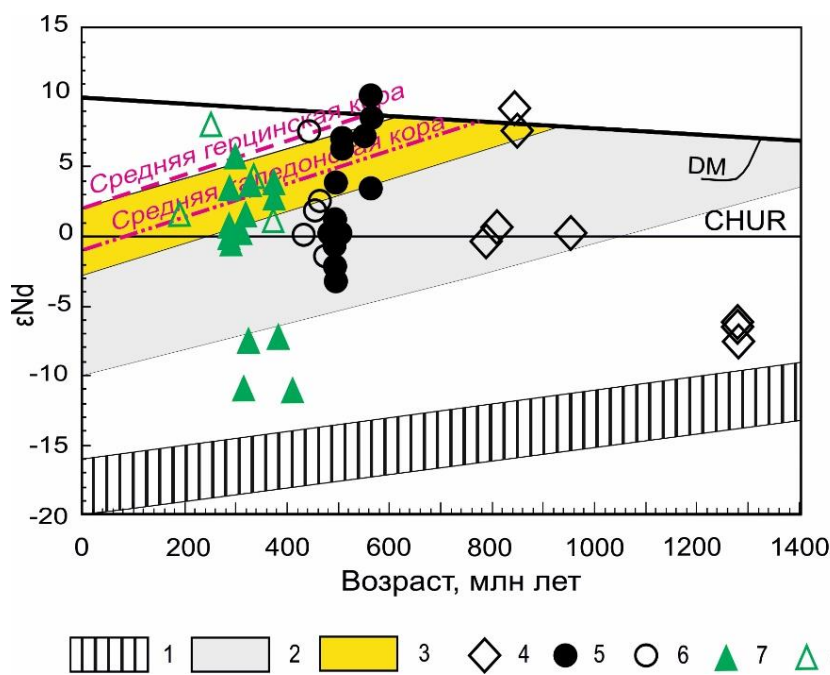


Рисунок 11. Зависимость величины $\epsilon_{Nd}(T)$ магматических комплексов от их возраста и размещения в изотопных провинциях Забайкалья. 1-3 – области эволюции изотопного состава Nd в коре: 1 – архейского возраста; 2 – неопротерозойского возраста; 3 – раннепалеозойского возраста; Табличные значения: 4 – байкалиды; 5-6 – каледониды: 5 – Западное Забайкалье; 6 – Центральное Забайкалье; 7-8 – герциниды: 7 – Западное Забайкалье; 8 – Центральное Забайкалье. DM – деплетированная мантия; CHUR – неистощенный (хондритовый)

мантийный резервуар. Пунктир – тренды эволюции среднего состава континентальной коры в каледонских и герцинских структурах Центральной Азии [Коваленко др., 1999]. Пробы проанализированы в аналитических лабораториях ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты (аналитик Т.Б. Баянова), ИЗК СО РАН, г. Иркутск (аналитик Е.И. Демонтьева), ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург (аналитик Л.К. Левский), ИГХ СО РАН, г. Иркутск (аналитики В.Ф. Посохов и Г.П. Сандимирова) и обработаны в лаборатории геодинамики ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ.

Выделены три главных этапа формирования основной массы континентальной коры изученного региона: 1) архей-палеопротерозойский - около 30%, 2) мезо-неопротерозойский- 60% и 3) палеозойский, на который приходится около 10% объема коры. Такой эволюционный ряд указывает на преобладание в источниках магматических пород раннего этапа древнего корового материала. В последующие этапы был сформирован основной объём континентальной коры с широким участием смешанных корово-мантйных и ювенильных источников.

7. Изучены морион-граниты Хамнигадайского массива (Малханский террейн, Центральное Забайкалье).

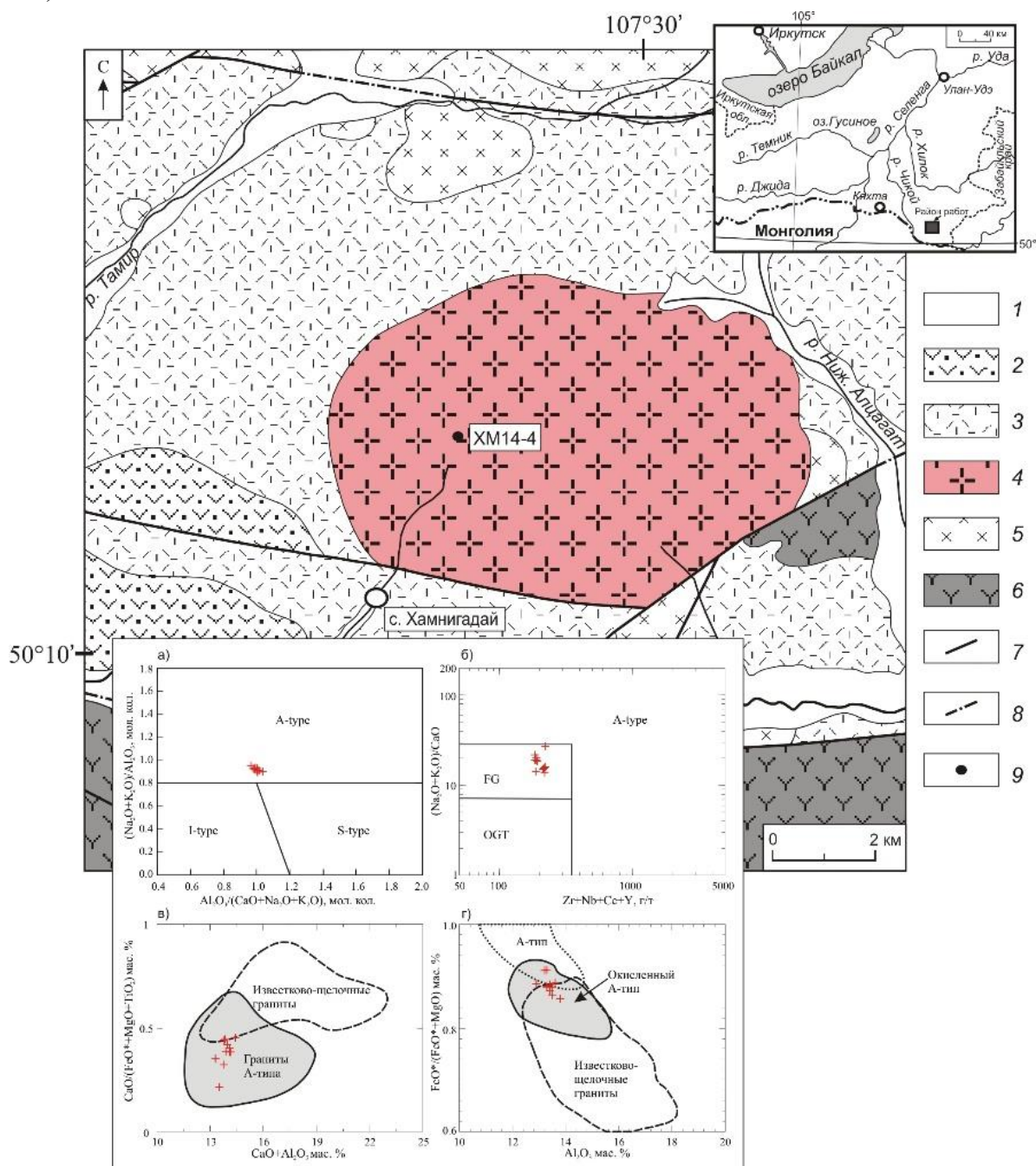


Рисунок 12. Схемы геологического строения Хамнигадайского массива. Составлена с использованием [Государственная ..., 2003] с дополнениями: 1- кайнозойские отложения; 2- средне-позднетриасовые вулканы чернойровской свиты; 3- позднепермские вулканы тамирской свиты; 4- раннеюрские морионовые лейкограниты и аляскиты; 5- позднепермские гранитоиды бичурского комплекса; 6- раннепалеозойские гранитоиды; 7- разрывные нарушения; 8- предполагаемые разрывные нарушения; 9- места отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер. Врезка: Дискриминационные диаграммы: а) по [Maeda, 1990]; б) по [Whalen et al., 1987]; в и г) по [Dall'Agnol, Oliveira, 2007]. FG - фракционированные граниты; OGT - нефракционированные граниты М-, I- и S-типов; А-type - граниты А-типа.

Исследования проводились с целью определения природы и геодинамической принадлежности данного массива. Получены первые петрогеохимические, минералогические и изотопно-геохронологические данные по морион-гранитам Хамнигадайского массива (Малханский террейн, Центральное Забайкалье) (рис. 12). Массив находится в пределах Тамирской вулканотектонической структуры Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса [Гордиенко и др., 1998]. Он сложен средне-крупнозернистыми двуполевошпатовыми биотитовыми лейкогранитами с темным дымчатым кварцем (морион-граниты). С вмещающими вулканитами тамирской свиты имеет крутые интрузивные контакты

Морион-граниты относятся по классификационным петрохимическим признакам [Frost et al., 2001] к породам щелочно-известковистой и железистой серий, имеют высокие значения отношений $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ (0.81-0.94) и FeO_t/MgO (6.0-10.5), что сближает их с гранитами А-типа. На диаграмме соотношений коэффициентов апаитности $(Na+K)/Al$ и глиноземистости $Al/(Na+K+Ca)$ [Maeda, 1990] породы отвечают А-гранитам (см. рисунок 1.12, врезка). Следует отметить, что при использовании классификации Дж. Вэйлина [Whalen et al., 1987] изученные породы не соответствуют «классическим» гранитоидам А-типа и на диаграмме $(Na_2O+K_2O)/CaO-(Zr+Nb+Ce+Y)$ они занимают поле фракционированных гранитов (рис. 12). Дальнейшая типизация морион-гранитов с использованием петрохимической диаграммы $CaO/(FeO_t+MgO+TiO_2)-(CaO+Al_2O_3)$ [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] подтверждает сходство с гранитоидами А-типа, а на диаграмме $FeO_t/(FeO_t+MgO)-Al_2O_3$ фигуративные точки составов располагаются в поле окисленных А-гранитов (рис. 12). При электронно-микроскопическом исследовании в качестве акцессорных минералов обнаружены титанит, циркон, фторапатит, монацит, ксенотим, а также ториевые минералы – торит и фосфат тория. Фосфат тория (чералит?) характеризуется высоким содержанием тория и незначительной примесью урана ($ThO_2=41-62\%$; UO_2 до 2%). Присутствие радиоактивных ториевых минералов в данном случае, по-видимому, обусловило дымчатую окраску кварца. Акцессорные цирконы из морион-гранитов при датировании методом LA-ICP-MS (г. Улан-Удэ) показал раннеюрский возраст (184.7 ± 1.8 млн лет, СКВО=0.42). Полученные возрастные данные свидетельствует о том, что в раннеюрское время в пределах Центрального Забайкалья проявилась магматическая активность, и образовались довольно специфические гранитоиды по петрогеохимическому составу сопоставимые с гранитами анорогенной природы.

8. Определены возраст, источники образования, установлена Sm-Nd и Rb-Sr изотопная систематика основных типов магматических и осадочных формаций Ципиканского блока Багдаринской подзоны Витимкан-Ципинской зоны.

В пределах Ципиканского блока (оз. Баунт - р. Ципикан) широко распространены палеозойские и мезозойские магматические комплексы близкого возраста и разной щелочности,

прорывающие метатерригенную верхнедевонскую (франскую) ципиканскую толщу. Наиболее характерны граниты и лейкограниты биотитовые порфировидные нормального и умеренно-щелочного ряда умеренно и высококалиевые (311-240 млн лет), относящиеся ко второй фазе витимканского комплекса (C₂₋₃) [Антонов, Доронина, 2016]. Резко подчиненное значение имеют монцогаббро, монцодиориты, монцониты биотит-амфиболовые ОИВ-типа, высококалиевые с возрастом 321 млн лет. Они относятся к первой фазе витимканского комплекса и образуют образуют небольшие тела. Толеитовые метагаббро и базальты EMORB-типа нормальной щелочности низкокалиевые с возрастом 278 млн лет слагают серию маломощных силлов среди пород ципиканской толщи. Аналогичные граниты, распространенные по левобережью р. Ципа, отнесены к баргузинскому комплексу неопротерозоя [Шелгачев и др., 2011]. Sm-Nd методом по валу пород установлена принадлежность толеитовых metabазальтов мантийным породам с положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = (3.66-4.30)$ (рис. 13).

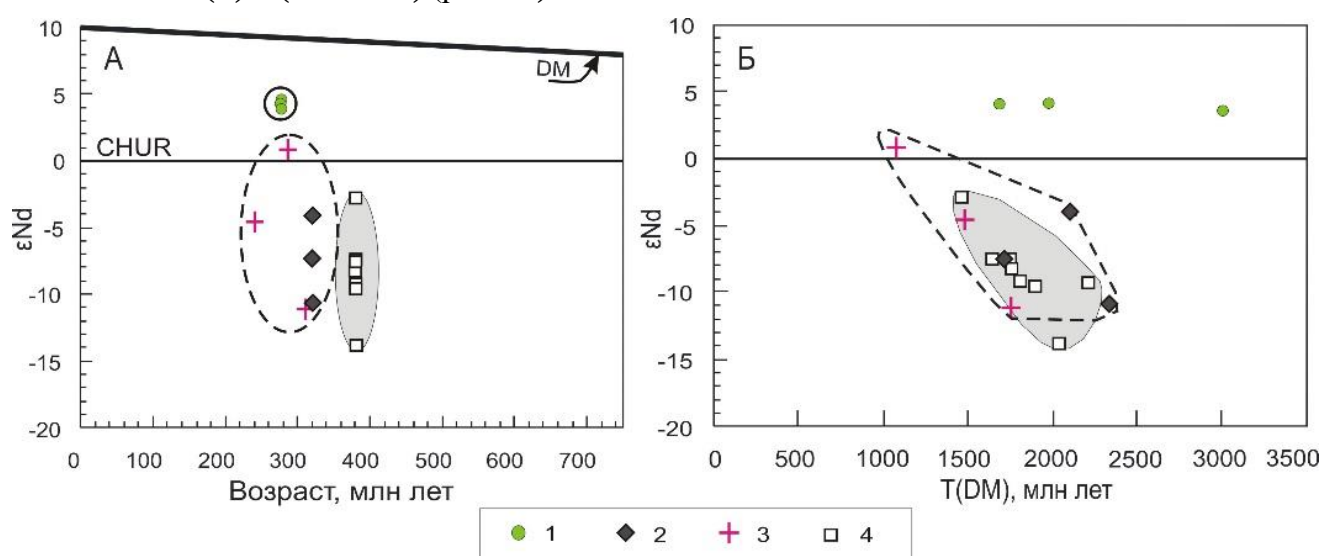


Рисунок 13. Соотношение $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст (А) и $\epsilon_{Nd}(T)$ – модельный возраст (Б) в породах Ципиканского блока: 1 – metabазиты толеитовые; 2 – габброиды умереннощелочные; 3 – граниты; 4 – биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы ципиканской толщи

Установлено, что метатерригенные породы ципиканской толщи, прорывающие их гранитоиды и умереннощелочные габброиды, относятся к коровым образованиям с отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = - (13.8-2.8)$ и модельным палеопротерозой- мезопротерозойским возрастом 2331-1455 млн лет

В результате изотопного Rb-Sr исследования установлено, что граниты витимканского комплекса и предшествующие их становлению монцогаббро характеризуются обогащенным первичным изотопным составом стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.70743 до 0.72806), который указывает на участие корового вещества в родоначальных магмах. Изотопные составы стронция в породах толеитовой серии свидетельствуют о том, что их мантийный источник E-MORB был

контаминирован коровым веществом в меньшей мере: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(278)} = 0.705245-0.711903$. Эти отношения близки к полю значений верхнепалеозойских – мезозойских внутриплитных базальтов по [Ярмолук и др., 2000]. На диаграмме [Фор, 1989] все породы района соответствуют образованиям фанерозоя (рис. 14).

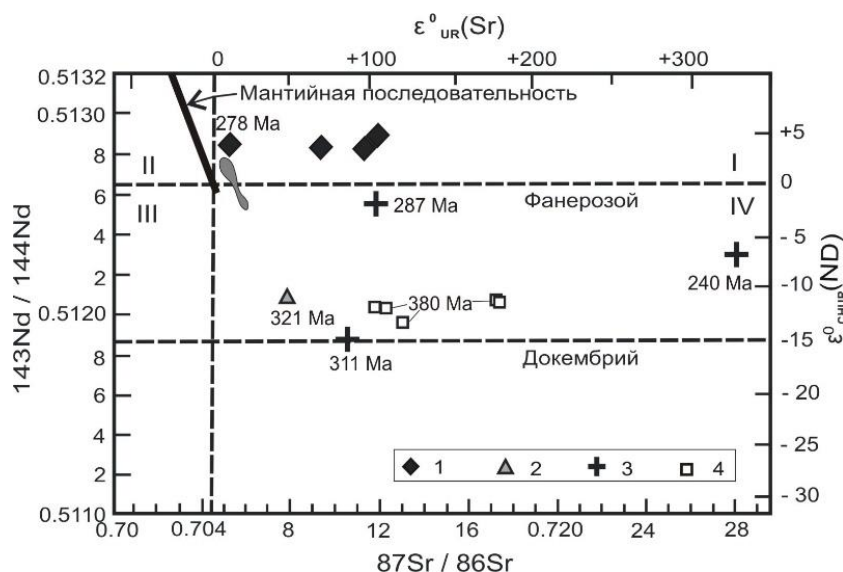


Рисунок 14. Nd и Sr в породах Ципиканского блока на диаграмме современных изотопных отношений в породах континентальной коры. Исследование по валу пород. Темно-серое поле - область составов позднепалеозойских и мезозойских внутриплитных базальтоидов [Ярмолук и др., 2000].

Мы предполагаем, что толеитовый магматизм раннепермского возраста отвечал ранней стадии континентального рифтогенеза.

9. Изучены вулканы Точерского субвулканического комплекса в Икатской подзоне и гранитоиды средне-верхнекаменноугольного витимканского комплекса в Икатской и Багдаринской подзонах Витимкан-Ципинской зоны с целью определения их возраста и взаимоотношений с вмещающей точерской свитой верхнедевонско-раннекарбонового возраста.

А. Установлен возраст вулканических пород на водораздел рек Точер-Иннок (рч Березовый). Здесь распространены стратифицированные образования ороченской и якшинской (D), точерской и багдаринской (D₃-C₂), ауглейской (C₃-P₁) свит и вулканогенные породы точерского субвулканического комплекса (D₃-C₂), прорванные гранитоидами витимканского комплекса [Минина и др., 2016]. Вулканы точерского комплекса слагают конформные (мощностью от 20 до 400 м, протяженностью до 1,5 км) тела среди образований точерской свиты. Представлены базальтами, андезибазальтами, трахибазальтами и трахиандезибазальтами, трахиандезитами, порфировыми дацитами, риолитами и трахириолитами, туфобрекчиями. По составу вулканы образуют ряд от ультраосновных пикробазальтов до риолитов низкой, нормальной щелочности и умереннощелочных, преимущественно низко и умеренно калиевых с преобладанием Na над K. Содержание и распределение REE в базальтах, андезибазальтах и их умереннощелочных аналогах промежуточное между EMORB и OIB, отвечает составу континентальной коры по [Taylor, McLennan, 1985]. Распределение несовместимых компонентов приближается к средним составам

континентальных базальтов и субщелочных базальтов траппов по [Ярмолюк, Коваленко, 2000], но с более низкими содержаниями крупноионных (Rb, Ba, K) и высоkozарядных (Nb) элементов. В кислых вулканитах содержания редкоземельных и несовместимых элементов соответствуют таковым в верхней коре [Taylor, McLennan, 1985]. Установлен изотопный возраст андезибазальтов (U-Pb метод SHRIMP II по цирконам) в 314,4 млн лет, что соответствует началу среднего карбона (башкирский век) (рис. 15).

Результаты изучения Sm-Nd методом вала этой же пробы свидетельствуют о коровой природе вулканитов и палеопротерозойском модельном возрасте: $\epsilon Nd_{314} = -3.90$ T(DM) = 1920 млн лет.

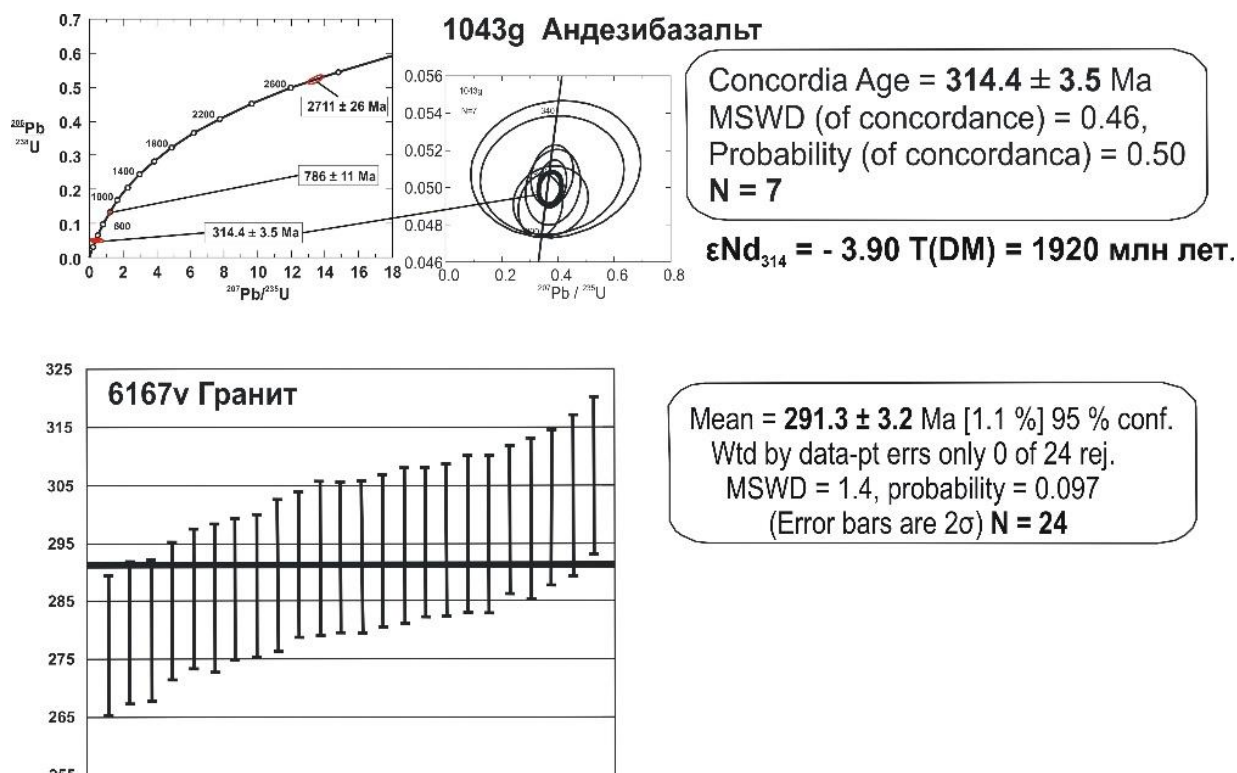


Рисунок 15. U-Pb изотопные диаграммы для вулканитов и гранитоидов участка Березовый.

Б. Изучен Точерский массив, расположенный в верховьях р. Точер и входящий в состав витимканского комплекса [Шелгачев и др., 2011]. Массив сложен средне-крупнозернистыми порфировидными габбродиоритами, монцонитами, кварцевыми монцонитами, гранитами и лейкократовыми гранитами известково-щелочной серии умеренно, высоко и весьма высококалиевыми с преобладанием K над Na. Содержания и распределение редкоземельных и несовместимых элементов аналогично породам верхней коры [Taylor, McLennan, 1985]. По соотношениям (Y+Nb) – Rb [Pearce, Gao, 1996] большинство точек разместились в поле постколлизийных гранитов, что согласуется с геологическими данными. Определен изотопный возраст (U-Pb методом LA-ICP-MS, ГИН СО РАН) гранитов массива в 291.3 ± 3.2 млн лет, что соответствует ранней перми (рис. 13).

В. Получены новые данные о возрасте Андреевского гранитоидного массива, также входящего в состав витимканского комплекса. Массив расположен в бассейне р. Талой (водораздел ручьев Илькохта-Андреевский) и сложен тремя разновидностями пород: диоритами, биотит-амфиболовыми гранодиоритами, мелкокристаллическими гранитами. В краевых фациях гранитоиды имеют гнейсовидный облик. В центральной части массива гранитоиды порфировидные, вкрапленники представлены плагиоклазом, амфиболом, биотитом и кварцем. Между основными типами пород существуют промежуточные разновидности, отличающиеся по крупности и меланократовости. На петрохимической диаграмме отношения SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) эти породы лежат на границе субщелочных и низкощелочных пород в соответствии с рисунком 1.14. На диаграмме бинарной петрохимической диаграмме соотношения суммы щелочей и SiO_2 индекс ASI изменяется в пределах от 0,89 до 1,2 (рис. 16).

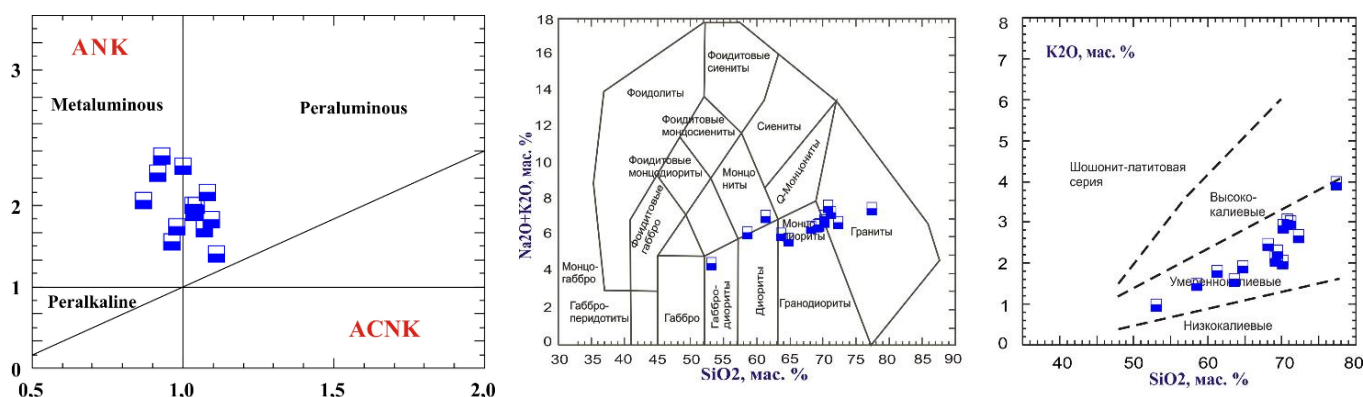


Рисунок 16. Петрохимические диаграммы: а - Бинарная петрохимическая диаграмма соотношения суммы щелочей и SiO_2 для пород Андреевского массива; б - Диаграмма отношения глинозема к сумме щелочей и CaO (индекс ASI) (по Минару и Пикколи, 1989).

Возраст гранитов определен U-Pb изотопным методом LA-ICP-MS (ГИН СО РАН) по двум пробам в 476.0 ± 1.6 и 474.7 ± 2.4 млн лет, что соответствует границе нижнего и среднего ордовика (рис. 17).

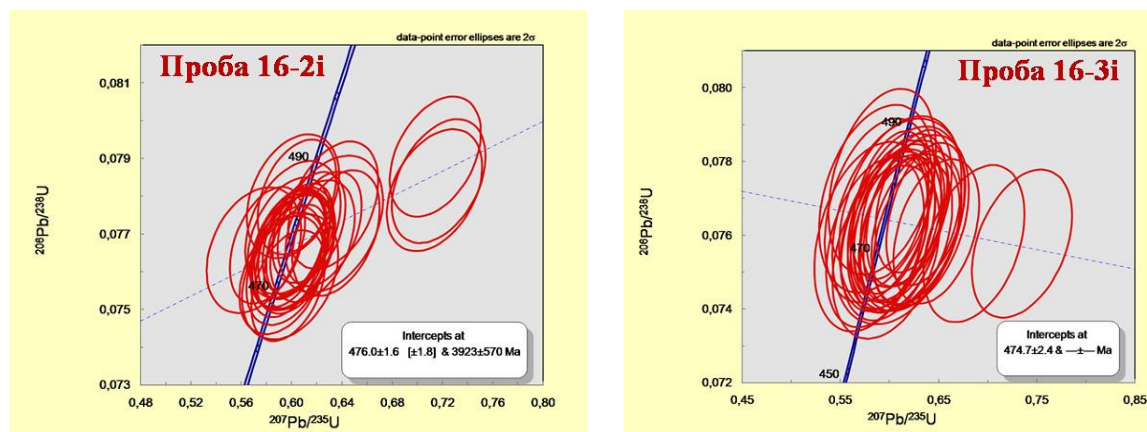


Рисунок 17. Диаграммы с конкордией проб (16-2i и 16-3i) Андреевского массива.

Таким образом, в состав позднепалеозойского витимканского комплекса включены разновозрастные образования. Полученные нами данные предполагают внести коррективы в представления об эволюции палеозойского магматизма Багдаринской подзоны.

10. Проведено изучение состава и источников сноса багдаринской свиты (Багдаринская подзона).

Получены новые данные по составу, объему и источникам сноса багдаринской свиты. Багдаринская свита характеризуется пестротой состава, включает три подсвиты и датирована верхним девоном - началом среднего карбона [Руженцев и др., 2012 и др.]. В результате наших исследований изменен объем багдаринской свиты. Из ее состава выделена в самостоятельное стратиграфическое подразделение алексеевская толща ниже-среднекаменноугольного возраста в объеме верхнебагдаринской подсвиты. К багдаринской свите, мощностью 1550 м, мы относим нижнюю и среднюю части ее первоначального объема. Возраст багдаринской свиты по остаткам растений, мшанкам, водорослям, миоспорам определен как позднедевонский, позднефранский. Проведенные U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов методом LA-ICP-MS (ГИН СО РАН) из песчаников багдаринской свиты позволили определить источники сноса пород. Для U-Pb исследований было выделено 104 зерна детритовых цирконов, конкордантные значения получены для 99 зерен. Протерозойские датировки получили 90,4% зерен, из них 87,5% (91 зерно) имеет неопротерозойский возраст и охватывает интервал 618-1026,2 млн. лет (рис. 18).

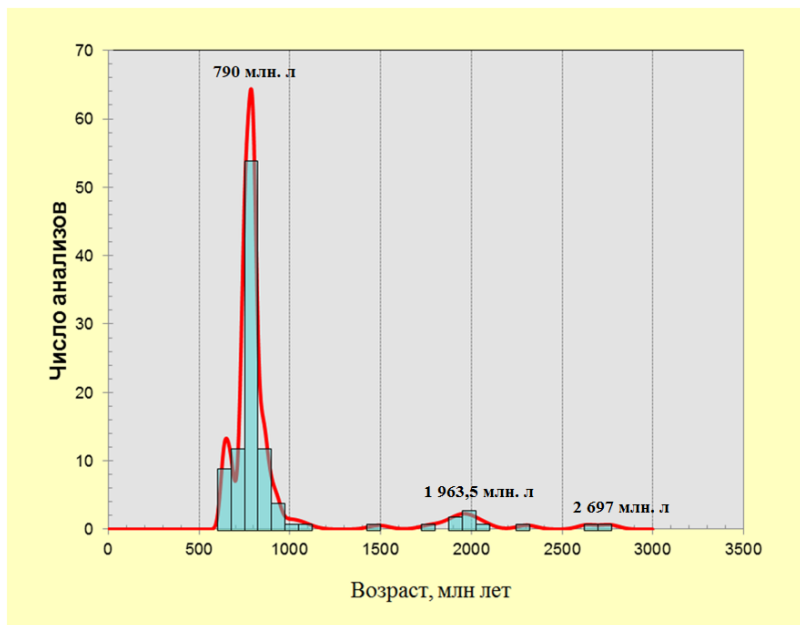


Рисунок 18. Гистограмма распределения возраста детритовых цирконов из терригенных отложений багдаринской свиты.

Основные возрастные пики приходятся на интервал 701,7 - 797,8 (48 зерен), 801,2 - 895,2 (26 зерен) и 618,1 - 682,3 млн лет (11 зерен). Мезопротерозойский возраст (1036,1 - 1225,9 млн лет) имеют 3 зерна. Возрастной диапазон детритовых цирконов с палеопротерозойскими возрастaми варьирует от 1707,8 до 2187,7 млн лет (8 зерен), неоархейский возраст, 2728 и 2889 млн. лет, имеют два зерна. Таким образом, результаты U-Pb исследований детритовых цирконов из аркозовых песчаников багдаринской свиты позволили выделить одну основную неопротерозойскую возрастную популяцию (см. рисунок 1.16). Основные

возрастные пики по детритовым цирконам совпадают с оценками возраста магматических пород, входящих в состав неопротерозойской Шаманской пластины Багдаринской синформы [Гордиенко и др., 2009, 2010, Руженцев и др., 2012]. Источником этих цирконов, скорее всего, видимо, служили вулканиты усойской свиты с возрастом в 837,4 и 789,2 млн лет, и габбро-диориты, диориты и тоналиты шаманского комплекса с возрастом в 778 млн лет и 762,6 млн лет. Присутствие цирконов с возрастом 924 - 937 млн лет указывает на источник, которым могли быть кислые вулканиты сиваконской свиты [Шелгачев и др., 2011]. Источники мезо-, палеопротерозойских, неоархейских цирконов пока не определены. Вышеприведенные данные позволяют рассматривать породы шаманской пластины в качестве основной питающей провинции для осадочных пород багдаринской серии. Породный состав багдаринской свиты подтверждает эти выводы. Среди обломков пород в песчаниках и алевропесчаниках повсеместно отмечаются обломки эффузивов кислого состава, гранитоидов, габбро-диоритов, диоритов.

11. Проведены исследования осадочных и вулканогенных образований селенгинской серии Баргузино-Витимской зоны (Верхневитимский террейн).

А. Получены новые данные о ниже-позднедевонском возрасте селенгинской серии. В результате палинологических исследований (26 проб) определен ниже (эмс) - среднедевонский (эйфель) возраст бурлинской свиты, раннеживетский (средний девон) для нижней и верхнеживетско – среднефранский для верхних частей разреза итанцинской свиты селенгинской серии на Билюта-Черемшанском водоразделе (Черемшанское месторождение кварцитов). По нашим данным, бурлинская свита подстилает итанцинскую (ранее рассматривалась обратная последовательность). Палинофагии обеих свит отнесены к трахеальным [Ровнина, 1984], причем бурлинская свита накапливалась ближе к береговой линии, чем итанцинская. Основываясь на анализе фаций и особенностях палинофаций изученных отложений реконструированы палеоландшафты этого времени. В раннем–среднем девоне седиментация происходила в спокойных тектонических условиях при медленном прогибании и устойчивой береговой линии. Карбонатные отложения бурлинской свиты накапливались, видимо, в обстановках приливно-отливных равнин (строматолиты, водорослевые онкоиды и колонии, примесь терригенного материала, седиментационные осадочные брекчии). В конце живетского века началось углубление бассейна, увеличилось поступление глинистых и алевролитистых компонентов, происходило накопление тонких, карбонатно-глинистых, глинистых осадков. Изучение осадочных и вулканогенных образований селенгинской серии проведено в их стратотипической местности (бассейн рек Итанцы и Бурли, хребет Морской). Установлено, что бурлинская свита здесь представлена крупным биогермным комплексом. В состав свиты включается также пачка чередования известняков, metabазальтов, реже кислых вулканитов (от 80 м до 300 м), кремнисто-хлоритовых сланцев,

известковистых алевролитов, песчаников, алевроитистых известняков (ранее выделялась как дабатская свита). [Булгатов, 2015]. По комплексу миоспор эти отложения датированы поздним живетом – ранним франом, в известковистых алевролитах найдены колоний мшанок (силур-карбон). Наши данные совпадают с данными по [Семейкин, Аюржанаева, 2014], включающими эту часть разреза в состав итанцинской свиты. К бурлинской свите мы относим доломитово-известняковые биогермные породы. По породному составу, возрасту и условиям формирования известняково-доломитовая бурлинская свита хорошо сопоставима с ороченской свитой, а карбонатно-терригенная итанцинская свита - с нижнеякшинской свитой Витимкан -Ципинской зоны Байкало-Витимской складчатой системы [Минина и др., 2016]. Осадконакопление отложений селенгинской серии происходило в спокойной тектонической обстановке морского мелководного бассейна. Вероятнее всего, шельфовый комплекс селенгинской серии формировался в условиях пассивной континентальной окраины на границе Сибирского континента и Монголо-Охотского океана. Эти данные позволяют предполагать, что в девоне в центральной части Западного Забайкалья существовал палеобассейн, формировавшийся в геодинамической обстановке пассивной континентальной окраины, являвшийся, скорее всего, продолжением Байкало-Витимского палеобассейна.

Б. Получены новые данные по петрохимическому составу метавулканитов, включающихся в состав бурлинской (дабатской по предшественникам, по нашим данным – итанцинской) свиты (20 петрохимических анализов), ранее изучавшиеся многими исследователями [Осокин и др., 1989; Макрыгина и др., 2005; Хрусталева, 2006]. Обобщение по петрохимическому составу metabазальтов свиты было опубликовано в монографии А.Н. Булгатова [Булгатов, 2015]. Вулканиты бурлинской свиты по химическому составу относятся к породам нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 2,00 до 3,82 мас. % в metabазальтах и от 3,69 до 7,87 мас.% в метариолитах) в соответствии с рисунком 1.17. Метабазальты имеют натриевый тип щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5,6-32,45$), т.к. породы низкокалиевые ($\text{K}_2\text{O} = 0,09-0,4$ мас.%), а метариолиты - калиевый и калиево-натриевый тип щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,07- 3,65$). По соотношению $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--FeO}^*+\text{TiO}_2\text{--MgO}$ metabазальты относятся к высокожелезистым толеитовым базальтам. По коэффициенту глиноземистости основные породы свиты относятся к низко- и умеренно-глиноземистым разностям ($\text{al}' = 0,46\text{--}1,06$), а породы кислого состава к высоко- и весьма высокоглиноземистым ($\text{al}' = 1,32\text{--}20,13$). Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в metabазальтах бурлинской свиты характеризуется отсутствием фракционирования ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1,27\text{--}1,56$) и отсутствием Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,03\text{--}0,06$). В метариолитах наблюдается увеличение содержания легких редкоземельных элементов (рис. 19).

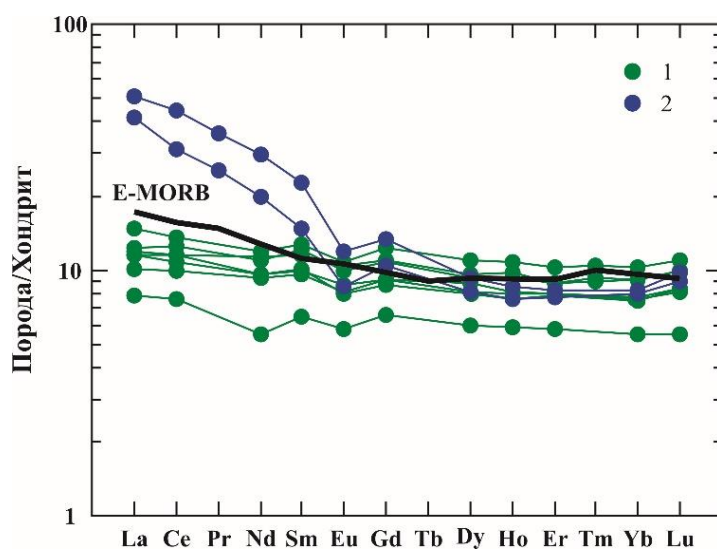
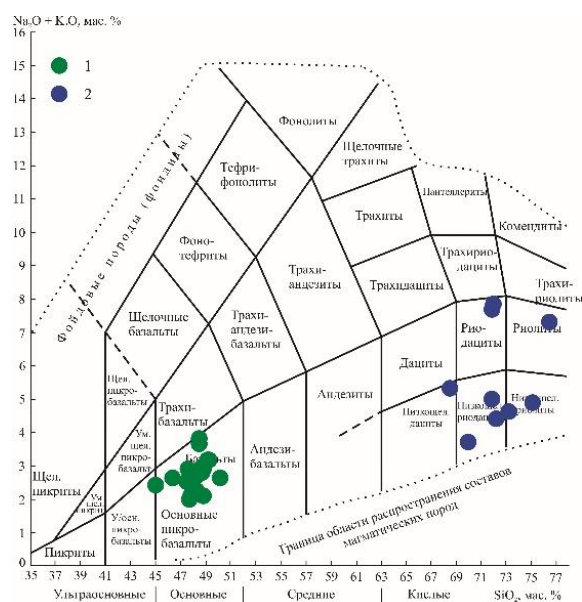


Рисунок 19. Диаграммы: а - TAS-диаграмма; б - Спектр распределения редкоземельных элементов. Условные обозначения: бурлинская свита: 1 – базальты; 2 – метариолиты. Тренд E-MORB по [Sun, McDonough, 1989].

Суммарная концентрация РЗЭ составляет 27,15–48,35 г/т в метабазах и 79,77–107,42 г/т в метариолитах. Для последних также характерны более высокие значения величин La/Yb отношений (5,33–6,06). В кислых вулканитах также отсутствует европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0,019-0,028$). Тренд распределения РЗЭ в метавулканитах тяготеет к слабообогатненным вулканитам E-MORB-типа. По данным Булгатова А.Н. [Булгатов, 2015] для метабазальтов свиты принят позднерифейский возраст (1 зерно с возрастом 839 млн л, U-Pb, SHRIMP-II). Однако, следует отметить, что большая часть цирконов в проанализированной пробе имеет позднепалеозойский возраст. Стратиграфическое положение, геодинамическая природа и возраст вулканитов, включающихся в состав бурлинской (дабатской) свиты пока неясны. Пробы, отобранные на петрогеохимические, петрографические, палеонтологические, литологические, петромагнитные, палеомагнитные и изотопные исследования цирконов (U-Pb, Ar-Ar, LA-ICP-MS) из горизонтов осадочных и вулканогенных пород, находятся в процессе изучения.

Заключение

1. Получены новые данные о геологическом строении, составе, возрасте и палеомагнетизме неопротерозойско-палеозойских комплексов территории Приаргунья в Восточном Забайкалье. Палеомагнитные данные позволяющие обосновать экваториальное положение осадочного бассейна в интервале 560 – 525 млн лет назад из чего следует, что Аргунский блок в это время либо не был отделен от Сибирского палеоконтинента от Сибирского палеоконтинента, либо размеры разделяющего их океанического бассейна были крайне малы. Полученный вывод имеет принципиальное значение для обоснования существования или отсутствия Амурского супертеррейна и реконструкции геодинамической эволюции восточной части Монголо-Охотского пояса на рубеже неопротерозоя и палеозоя.

2. В результате геологического, минералогического и петро- геохимического изучения выявлены минералогические и геохимические индикаторы условий формирования габбро-перидотитовых силлов и их ксенолитов в неопротерозойском довыренском никеленосном интрузивном комплексе (Северное Прибайкалье), доказана его внутриплитная (рифтогенная) природа.

3. Установлен возраст ультрамафит-мафитовой ассоциации Джидинской островодужной системы (Джидинская зона). Изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о том, что породы Бугуриктайского массива сформировался в венде (560 ± 5 млн лет, U-Pb метод). Изученная ультрамафит-мафитовая ассоциация (Бугуриктайский массив) относится к офиолитам супрасубдукционного типа и входит в структуру Джидинской островодужной системы Центрально-Азиатского складчатого пояса.

4. В результате проведенных комплексных структурно-геологических, геохимических, изотопно-геохронологических и биостратиграфических исследований в пределах Хэнтэй-Даурской складчатой системы Монголо - Охотского пояса разработана новая модель геодинамического развития изученной системы. В ее формировании выделяется два главных этапа: позднекаледонский и раннегерцинский, а также завершающий позднегерцинский. В позднекаледонский (ордовикско-раннесилурийский) этап произошло заложение океанического спредингового бассейна и зон субдукции с островодужным магматизмом. В раннегерцинский (позднесилурийско-девонский) этап, после небольшого перерыва, возникли новые зоны спрединга и субдукции на активных окраинах Монголо-Охотского океана. На третьем позднегерцинском (каменноугольно-пермский) завершающем этапе формировались крупные задуговые осадочные бассейны, аккреционные призмы и сшивающие их внутриплитные магматические комплексы.

5. Получены новые данные о возрасте, составе и условиях осадконакопления палеозойских отложений формаций Хараа (C_2-O_1 *hr*) и Ажнай (D_{2-3} *ad*) в бассейне р. Хара-Гол (Северная

Монголия). Формация Ажнай и вторая подтолща формации Хараа по миоспорам и конодонтам датированы поздним девоном, ранним и средним франом соответственно. Эти отложения выделены как формация Ажнай, в состав которой включены две подтолщи: нижняя (в первоначальном объеме формации Ажнай) и верхняя (вторая подтолща формации Хараа). Анализ фаций и палинофаций позволил установить, что осадконакопление формации Ажнай в начале франского века позднего девона происходило в обстановках терригенного мелководного бассейна в сочетании с обстановками дельтовой равнины, а в начале среднего франа в условиях углубляющегося палеобассейна, примаыкающего к зоне вулканизма.

6. Проведены изотопно-геохронологические (U-Pb, Sm-Nd, Ar-Ar) исследования субдукционного и коллизионного магматизма Забайкалья. Установлено, что среди каледонских субдукционных и аккреционно-коллизионных гранитоидов Забайкалья преобладают мезо- и неопротерозойские модельные возраста протолитов, что подтверждается данными других исследователей. Источниками расплавов этих пород выступали, преимущественно, породы ювенильной коры при прогрессивной добавке древнего корового компонента, вследствие смешения островодужных, палеоокеанических комплексов и докембрийских метаморфических блоков, происходившего на протяжении всей палеозойской истории формирования континентальной коры региона. Выделены три главных этапа формирования основной массы континентальной коры изученного региона: 1) архей-палеопротерозойский - около 30%, 2) мезо-неопротерозойский - 60% и 3) палеозойский, на который приходится около 10% объема коры.

7. Получены первые петрогеохимические, минералогические и изотопно-геохронологические данные по морион-гранитам Хамнигадайского массива (Малханский террейн, Центральное Забайкалье). По петрохимическим классификационным признакам морион-граниты относятся к породам щелочно-известковистой и железистой серий. Установлено их сходство с окисленными гранитоидами А-типа. Определен раннеюрский возраст (184.7 ± 1.8 млн лет, СКВО=0.42) морион-гранитов (метод LA-ICP-MS, г. Улан-Удэ). Полученные возрастные данные свидетельствуют о том, что в раннеюрское время в пределах Центрального Забайкалья формировались довольно специфические гранитоиды по петрогеохимическому составу сопоставимые с гранитами анорогенной природы.

8. Определена Sm-Nd и Rb-Sr изотопная систематика основных типов геологических формаций Ципиканского блока Багдаринской подзоны. Sm-Nd методом определена принадлежность толеитовых метабазальтов (278 млн лет) мантийным породам с положительными значениями $\epsilon Nd(T) = (3.66-4.30)$. Метатерригенные породы верхнедевонской ципиканской толщи, прорывающие их гранитоиды и умереннощелочные габброиды, относятся к коровым образованиям с отрицательными значениями $\epsilon Nd(T) = - (13.8-2.8)$ и модельным палеопротерозой-рифейским

возрастом 2331-1455 млн лет. В результате изотопного Rb-Sr исследования установлено, что граниты средне-позднекаменноугольного витимканского комплекса и предшествовавшие их становлению монцогаббро характеризуются обогащенным первичным изотопным составом стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.70743 до 0.72806), указывающим на участие корового вещества в родоначальных магмах. Изотопные составы стронция в породах толеитовой серии свидетельствуют о том, что их мантийный источник E-MORB был контаминирован коровым веществом в меньшей мере. Предполагается, что толеитовый магматизм раннепермского возраста отвечал ранней стадии континентального рифтогенеза.

9. Установлены состав и возраст (U-Pb метод) вулканических и интрузивных пород Багдаринской подзоны (водораздел рек Точер-Иннок). Вулканиды по составу образуют ряд от ультраосновных пикробазальтов до риолитов, содержание и распределение REE в породах основного состава отвечает составу континентальной коры. Распределение несовместимых компонентов сходно с таковым континентальных базальтов и субщелочных базальтов траппов. Определен изотопный возраст андезибазальтов в 314,4 млн лет. Гранитоиды, входящие в состав витимканского комплекса, точерского массива имеют раннепермский возраст ($291,3 \pm 3.2$ млн лет), андреевского массива – ранне-среднеордовикский.

10. В результате наших исследований изменен объем багдаринской свиты. Из ее состава выделена в самостоятельное стратиграфическое подразделение алексеевская толща нижне-среднекаменноугольного возраста в объеме верхнебагдаринской подсвиты. К багдаринской свите отнесена нижняя и средняя части ее первоначального объема. Результаты U-Pb исследований детритовых цирконов из аркозовых песчаников багдаринской свиты позволяли выделить одну основную неопротерозойскую возрастную популяцию. Основные возрастные пики по детритовым цирконам совпадают с оценками возраста магматических пород, входящих в состав неопротерозойской Шаманской пластины Багдаринской синформы.

11. Получены новые данные о возрасте бурлинской и итанцинской свит селенгинской серии Баргузино-Витимской зоны (Верхневитимский террейн). По комплексам миоспор, хитинозоям бурлинская свита датирована нижним (эмс) – средним (эйфель) девоном, итанцинская – средним (живет) – поздним (ранний фран) девоном. К итанцинской свите отнесена верхняя часть разреза бурлинской свиты представленная чередованием известняков, metabазальтов, реже кислых вулканидов и терригенных пород. Основываясь на анализе фаций и особенностях палинофаций изученных отложений установлено, что осадконакопление происходило в спокойной тектонической обстановке морского мелководного шельфового бассейна. Новые данные по петрохимическому составу метавулканидов итанцинской свиты позволили отнести их к породам нормальной щелочности, metabазальты имеют натриевый, риолиты - калиевый и калиево-натриевый тип

щелочности. Метабазальты относятся к низко- и умеренно-глиноземистым, высокожелезистым толеитовым базальтам, риолиты представляют собой высоко- и весьма высокоглиноземистые породы. Тренд распределения РЗЭ в метавулканитах тяготеет к слабообогатленным вулканитам E-MORB-типа.

В целом, задачи, поставленные на второго этапа выполнения проекта, полностью решены. С учетом изотопных, петролого-геохимических, геохронологических данных выявлена специфика процессов магматизма, разработаны или детализированы модели эволюции магматизма и связанного с ним седиментогенеза, определены условия формирования основных типов структур и источники формирования магматических и осадочных комплексов, установлена их роль в геодинамическом формировании каледонской и герцинской континентальной коры Монголо-Забайкальского региона. Полученные материалы обобщены в виде научного отчета и опубликованы в печати в виде научных статей в рецензируемых, в том числе зарубежных журналах, рассмотрены на научных семинарах института и лаборатории.

Выполненные работы согласуются с общей направленностью исследований региона, имеют общенаучное значение и вносят существенный вклад в расшифровку геологического строения Монголо-Забайкальского региона. Полученные результаты, базирующиеся на комплексном подходе к решению поставленных задач, вполне сопоставимы с результатами исследований других научных коллективов и с уровнем новейших зарубежных разработок.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- Зоненшайн Л.П. Реконструкция палеозойских океанов // Дрейф континентов. М.: Наука, 1976. С. 28-71.
- 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.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 192 с.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000) / М.: Науч. мир. 2001. 604 с.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Отв. ред. В.В. Ярмолук. М.: Наука, 2010. 604 с.
- Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с. 2015. 191 с.
- Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики: Учеб. Пособие / Новосиб. Гос. ун-т. Новосибирск: изд-во НГУ, 2011. 492 с.
- Добрецов Н.Л. Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 88-110.
- Литогеодинамика и минералогия осадочных бассейнов. Под ред. А.Д. Щеглова. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
- Попов В.И., Запрометов В.Ю. Генетическое учение о геологических формациях. М.: Недра, 1985. 457 с.
- Романовский С.И. Субдукция (седиментологический контроль) // Геотектоника. 1988. №-2. С. 92-101
- Романовский С.И., Тараканов А.С., Феоктистов В.П., Щеглов А.Д. Геодинамика и минералогия осадочных бассейнов (пути решения проблемы) // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 63 - 75.
- Гордиенко И.В. Некоторые фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 585-593.
- Метелкин Д.В. Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных / Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 4, с. 500-522.
- Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3, с. 21-41.

Gordienko I.V., Metelkin D.V., Vetluzhskikh L.I., Mikhaltsov N.E. and Kulakov E.V. New paleomagnetic data from Argun terrane. Testing its association with Amuria and the Mongol-Okhotsk ocean // *Geophysical Journal International*. Published by Oxford University Press, 2018, V. 213, p. 1463-1477. <http://academic.oup.com/gji/article-abstract/213/3/1463/4862474>.

Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Ветлужских Л.И., Михальцов Н.Э. Геологическое строение и палеомагнетизм вендских и нижнекембрийских отложений Аргунского террейна (Восточное Забайкалье) // *Доклады Академии наук*, 2013, т.449, № 2. - С.189-195.

Cocks, L.R.M. & Torsvik, T.H., 2007. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic, *Earth-Sci. Rev.*, 82, 29–74.

Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Канакин С.В., Бадмацыренова Р.А., Хромова Е.А. Габбро-перидотитовые силлы верхнерифейского довыренского интрузивного комплекса (*Северное Прибайкалье, Россия*) // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 5. С. 589-605.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. 1989. Spec. Publ. V. 42. P. 313-345.

Гущин А.В., Гусев Г.С., Межеловская С.В. Петрогеохимические критерии распознавания тектонических (геодинамических) обстановок по составам вулканических пород // *Разведка и охрана недр*. 2014. № 12. С. 76-81.

Иванов А.В., Перепелов А.Б., Палесский С.В., Николаева И.В. Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) и Re в островодужных базальтах Камчатки // *Доклады АН*. 2008. Т. 420. № 1. С. 92-96.

Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Позднепротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрохимический состав, возраст и условия образования // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 1. С. 58-71.

Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Баянова Т.Б., Гороховский Д.В., Орсоев Д.А., Бадмацыренова Р.А., Зарубина О.В. U-Pb возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье) // *Доклады академии наук*, 2018, Т. 478, № 4. С. 452-455. DOI: 10.7868/S0869565218040163.

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // *Геотектоника*, 1996, т. 30, № 4, с. 25-42.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. № 42, 1989. P. 313-345.

Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.

Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd-данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне субдукции Западной Монголии // ДАН. 1995. Т. 341. № 6. С. 791–796.

Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Е.Б. Сальникова, И.К. Козаков, В.П. Ковач, С.З. Яковлева, А.М. Федосеенко. Позднерифейский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179–1185.

Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120-140.

Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д. Хэнтэй-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. №3. С. 1063-1097. DOI: 10.5800/GT-2018-9-3-0384.

Маринов Н.А. (редактор). Геология Монгольской Народной Республики. Т. I. М.: Недра, 1973. 584 с.

Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л.: Недра, 1975. 224с.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 240 с.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 24–43.

Minina Olga, Ariunchimeg Yarimpil, Gordienko Ivan, Vetluzhskikh Larisa, Neberikutina Lyudmila, Kurilenko Alena, Coneger Tamara. New Data on the Age of the Paleozoic Deposits of the Zag-Kharaa Terrane of the Khangay-Khentey Megazone (Northern Mongolia). Proceedings of Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting 2017: "Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources" Informatica Srl – Filodiritto Editore (2018) pp. 172-178.

Авхимович В.И., Обуховская Т.Г., Овтанова Н.С., Кузьмин А.В., Меннер В.Вл., Шувалова Г.А. Сопоставление зональной палинологической схемы верхнего девона Русской платформы со стандартной конодонтовой шкалой //Тез. докл. VIII Всерос. Палинол. Конф. – М: ИГиРГИ, 1996.С.5.

Tomurtogoo, O. (2003). Tectonic Map of Mongolia at the scale of 1:1,000,000, and Tectonics of Mongolia (Brief explanatory notes to Tectonic Map of Mongolia at the scale of 1:1,000,000). Mineral Resources Authority of Mongolia, Ulaanbaatar.

Минина О.Р. Неберикутина Л.Н. Стратиграфия верхнего девона Саяно-Байкальской горной области // Вестник Воронежского университета. Серия: Геология. 2012. №1. С. 27 - 37.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3, с. 21-41.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23-51.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана. Геология и геофизика, 2016, т. 3. №1. С. 91-108.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С. Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединговой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // Докл. АН, 2009, т.429, №3, с. 359-364.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Селенгинская. Лист М-48-XVIII (Бичура). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. 111 с.

Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. V. 174. P. 235-255.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407-419.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos. 2007. V. 93. P. 215-233.

Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Жамойцина Л.Г., Климук В.С., Пахольченко Ю.А. Бимодальные вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя Забайкалья и геодинамические условия их формирования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 190-203.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 1771-1802.

Доронина Н.А., Левский Л.К. Изотопный контроль метаморфических процессов в зонально-метаморфизованной ципиканской толще (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. С. 109-110.

Антонов А. Ю., Доронина Н. А., Травин А.В., Хубанов В. Б., Посохов В. Ф., Буянтуев М.В. Тектоно-магматическая эволюция территории северо-восточной части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита северного Забайкалья (U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст и состав пород вулканоплутонической ассоциации Баунтовского района) // Петрология магматических и метаморфических

формаций. Вып. 8. Материалы Всероссийской петрографической конференции. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2016 (370 с.). С. 8-14.

Шелгачёв К.М., Шатковская Л.В., Курбатова Е.И., Минина О.Р., Хохлов Е.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XVIII (Багдарин). Объяснительная записка / СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 146 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский плюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3-29.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир. 1989.

Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье). Геотектоника, №3, 2016. С. 63-84.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. 2000 Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое-раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // Доклады Академии Наук, 2000, том 375, № 4, с. 525-530.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull., 1989, v. 101, p. 635-643.

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.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol., 1983, v. 91, № 6, p. 611—627.

Ровнина Л.В. Классификация органического вещества осадочных пород на основе палинологического метода// Проблемы современной палинологии. Новосибирск: Наука, 1984. С. 31-34.

Булгатов А.Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде-палеозое. Новосибирск: Академ. Издательство «Гео», 2015. 191 с.

Семейкин И.Н., Аюржанаева Д.Ц. Кварциты Черемшанского месторождения – продукт переотложенной коры химического выветривания пород // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, 2014, №. 6 (49), с. 57–67

Осокин П.В., Булгатов А.Н., Квашнин В.Г. Осадочно-вулканогенные образования хр. Морской (Забайкалье) и их минерализация // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 50-59.

Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия метаморфических комплексов восточного побережья оз. Байкал и их корреляционные соотношения с породами западного берега // Геохимия. 2005. № 5. С. 485-502.

Хрусталеv В.К. Палеовулканизм и геодинамика Селенга-Хаимского террейна (Западное Забайкалье) // Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика». Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. Т.2. С. 387-391.

Приложение А. *Количество научных публикаций в журналах, индексируемых в российских и международных информационно-аналитических системах научного цитирования (Web of Science, Scopus, MathSciNet, Российский индекс научного цитирования, Google Scholar, European Reference Index for the Humanities и др.) по проекту за 2018 год:*

1. Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Смирнова О.К., Ланцева В.С., Бадмацыренова, Р.А., Орсов Д.А. Джидинский рудный район: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования, прогнозы и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 1. С. 3-37. **DOI: 10.15372/GiG20160904 (WoS, Scopus) Q4**

2. Gordienko I.V., Metelkin D.V., Vetluzhskikh L.I., Mikhaltsov N.E. and Kulakov E.V. New paleomagnetic data from Argun terrane. Testing its association with Amuria and the Mongol-Okhotsk ocean // Geophysical Journal International. Published by Oxford University Press, 2018, V. 213, p. 1463-1477. **DOI: 10.1093/gji/ggy057 (WoS, Scopus) Q2**

3. Гордиенко И.В., Ланцева В.С., Бадмацыренова Р.А., Елбаев А.Л. Селенгинский рудный район Республики Бурятия: геологическое строение, минералогия, геодинамика, перспективы развития // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41. № 1. С. 9-37. **DOI: 10.21285/2541-9455-218-41-1-9-37 (РИНЦ) V**

4. Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д. Хэнтэй-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. №3. С. 1063-1097. **DOI:10.5800/GT-2018-9-3-0384 (RSCI WoS) R**

5. Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Баянова Т.Б., Гороховский Д.В., Орсов Д.А., Бадмацыренова Р.А., Зарубина О.В. U-Pb возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитовофиолитовой ассоциации Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье) // Доклады академии наук, 2018, Т. 478, № 4. С. 452-455. **DOI: 10.7868/S0869565218040163 (WoS, Scopus) Q4**

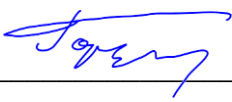
6. Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Орсов Д.А., Бадмацыренова Р.А., Хубанов В.Б. Оценка комагматичности габброидов и сиенитов Арсентьевского массива (Западное Забайкалье) // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 566-573. **DOI: 10/24930/1681-9004-2018-18-4-566-573 (РИНЦ) V**

7. Орсов Д.А., Мехоношин А.С., Канакин С.В., Бадмацыренова Р.А., Хромова Е.А. Габбро-перидотитовые силлы верхнерифейского довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 589-605. **DOI: 10.15372/GiG20180502 (WoS, Scopus) Q3**

8. Minina Olga, Ariunchimeg Yarimpil, Gordienko Ivan, Vetluzhskikh Larisa, Neberikutina

Lyudmila, Kurilenko Alena, Coneger Tamara. New Data on the Age of the Paleozoic Deposits of the Zag-Kharaa Terrane of the Khangay-Khentey Megazone (Northern Mongolia). Proceedings of Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting 2017: "Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources" Informatica Srl – Filodiritto Editore (2018) pp. 172-178. **(WoS)**.

Руководитель проекта,

Гордиенко И.В.  Г.н.с., д.г.-м.н., чл.-к. РАН

Тел: (3012)433891