Федеральное агентство научных организаций ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

УДК 551.2 (553.04,556.25) № гос. рег. АААА-А17-117011650013-4

Инв. № 1



ОТЧЕТ за 2017 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

0340-2016-0001

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

Jory И.В. Гордиенко

Улан-Удэ, 2017

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Научный руководитель		И.В. Гордиенко
члк. РАН, гл. научн. сотр.,	-t-	
советник РАН	200mg	
Исполнители проекта:		
д-р. геолмин. наук, зав. лаб.	allend	О.Р. Минина
д-р геолмин. наук, вед. науч. сотр.	A hyperoid	А.Н. Булгатов
д-р геолмин. наук, вед. научн. сотр.	Ater	А.Ю. Антонов
канд. геолмин. наук, ст. научн. сотр.	DOLS	Д.А. Орсоев
канд. геолмин. наук. ст. научн. сотр.	Berng-	Л.И. Ветлужских
канд. геолмин. наук, научн. сотр.	6 gree	Р.А. Бадмацыренова
канд. геолмин. наук, мл. научн. сотр.	quif	А.Л. Елбаев
канд. геолмин. наук мл. научн. сотр	labet.	В.С. Ланцева
мл. научн. сотр.	Ann	Н.А. Доронина
инж.	Touch	Т.А. Гонегер
инж.	9 Thatrah	М.Ш. Бардина
лаб.	the -	Н А Баженов
лаб.	AN	BC Taurumer
лаб.	New	М.С. Скришников

Содержание

	Стр.
Реферат	1
Введение	2
Обоснование направления исследований	4
Основные результаты	5
1. Результаты изотопно-геохронологических исследований (Sm-Nd)	5
2. Карта террейнов:	7
Хамар-Дабанский террейн	8
Малоосиновский массив	8
Солзанский массив	9
Джидинский террейн	10
Хулдатский массив	10
Модонкульский массив	11
Даурский террейн	12
Югальский массив	12
Малангинский массив	13
Верхневитимский террейн	13
Багдаринская подзона	13
Андреевский массив	13
Ципиканский блок	14
Усой-Багдаринский водораздел	15
Баргузино-Витимская зона.	15
Удино-Витимский террейн	16
Нижнепалеозойский комплекс	16
Среднепалеозойский комплекс	17
Джидинский террейн	18
Северная Монголия Хэнтэй-Даурский террейн	20
Орхон-Харагольский и Улан-Баторский осадочные бассейны	20
Микститовый комплекс формации Горихи	22
Хутульский массив	22
Кольский полуостров	24
Заключение	26
Список использованной литературы	28
Приложение А	35

Реферат

Отчет 35 с., 19 рис., 1 табл., 66 ист., 1 прил.

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

Основной целью проекта 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.

В результате проведенных исследований обобщены и получены новые геологические, петролого-геохимические, литологические, палеонтологические и изотопно-геохронологические данные по магматическим и осадочным образованиям Джидинской, Витимкан-Ципинской, Удино-Витимской, Хэнтэй–Даурской структурно-формационных зон Монголо-Забайкальского региона. Определены их генетические типы, геодинамические обстановки формирования и условия формирования каледонской и герцинской континентальной коры в Забайкалье.

Для палеозойских габброидных и гранитоидных массивов (Солзанский, Малоосиновский, Андреевский, Югальский, Малангинский, Хулдатский, Модонкульский) проанализированы относительный и абсолютный возраст, геохимический и изотопный состав, источники (Sm-Nd данные). Установлено, что источниками расплавов венд-палеозойских габброидов и гранитоидов выступали, преимущественно, породы ювенильной коры при прогрессивной добавке древнего корового компонента, вследствие смешения пород островодужных комплексов и докембрийских блоков.

Обобщены результаты изотопно-геохронологических исследований (Sm-Nd) магматических и осадочных комплексов палеозоя на территории Забайкалья, на основе «Геодинамической карты...» и террейнового анализа выявлены изотопные провинции, определены возраст протолитов и условия формирования каледонской и герцинской континентальной коры в Забайкалье. Установлено, что среди каледонских и герцинских структур Забайкалья преобладают мезо- и неопротерозойские модельные возраста протолитов.

Получены новые данные о возрасте, генетических типах и условиях формирования индикаторных осадочных формаций Витимкан-Ципинской, Удино-Витимской и Джидинской зон Западного Забайкалья, проведен отбор проб на петро- и палеомагнитные исследования.

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

1

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 (2017-2020)

Согласно новой глобальной концепции – тектоники литосферных плит установлено, что складчатые 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, 1993; Хаин, 2001; Добрецов и др., 2001]. Изучение процессов формирования и эволюции континентальной коры, отраженных в магматических и осадочных комплексах, остается одной из главных фундаментальных проблем современной геологии.

Магматические процессы являются основным индикатором перестройки и трансформации мантии и литосферы Земли и отражают динамику тепломассообмена в верхних слоях Земли. Главенствующую роль в этих процессах играют эндогенные факторы глубинной геодинамики, выражающиеся вариациями петролого-геохимического состава и структурной приуроченности продуктов магматизма [Богатиков и др., 2010; Добрецов, 2010, 2011 и др.]. Индикаторами магматических процессов являются разнообразные интрузивные и вулканические породы корового и мантийного происхождения.

Эндогенные магматические процессы определяют различные типы осадочных бассейнов (океанические, задуговые, преддуговые, шельфовые и др.). Образование палеобассейнов сложный комплексный процесс, в котором задействованы одновременно процессы, происходящие на разных уровнях литосферы. Формирующиеся в их пределах специализированные 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.]. Анализ палеомагнитных, фаунистических и флористических комплексов помогает определить время формирования палеобассейнов и палеогеографическое положение изучаемых территорий.

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; Парфенов и др., 2003; Гордиенко и др., 2016]. До настоящего времени остаются нерешенными много вопросов, связанных с эволюции магматизма, формированием

палеобассейнов и основных типов структур Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского орогенных поясов. Именно поэтому изучение эволюции магматизма и седиментогенеза, определение возраста как магматических, так и осадочных комплексов, изучение основных типов тектонических структур, связанных с формированием каледонской и герцинской континентальной коры этих складчатых поясов, остается актуальным.

Все вышеизложенное и определяет необходимость проведения научно-исследовательских работ по данному проекту. В результате исследований предполагается 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.

Обоснование направления исследований

Основной целью 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-коллизионного магматизма и выявление связей магматических процессов с формированием различных геодинамических типов осадочных палеозойского и Монголо-Охотского океанов.

На 2017 год планировалось обобщить имеющиеся геологические и петролого-геохимические данные и провести геологические исследования по магматическим и осадочным образованиям Джидинской, Витимкан-Ципинской, Удино-Витимской и Хэнтэй–Даурской структурно-формационных зон Монголо-Забайкальского региона.

В соответствии с поставленными задачами были:

- изучены вещественный состав, отобраны пробы для определения абсолютного возраста, на петролого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования индикаторных каледонских и герцинских ультрабазитовых, базитовых и гранитоидых Солзанского, Малоосиновского, Хулдатского, Мондонкульского, Малангинского, Югальского, Андреевского, Хутульского массивов Забайкалья и Монголии;

- проведено геологическое и палеонтологическое изучение осадочных комплексов в Витимкан-Ципинской, Удино-Витимской, Джидинской зонах Западного Забайкалья, Хангай-Хэнтэйской зоне Северной Монголии. Отобраны пробы 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 фаунистически охарактеризованных отложений первой половины позднего палеозоя.

Полученные материалы обобщены в виде научного отчета и опубликованы в печати в виде научных статей в рецензируемых журналах, рассмотрены на научных семинарах института и лаборатории.

Полевые работы в 2017 году были сосредоточены в центральной и северо-восточной частях Западного Забайкалья в пределах Верхневитимского, Хамар-Дабанского, Удино-Витимского, Джидинского, Даурского террейнов и Хангай-Хэнтэйской зоне Северной Монголии.

4

Основные результаты

1. Проведено обобщение результатов геохронологических, палеонтологических и исследований и изотопных Sm-Nd данных в соответствии с таблицей 1 магматических и осадочных комплексов палеозоя на территории Забайкалья, на основе составленной Геодинамической карты Байкальского региона и сопредельных территорий выявлены изотопные провинции, определены возраст протолитов и условия формирования каледонской и герцинской континентальной коры в Забайкалье (рис. 1) [Гордиенко и др., 2016, 2017].



Рисунок 1. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий (по А.Н. Булгатову, И.В. Гордиенко) с Sm-Nd изотопными данными возраста континентальной коры по авторским материалам и опубликованным данным других исследователей

Установлено, что среди каледонских и герцинских структур Забайкалья и Монголии преобладают мезо- и неопротерозойские модельные возраста протолитов, что подтверждается другими исследователями [Коваленко и др., 1996; Ковач и др., 2000; Рыцк и др., 2007; Богатиков и др., 2010; Цыганков и др., 2010, 2014]. Исключение составляют Джидинская зона каледонид и герциниды Центральной и Южной Монголии, где возраст континентальной коры колеблется в пределах палеозоя (табл. 1).

Таблица 1. Sm-Nd изотопные данные для пород Западного и Центрального Забайкалья.

№ п/п	Свита, комплекс (толща, массив)	Порода	Возрас т млн лет	Sm, Γ/τ	Nd, r/T	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	E _{Nd} (T)	Т(DM) млн лет	Т(DM- 2) млрд лет
	Байкалиды - R ₂₋₃									
1	Катаевская	Анлезит	845	Северн 7 97	аоа забайк 38 7	алье 0 1111	0 512639	+9.29	762	754
1.	Патасвекая	Гранит в	850	5,89	26,1	0,136210	0,512689	+7,59	910	899
		гальке		,	,	, ,	,	, ,		
		конгл.								
2.	Олнинская	Риолит	1280	6,6	36,8	0,109256	0,511525	-7,40	2364	2488
		Риолит	1280	2,94	16,6	0,107140	0,511552	-6,52	2280	2417
3	Зумбурукский	Риолит Коматии-	953	5,45	23.6	0,099391	0,511305	+0.21	1672	1592
5.	зумоурукекии	товый	755	5,11	23,0	0,1504	0,512250	10,24	1072	1372
		базальт								
4.	Бамбуйский	Габбро-	790	4,49	16,9	0,15992	0,51243	-0,34	2041	1508
_		диорит		• • •	0.00	0.4.60.0		0.10		
5.	Метешихинс-	Габбро	809	2,49	8,89	0,1693	0,512525	+0,63	2146	1443
	КИИ			Калелон	илы - V - е	- 0 - 5				
				Западн	иды - v - е юе Забайк	алье				
6.	Бугуриктайс-	Pacc.	560	0,30	0,68	0,267105	0,513075	+3,49	640	-
7.	кий	габбро								-
0	Холтосонский	Габбро	506	0,50	2,05	0,1476	0,512802	+6,38	805	
8.	модонкульс-	КВ.	504	4,10	17,8	0,1392	0,512791	+6,7	131	-
	КИИ	Лиорит	504	3.12	12.1	0.155518	0.512854	+6.87	780	675
9.	Джидинский	Габбро	560	0,72	2,65	0,165130	0,513040	+10,1	350	451
		Тоналит	560	2.04	8.88	0.138855	0.512861	+8.50	592	586
				-,						
		Габброно	550	3,30	14,1	0,141200	0,512809	+7,25	721	682
10	Барунгольский	-рит Тонацит	477	2 76	14.4	0 1152	0 512397	+0.27	1166	1201
10.	Dupymonbekim	Тоналит	490	3.03	19.8	0.0922	0.512362	+1.16	990	1138
11.	Дархинтуйски	Тоналит	490	3,52	20,4	0,1035	0,512312	-0,52	1160	1277
12.	й	Кв.	490	4,60	22,2	0,1250	0,512296	-2,18	1466	1415
10	Хулдатский	диорит	10.5		4.0.0					
13.	III	Габбро	495	1,36	4,03	0,2035	0,512852	+3,75	4461	929
14	шильдырхеис-	Γεδόρο	508	1.40	4 26	0 1994	0.512658	+0.22	5219	1232
14.	Хоштогольс-	1 40000	500	1,40	7,20	0,1774	0,512050	10,22	5217	1252
15.	кий	Габбро	488	5,90	34,5	0,1033	0,512176	-3,19	1345	1498
	Байсинский	_								
				Централ	ьное Забаі	<i>йкалье</i>	-		-	
16.	Югальский	Гранит	460	4,17	31,9	0,079140	0,512413	+2,52	837	1001
17.	Киркоротский	Гранодио	472	6,53	25,6	0,1373	0,512387	-1,32	1523	1330
		-рит		<i>.</i> -			0.515			
18.	Малханский	Гнейсо-	450	0,36	7,75	0,106227	0,512466	+1,85	972	1049
10	Инголинский	гранит	440	0.61	2.08	0 176352	0.512063	17.40	760	571
19.	тпі одинский	пит	++0	0,01	2,00	0,170352	0,512905	+7,49	709	5/1
		Трокто-	440	0,13	0,61	0,111055	0,512813	+8,24	503	509
		лит								
20.	Малангинский	Габбро	430	3,88	18,4	0,127343	0,512446	+0,06	1245	1148
	Герциниды - D - С - Р									
21	Уенлэкская	Трахирио	407	- Западн 7.22	39.0	0.111682	0.511543	-16.96	2394	2.573
21.	2 engenenan	лит	107	, ,22	57,0	0,111002	0,011040	10,70	2374	2313
		Трахирио	407	6,00	28,01	0,129622	0,511886	-11,20	2287	2094
		лит								
		Трахирио	407	3,23	2,5	0,139400	0,511832	-12,76	2694	2223

		ЛИТ								
22.	Кыджимитская	Андезиба	306	1,77	7,20	0,14875	0,512545	+0,06	1422	1080
		-зальт								
23.	Атарханский	Габбро	315	0,92	3,20	0,174440	0,512667	+1,46	1878	971
24	Vunuuoruŭ	Гронит	207	1.65	7 72	0 120220	0 512552	+0.70	1092	1004
24.	У ШМИНСКИИ Болиторокий	Гранит Гранит	207	1,05	2 907	0,129239	0,512552	+0,79	1756	2012
25.	Сирокончий	гранит Гоббро	221	1,521	0,097	0,105510	0,511077	-11,5	1730	2015
20.	Сивакскии	Габоро	521 212	3,8	0,5	0,119004	0,512088	-7,50	210	214
27.	Юктаконская	Базальт	515	2,08	0,33	0,256419	0,515258	+9,32	310	314
28.	Олнинская	Пикрит	157	10,9	49,3	0,1341	0,511701	-17,05	2763	2394
•		Пикрит	157	12,2	52,8	0,1396	0,511/54	-16,11	2859	2326
29.	Ципиканская	Метапесч	278	9,98	57,1	0,1057	0,5117/03	-13,84	2038	2290,1
		аник	380	4,73	25,2	0,1133	0,511959	-9,21	1806	1908,1
		-//-//-	380	5,2	28,5	0,111301	0,512043	-7,47	1648	1765
		Ортоам-	278	4,70	14,4	0,1973	0,512827	+3,67	3009	795,1
		фиболит	278	3,14	10,3	0,1833	0,512815	+3,93	1686	766,3
30.	Витимканский	Гранит	311	1,52	8,89	0,103310	0,511877	-11,14	1756	2013
		Гранит	312	13,8	70,3	0,113064	0,512088	-7,65	1710	1724
31.	Зумбурукский	Метабаза	297	2,31	7,66	0,1823	0,512896	+5,58	1240	613
32.	Арсентьевский	льт		, ,	<i>,</i>	,	,	,		
	-	Габбро	285	11,9	56	0,1279	0,5125	-0,19	1157	1084
		Габбро	285	6,2	27	0,1382	0,5127	+3,34	912	790
33.	Оронгойский	Габбро	285	4,5	19	0,1425	0,5125	-0,72	1394	1128
	1	Габбро	278	10,3	60	0,103328	0,5126	+2,58	762	831
		Габбро	278	9,3	44,4	0,126076	0,5126	+1,77	960	921
	Центральное Забайкалье									
34.	Шарагольский	Габбро	330	3,06	14,9	0,123544	0,512702	+4,34	761	744
35.	Урлукский	Габбро	247	1,66	7,57	0,132906	0,512946	+8,02	388	369
36.	Альбитуйский	Габбро	371	4,97	18,6	0,161270	0,512611	+1.15	1569	1042
37.	Этытейский	Гранит	187	4,14	20,2	0,1101	0,512611	+1,54	795	859

Примечание: пробы проанализированы в аналитических лабораториях ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты (аналитик Т.Б. Баянова), ИЗК СО РАН, г. Иркутск (аналитик Е.И. Демонтерова), ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург (аналитик Л.К Левский), ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ и ИГХ СО РАН, г. Иркутск (аналитики В.Ф. Посохов и Г.П. Сандимирова).

2. На основе Геодинамической карты Байкальского региона и сопредельных территорий составлена «Карта террейнов», на которой выделены разнообразные геодинамические обстановки формирования тектонических структур региона в течение рифея и палеозоя, характеризующие возрастные геодинамические этапы (рис. 2).

В результате обобщения геологических, петролого-геохимических и изотопногеохронологических данных по Саяно-Байкальской складчатой области и сопредельных территорий разработана модель геодинамической эволюции рифейских и венд-палеозойских тектонических обстановок различного типа в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана (ПАО) [Гордиенко, Цыганков, 2017]. За время существования ПАО в его пределах формировались и исчезали тектонические структуры различной геодинамической природы: зоны субдукции и связанные с ними энсиматические и энсиалические островные дуги, внутриокеанические вулканические острова (гайоты) и рифтовые долины с различной скоростью спрединга океанической коры, окраинные и внутренние моря, пассивные и активные континентальные окраины западно-тихоокеанского, калифорнийского и андийского типов [Гордиенко, 2014; Булгатов, Гордиенко, 2016]. В пределах выделенных террейнов изучены магматические и осадочные комплексы.



показаны.

Рисунок 2. Карта террейнов Саяно-Байкальского складчатой области и сопредельных территорий [по А.Н. Булгатову, И.В. Гордиенко и др., 2004].

1 – Сибирский кратон; 2 – террейны Байкало-Патомского складчатонадвигового пояса (пассивная континентальная окраина кратона). Другие террейны юго-восточного складчатого обрамления Сибирского кратона: 3 – рифейско-палеозойские кратонные и метаморфические: (Г – Гарганский, Х-Хамардабанский, К-Кичерский, Мл – Малханский, М – Муйский, О – Ольхонский, Пс – Протеросаянский, Я – Яблоновый, З – Заганский); океанические: 4 –

верхнерифейские (И – Ильчирский, П – Парамский, АО – Абага-Оланский), 5 – вендраннепалеозойские (Хс – Хасуртинский, Кн – Куналейский, ОК – Онон-Кулиндинский), силуродевонские (Кр – Кыранский, УБ – Усть-Борзинский, Пш – Пришилкинский); островодужные: 6 – верхнерифейские (Кл – Келянский, С – Сархойский), 7 – венд-раннепалеозойские (УВ – Удино-Витимский, Д – Джидинский, Хм – Хамсаринский), 8 – девон-раннекарбоновые (Б – Береинский, У – Уртуйский); турбидитовых бассейнов: 9 – средне-верхнерифейские (А – Аргунский, Бб – Бодайбинский, Бм – Бамбуйский, Бр – Баргузинский, Ду – Делюнуранский, Мм – Мамаканский, Ол – Олокитский, Ш – Шаманский, Вв – Верхневитимский), 10 – нижнепалеозойский (Вд – Верхнеджидинский), 11 – девон-раннекарбоновый (Аг – Агинский), 12 – девон-среднекарбоновый (Др – Даурский); 13 – разломы: а) условные, б) сдвиги, в) вбросо-сдвиги и надвиги. Примечание. Перекрывающие мезо-кайнозойские структурно-вещественные комплексы не

Хамар-Дабанский террейн

<u>Малоосиновский массив.</u> Изучено геологическое строение и вещественный состав пород габброидного Малоосиновского массива. Массив характеризуется лополитообразной формой в разрезе и изометричной формой в плане, контакты с вмещающими породами рассечены зонами разрывных нарушений (рис. 3). Дифференцированная серия пород этого массива меняет свой состав от оливиновых вебстеритов до оливиновых габброноритов и керсутитовых габброноритов различной меланократовости, обогащённых титаномагнетитом и ильменитом.



Рисунок 3. Схематическая геологическая карта Малоосиновского массива. 1 – четвертичные отложения; 2 – 3 - хангарульская серия: 2 безымянская свита, 3 харагольская свита; 4 – 5 -4 слюдянская серия: 5 перевальная свита, култукская свита; 6 – граниты и пегматиты; 7 – сиениты; 8 – габбронориты; 9 – оливиновые габбронориты; 10 вебстериты; 11 – перидотиты; 12 – разрывные нарушения, 13 – контакты между различными типами пород: рвущие сплошная, постепенные пунктирная линии.

Породы характеризуются повышенными концентрациями Ті, Р, и значительным разбросом содержаний Mg, Al, Sr и Ca. Уровень содержаний РЗЭ превышает таковой в хондрите в 10-15 раз, с величиной La/Yb_N отношения – 3-12. Небольшие европиевые максимумы наблюдаются в лейкократовых разностях пород. Исследование изотопного состава пород массива (Sm-Nd) показало, что он соответствует таковому базитов внутриплитных позднепалеозойских-раннемезозойских магматических ассоциаций Центральной Азии, для которых источником является мантия типа EM-II, смешанная с источником PREMA.

<u>Солзанский массив</u> расположен в южном горном обрамлении оз. Байкал хребет Хамар-Дабан характеризуется наибольшим вещественным разнообразием разновозрастных гранитоидов. Наиболее древний их возраст был установлен U-Pb методом (513-516 млн. лет) на примере Солзанского массива [Макрыгина и др., 2013]. Солзанский массив расположен в крыле синклинальной структуры, сложенной метаморфическими породами хамардабанской серии и протягивается в субширотном направлении на 26 км при ширине от 1.5 до 5 км (рис. 4).



Рисунок 4. Геологическая расположения схема Солзанского гранитоидного массива. 1 аллохтонные 2 граниты; параавтохтонные граниты; 3 – основные сланцы шубутуйской 4 свиты; глиноземистые сланцы корниловской свиты; 5 – углеродистые известняки

в основании шубутуйской свиты; изограды метаморфизма: 6 – граната, 7 – андалузита, 8 – ставролита, 9 – фибролита и плагиомигматизации, 10 – ортоклаза; 11 – кордиеритовые роговики.

Восточная часть массива имеет сложные извилистые очертания и залегает среди метаморфических пород амфиболитовой фации, где развита метаморфическая дифференциация с образованием послойных плагио- и калишпатовых полосчатых мигматитов. В зонах повышенной проницаемости происходит частичное плавление субстрата с образованием небольших тел гнейсогранитов. В зависимости от того, в гнейсах какого состава залегают мигматиты, они представлены либо гранодиоритами с амфиболом, биотитом или гранатом, либо имеют состав биотитовых гранитов. По периферии массива они переходят в гранат-биотитовые лейкограниты, послойно внедрившиеся во вмещающие породы. При внедрении западной части интрузии в экзоконтакте образуются кордиеритовые роговики. Таким образом, гранитоиды Солзанского массива проявлены в автохтонной и аллохтонной фациях и представлены мигматитами, плагиогранитогнейсами, гранитогнейсами и лейкогранитами. Механизмом образования массива является частичное плавление в условиях температур высокой амфиболитовой фации при снижении давления с незначительным перемещением не полностью гомогенизированного расплава [Антипин и др., 2005]. По возрасту и особенностям состава раннепалеозойские граниты Хамар-Дабана относятся к типичным синколлизионным образованиям, сформированным из гнейсов хамардабанской серии, и имеют сходство с гранитоидам шаранурского комплекса Ольхонского региона Прибайкалья [Макрыгина и др., 2013].

Джидинский террейн

<u>Хулдатский массив</u> расположен в восточной части Джидинской зоны и сложен преимущественно среднезернистыми массивными амфибол-биотитовыми кварцевыми

монцонитами, которые на отдельных участках фациально переходят в монцодиориты и гранодиориты. Вмещающими породами рамы являются, на востоке породы астайской свиты Хамардабанской зоны, представленные разнообразными рассланцованными терригеннокарбонатными образованиями и известняками, на западе терригенно-карбонатные отложения джидинской флишоидной толщи. На севере и юге массив срезается верхнепалеозойскими гранитоидами бичурского комплекса более позднего этапа развития региона. Гранитоиды массива по составу отвечают семейству монцодиоритов и кварцевых монцонитов и характеризуются содержаниями SiO₂ от 58.10 до 61.70%. По общей щелочности и калиевости они занимают субщелочными промежуточное положение между низкощелочными И гранитоидами высококалиевого типа, а по соотношению кремнезема и суммы щелочей – промежуточное положение между породами нормального и субщелочного рядов. Для них характерен фракционированный характер распределения РЗЭ с преобладанием легких РЗЭ ((La/Yb)_N - 7.9), пологое распределение тяжелых РЗЭ, отрицательнаяЕи-аномалия ((Eu/Eu*)_N – 0.7), и отрицательные аномалии по Nb и Ti. Абсолютный возраст монцонитоидов Хулдатского массива, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 490±2 млн лет [Гордиенко и др., 2012]. По результатам Sm-Nd изотопных исследований выявлено, что монцониты характеризуются отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(T) = -2.2$ а также мезопротерозойским возрастом протолита – T_{Nd}(DM-2st) – 1415 млн лет. Формирование гранитоидов Хулдатского массива происходило в коллизионной обстановке. Это позволяет рассматривать их происхождение в рамках модели плавления утолщенной в ходе коллизии континентальной коры в результате сочленения океанических и островодужных комплексов Джидинской зоны и вулканогенно-осадочных образований Хамардабанской зоны и ее последующей деламинации и/или воздействие мантийного плюма на утолщенную кору.

<u>Модонкульский массив.</u> Плагиограниты Бугуриктай-Модонкульского междуречья обнаружены средиостроводужных гранитоидов, где они слагают массив-останец, сложенный преимущественно тоналитами, расположенными среди диоритов и кварцевых диоритов. По химическому составу тоналиты отвечают семейству гранодиоритов (SiO2 = 65.20 – 66.50%), относятся к высокоглиноземистым (Al2O3–17.2-17.8%) и низкокалиевым (К2O–0.4-0.7%) породам нормального ряда натровой серии. На классификационной диаграмме Ab-An-Or точки составов гранитоидов располагаются в поле тоналитов. Породы по содержаниям Al2O3 (>17 мас. %), Yb (0,48-0,68 г/т) и отношениям Sr/Y и (La/Yb)N отвечают всем признакам плагиогранитоидов высокоглиноземистой серии [Арт, 1983, Drummond, Defant, 1990, Туркина, 2000]. Определен вендский возраст (560-570 млн лет) тоналитов [Гордиенко и др., 2015]. Тоналиты характеризуются высокой положительной величиной єNd(T) = + 8.5 и относительно близким Nd-модельным

возрастом TNd(DM-2st) – 588 млн лет. Установлено, что генерация островодужной тоналитовой магмы, связана с частичным плавлением мафического источника субдуцирующей океанической плиты [Гороховский и др., 2016].

Даурский террейн

<u>Югальский массив</u> располагается в бассейне рек Югал и Аца, левых притоков р. Чикой и слагает северо-восточную часть Даурского полихронного батолита. Он имеет многофазное строение и сложен серыми крупно-среднезернистыми биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранодиоритами и гранитами первой фазы, биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми порфировидными гранитами и лейкогранитами второй фазы, а также лейкократовыми, аплитовидными гранитами и пегматитами жильной серии. Следует отметить, что гв составе первой интрузивной фазы были выделены габброиды. Мы полагаем, что габброиды относятся к отдельному ингодинскому комплексу. Гранодиориты первой интрузивной фазы представляют крупно-среднезернистые породы с массивной структурой. собой серые Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз 40%, калиевый полевой шпат - микроклин 25%, кварц 25%, пироксен 2%, биотит 6%, акцессорные представлены апатитом 1%, цирконом 1%. При изучении под электронным микроскопом в ассоциации с цирконом встречен редкий акцессорный минерал гранитов - ксенотим. Калиевый полевой шпат - микроклин четко выражает решетчатое строение. Кварц образует зерна неправильной формы с волнистым погасанием. Граниты второй интрузивной фазы - светло-серые среднезернистые порфировидные двуслюдяные породы. Состоят из КПШ - микроклин 40%, плагиоклаз 25%, кварца 30%, биотита 2%, мусковита 1%, акцессорные - апатит 1%, циркон 1%. Отмечаются прорывание жилами и дайками лейкократовых, аплитовидных гранитов и пегматитов. Рудные минералы встречаются крайне редко. Данные гранитоиды по содержанию суммы щелочей Na2O+K2O и K2O разделяются на две серии: умереннокалиевые низкощелочные (K2O/Na2O<1) и высококалиевые субщелочные (K2O/Na2O>1). Индекс ASI, показывающий насыщенность алюминием, различен: гранитоиды Iинтрузивной фазы попадают в поле пералюминивых пород, индекс ASI>1, а гранитоиды IIинтрузивной фазы массива лежат на границе мета – и пералюминевых пород, для этого ряда переходных разностей индекс ASI=1. Таким образом, петрохимическое разделение интрузивных фаз по типам имеет генетическое значение. U-Pb возраст цирконов гранодиоритов первой интрузивной фазы составляет 472 и 458-456 млн лет (средний-верхний ордовик). Близкий возраст был получен нами для гранитоидов малханского комплекса Цетрального Забайкалья 427 ±3 млн лет и U-Pb методом -450±5 млн лет (рубидий-стронциевый метод). По результатам Sm-Nd изотопного исследования выявлено, что гранодиориты первой фазы Югальского массива

характеризуются положительными значениями ENd(T), в диапазоне от +2,37 до +2,64, модельным возрастом около 1,0 млрд лет (T(DM)=837 млн лет) и молодыми ювенильными источниками.

Малангинский массив находится на правобережье р. Ингоды. Сложен меланократовыми амфиболизированными габбро, сменяющимися к краевым частям пироксен-амфиболовыми габбро-диоритами и диоритами. Амфиболизированное габбро состоит из призматических и изометрических зерен серого полевого шпата (лабрадор № 50-65), обыкновенной роговой обманки травяно-зеленого цвета и уралитового амфибола, образовавшегося по пироксену. Габбро-диориты и диориты характеризуются появлением в их составе калишпата, кварца и биотита. Состав плагиоклаза отвечает андезину № 40-50 с понижением основности его в ряде случаев до андезина No 30. Преобладающим темноцветным минералом В лиоритах остается амфибол. ассоциирующийся с биотитом. Часто амфибол вместе с биотитом образуют псевдоморфозы по пироксену. Акцессории представлены рудным минералом, цирконом и апатитом. Возраст габбро соответствует 430±3 млн лет (U-Pb метод). По результатам полученных нами Nd-изотопных исследований изученные габброиды характеризуются повышенными отношениями 147Sm/144_{Nd}= 0.1273, отрицательными параметрами єNd(T)-3.36 и позднерифейскими модельными возрастами T_{Nd}(DM)= 973 млн. лет. Значения двухстадийных Nd-модельных возрастов T_{Nd}(DM-2st) этих пород находятся в интервале среднего рифея. Все это указывает на смешанные и долгоживущие источники при формировании этих пород.

Верхневитимский террейн

Багдаринская подзона занимает обширную территорию Витимского плоскогорья. В пределах подзоны широко распространены докембрийские и палеозойские как интрузивные, так и осадочные образования. Изучены гранитоиды Андреевского массива и стратифицированные образования. Собраны материалы для изучения петро-геохимического, изотопного составов, литолого-фациальных особенностей, условий их формирования, определения относительного и абсолютного возрастов (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd).

<u>Андреевский массив</u> находится на водоразделе рек Усой-Талой. Определены главные разновидности пород массива и последовательность их формирования: 1 - габбро-диориты массивные; 2 - гранодиориты биотит-амфиболовые гнейсовидные среднекристаллические, установлено, что гнейсовидность утрачивается по направлению к центру массива, граниты становятся массивными мелкопорфировидными (вкрапленники плагиоклаза, биотита, амфибола, реже кварца), содержат ксенолиты габбро-диоритов; 3 - граниты (темноцветных минералов до 10 %) мелкокристаллические присутствуют во внутренней части интрузии в виде жил и прорывают все предшествующие породы. Между этими тремя главными разновидностями существуют промежуточные разности, отличающиеся по крупности сложения и меланократовости (рис. 5).



Рисунок 5. Схематическая геологическая карта Андреевского 2 массива (no данным Д.С. Позднякова, 2000). 1 четвертичные отложения; сиваконская свита: 2 - песчаники, 3 – сланцы; гранитоиды: 4 диориты, 5 – гранодиориты, 6 - граниты.

В пределах <u>Ципиканского блока</u> широко распространены гранитоиды и стратифицированные образования ципиканской толщи. Позднедевонский возраст толщи определен по комплексам микрофоссилий [Доронина и др., 2015]. Возраст гранитоидов, прорывающих толщу (U-Pb метод по цирконам) составляет 324, 321, 311, 284-287 млн л, по монофракциям минералов (Sm-Nd и Rb-Sr метод) - 240 млн л, толеитовые метабазальты датированы (U-Pb метод по цирконам) в 324–278 млн лет [Доронина и др., 2016] (рис. 6А).



Рисунок 6. Соотношение єNd — возраст (A) и эволюционная диаграмма єNd — модельный возраст (Б) для терригенных и магматических пород Ципиканского блока. 1 — гранитоиды; 2 — толеитовые метабазальты; 3 — субщелочные метабазальты; 4 — метапесчаники ципиканской толщи.

Установлена принадлежность толеитовых базальтов к мантийным породам, а большинства гранитоидов, субщелочных базальтов и метатерригенных пород ципиканской толщи - к

образованиям коры. Все перечисленные комплексы пород формировались на докембрийской коре (рис. 6Б).

<u>Усой-Багдаринский водораздел.</u> Стратифицированные образования первой половины позднего палеозоя здесь представлены двумя типами разрезов: ороченским и точерским [Руженцев и др., 2007, 2012; Минина и др., 2016].

Доизучено внутреннее строение разреза багдаринской свиты. По новым данным, пестроцветную ассоциацию, в объеме нижней и средней подсвит багдаринской свиты, мы выделяем в ранге позднедевонской, франской пестроцветной толщи [Kurilenko, Minina, 2017].



Багдаринская свита рассматривается в объеме верхнебагдаринской подсвиты, раннесреднекаменноугольный московского (до возраст которой века) определяется по остаткам мшанок. Породы свиты отличаются от пестроцветной толщи вулканомиктовым составом кластики И присутствием горизонтов туффов И туффитов. Из терригенных пород якшинской, точерской, багдаринской свит отобраны 6 серий образцов петромагнитных для И палеомагнитных исследований И большеобъемные пробы (4 пробы) для U-Pb изотопных исследований детритовых цирконов (LA-ICP-MS), пробы для микропалеонтологических и геохимических исследований (рис. 7).

Рисунок 7. Геологические разрезы девонско - каменноугольных отложений Багдаринской подзоны [Минина и др., 2016].

1 — сланцы сиваконской свиты (RF₃); девон - средний карбон: 2 — доломиты; 3 — известняки; 4 — конгломераты, гравелиты, песчаники; 5 — песчаники, алевролиты; 6 — алевропелиты, глинистые сланцы; 7 — риолиты, трахириолиты; 8 — уровни сбора органических остатков. Цифры на рисунке: 1–9 — конодонты; 10–11 — мшанки.

Баргузино-Витимская зона. Получены новые палинологические данные о возрасте итанцинской и бурлинской свит средне-верхнерифейской селенгинской серии Билюта-Черемшанского водораздела, в пределах известного Черемшанского месторождения кварцитов. Состав комплексов миоспор итанцинской и бурлинской свит в изученном разрезе определяет время накопления отложений как ранне-среднедевонское (эмс-начало живета), причем эмскоэйфельская бурлинская свита сменяется нижнеживетской итанцинской свитой. Во всех пробах, кроме миоспор, установлены акритархи (морской фитопланктон) родов *Leiovalia* Eis. (V-C), *Leiosphaeridia* Eis., *Lophosphaeridium* Tim. (докембрий-кайнозой) и хитинозои родов *Conochitina* Eis., *Lagenochitina* Eis. (O-D). Установлено, что отложения серии представлены карбонатными и терригенными осадочными образованиями внешнего шельфа (Аюржанаева, Минина, 2017). На петромагнитные, палеомагнитные (2 пробы) и U-Pb изотопные исследования (2 пробы на детритовые цирконы, метод LA-ICP-MS) отобраны пробы из кварцитовидных песчаников итанцинской и алевролитов бурлинской свит.

Удино-Витимский террейн

Еравнинская подзона занимает территорию хребта Байсыхан и восточную часть хребта Улан- Бургасы. Доизучены осадочные и вулканогенные образования нижнепалеозойской олдындинской свиты, среднепалеозойских озернинской, ульзутуйской и кыджимитской толщ, разрезы которых расположены в бассейне р. Ульзутуй (рис. 8).

<u>Нижнепалеозойский комплекс</u> представлен олдындинской свитой, сложенной вулканитами высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям, биогермными известняками и субвулканическими образованиями (рис. 8).



Рисунок 8. Схематическая геологическая карта бассейна р. Ульзутуй.

1- четвертичные отложения; 2 - сурхэбтинская толща (PZ₃); 3- 5- кыджимитская толща (D₃fm-C₁s); 6 – ульзутуйская толща (D₃f-C₁t); 7-9- озернинская толща (S₂-D₃); 10- левоульзутуйская толща (O₂); 11-15- олдындинская свита. 11- известняки с археоциатами; 16-17- гранитоиды витимканского комплеса; 18-тектонические нарушения; 19- места отбора проб на абсолютное датирование; 9 – элементы залегания; 20-высотные отметки; 22-34- места сбора органических остатков.

Вулканиты датированы в интервале от 534 до 513 млн л (ранний кембрий) [Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012; Ланцева, 2014]. Из состава олдындинской свиты выделены андезидациты и дациты, для которых получен возраст (U-Pb метод) 466,1 млн лет и 470,4 млн л (средний ордовик) [Руженцев и др., 2012]. По петрохимическим критериям они также как кембрийские вулканиты, относятся к высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям [Минина, Ланцева и др., 2013]. Мы выделяем их в самостоятельное стратиграфическое подразделение в ранге левоульзутуйской толщи (O₂luz), мощность которой более 500 м. Эти вулканиты прорваны монцонитами бичурского комплекса, датированного в 303,8 млн л (C₃) [по данным В.С. Платовв, 2011]. Из вулканитов кембрийского и ордовикского возрастов отобраны две пробы на палеомагнитные исследования (рис. 8).

В результате изучения археоциат из известняков олдындинской свиты бассейна рч. Ульзутуй (рис. 8), а также из кооктинской (Верхне-Ангарский хребет, лево- и правобережье р. Коокты), хохюртовской (Джидинская зона, левобережье р. Мырген-Шено) и эгийнгольской свит Северной Монголии (Южное Прихубсугулье, левобережье р. Уджигин-Гол) и анализа их географического и геологического распространения их комплексов, установлено, что общим является род *Tumulocyathus*, распространение которого отвечает атдабанскому, ботомскому и тойонскому ярусам нижнего кембрия [Скрипников, Ветлужских, 2017а]. По представителям рода *Tumulocyathus* проведена корреляция разрезов нижнего кембрия на территории Саяно-Байкальской горной области (СБГО) и Монголии Разрезы хохюртовской и эгийнгольской свит имеют идентичные комплексы археоциат, которые через род *Tumulocyathus* сопоставляются с разрезами кооктинской и олдындинской свит.

Вид *Ethmophyllum alatum*, отмеченный в хулудинском горизонте, являясь общим для олдындинской и кооктинской свит, ограничивает нижний возрастной интервал последней ботомским ярусом нижнего кембрия (рис. 9) [Скрипников, Ветлужских, 2017 б].

<u>Среднепалеозойский комплекс.</u> В его состав входит кыджимитская толщи, возраст которых определен по комплексам органических остатков (рис. 8) [Минина, 2014; Минина и др., 2016]. На ГГК-200/2 пачка, сложенная кристалло-литокластическими туфами риолит-дацитового состава с прослоями и линзами туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов (водораздел рч. Ульзутуй –

Известковый), отнесена к тамирской свите пермского возраста [по данным В.С. Платова, 2011]. По миоспорам время накопления этих отложений определяется турнейско-серпуховским веком раннего карбона. Мы включаем пачку в состав кыджимитской толщи (D3fm-C1s). Из песчаников озернинской, и кыджимитской толщ отобраны пробы на петромагнитные, палеомагнитные, геохимические и U-Pb изотопные (метод LA-ICP-MS) исследования детритовых цирконов (рис. 8).



Рисунок 9. Геологическое и географическое распространение общих видов и родов археоциат для нижнекембрийских отложений СБГО и Монголии. 1 – геологическое распространение, 2 – географическое распространение.

Джидинский террейн

В современной структуре складчатого обрамления юга Сибирской платформы Джидинская зона каледонид охватывает территорию Юго-Западного Забайкалья (бассейн р. Джиды) и смежных районов Северной Монголии (бассейны рек Ури-Гол и Эгийн-Гол) [Гордиенко и др., 2007, 2015, 2017]. В пределах Забайкальской части Джидинской зоны среди венд-раннепалеозойских стратифицированных комплексов, включающихся в состав двух региональных стратонов хохюртовской и джидинской свит, были установлены отложения первой половины позднего палеозоя [Минина, 2003; Филимонов, 2003; Руженцев и др., 2005]. Нами получены новые данные о составе, возрасте и обстановках накопления отложений флишоидной джидинской свиты, являющейся важнейшим индикатором тектонического режима. По строению джидинский флиш был расчленен на 4 типа пачек (фациальных ассоциаций) – псефитовую, терригенную,

карбонатно-терригенную, карбонатную (Филимонов, 2003). Нами исследованы песчаники терригенной и карбонатно-терригенной пачек по разрезам бассейнов рек Хасуртый и Дунду-гол.

На диаграмме ТМ-ТіО₂ [Юдович, 2000] песчаники разделились на граувакки с содержанием ТіО₂ больше 1 и ТМ больше 0.6 (б-н. р. Хасуртый) и аркозы с содержанием ТіО₂ от 0.3 -1 и ТМ от 0.4-0.6 (р. Дунду-Гол) (рис. 10).



Рисунок 10. Диаграмма Я.Ю. Юдовича для разделения песчаников: а - терригенная пачка, бкарбонатно-терригенная пачка. Границы полей: А- граувакк; С — аркозов.

Для реконструкций палеотектонических обстановок нами использовались диаграммы М.Р. Бхатия по Fe₂O₃+MgO, TiO₂, K₂O/Na₂O, Al₂O₃/SiO₂ (главные элементы терригенных пород) [Bhatia, 1983]. Песчаники разреза р. Хасуртый характеризуется высокими значениями Fe₂O₃+MgO (8-14%), TiO₂ (0.8-1.4%), Al₂O₃/SiO₂ (0.24-0.33) и низкими K₂O/Na₂O (0.2-0.4%), что соответствует обстановкам преддуговых бассейнов [Интерпретация геохимических данных..., 2001]. Песчаники р. Дунду-Гол (5 анализов) характеризуются более низкими значениями Fe₂O₃+MgO (5-8%), TiO₂ (0.5-0.7%), Al₂O₃/SiO₂ (0.15-0.20) и более высокими K₂O/Na₂O (0.4-0.8) и попадают в поле обстановок задуговых бассейнов [Bhatia M. R., 1983; Интерпретация геохимических данных..., 2001] (рис. 11).



Рисунок 11. Диаграмма М.Р. Бхатия по главным элементам: а - терригенная пачка, б - карбонатно-терригенная пачка. Поля, характеризующие песчаники из различных тектонических обстановок: А — преддуговый бассейн (р. Хасуртый); Б— задуговый бассейн (р. Дунду-Гол); С-активная континентальная окраина.

Наши данные подтверждают выводы предшественников о составе терригенных пород, их источниках сноса и условиях осадконакопления, связанных с геодинамическими обстановками окраинного (задугового) моря и преддугового палеобассейна [Гордиенко и др., 2007, 2015 и др.].

Возраст джидинской свиты разными исследователями считается кембрийским, вендордовикским, ордовикским, силурийско-девонским, девонскимй [Беличенко, 1969; Гордиенко и др., 2007; Филимонов, 2003; Минина, 2003; Руженцев и др., 2005]. Полученные дополнительные сведения о возрасте отложений бассейна р. Хасуртый свидетельствуют в пользу девонского времени их накопления. В известняках бассейна р. Хасуртый определены водоросли родов *Rotpletzella* (силур-девон), *Ikella* (верхи силура-девон) и *Subtilloria ex gr latissima* Luch. (девонкарбон), хитинозои рода *Lagenochitina* sp. (ордовик-девон). Мы предполагаем, что в составе джидинской свиты объединены разновозрастные, но фациально близкие отложения и не исключаем возможность телескопирования палеобассейнов разного возраста. В пользу этого свидетельствуют новые данные о возрасте отложений, присутствие аркозов среди песчаников и различные палеотектонические обстановки их формирования [Ташлыков, 2017; Ташлыков, Минина, 2017; Tashlykov V.S., Bashkueva M.N., 2017].

Северная Монголия. Хэнтэй-Даурский террейн

Продолжено изучение магматизма, стратиграфии и тектонического строения островодужных и окраинноморских террейнов в пределах Хэнтэй-Даурской активной континентальной окраины андийского типа (рис. 12).

Установлено, что крупные *Орхон-Харагольский и Улан-Баторский осадочные бассейны* с океанической корой связаны с заложением и развитием Монголо-Охотского океана и его активных окраин. Развитие этих структур, сложенных двумя разновозрастными ассоциациями пород, началось после закрытия ПАО и происходило в два этапа - позднекембрийско-ордовикско-раннесилурийский и позднесилурийско-девонский.

Первый этап – позднекембрийско-ордовикско-раннесилурийский. В это время, наряду с глубоководным осадконакоплением происходило излияние океанических базальтов и андезибазальтов N- и E-MORB типов с возрастом 458 млн лет, вероятнее всего, в условиях спрединговых океанических бассейнов красноморского типа. Фрагменты раннепалеозойской океанической коры в пределах террейна Заг-Хараа (Северо-Монгольская складчатая система) представлены серпентинитами, габброидами, метадолеритами, метабазальтами, кремнистыми отложениями.



Рисунок 12. Схема геологического строения Хангай-Хэнтэй-Даурской активной континентальной окраины (АКО). Составили О. Томуртогоо, И.В. Гордиенко с использованием материалов геологосъемочных работ 1:200 000 масштаба Монголии и России.

Фундамент (см. условные обозначения № 1-8, 23) - каледонские (кембро-ордовик-силур) островодужные, турбидитовые и аккреционно-коллизионные офиолитовые. комплексы Центрально-Монгольского микроконтинента; Хангай-Хэнтэй-Даурская АКО, 3 типа комплексов: 1 - (№ 9-12,16,17, 22, 24, 25) аккреционные комплексы позднего силура-девона с множеством фрагментов океанических и островодужные породы (пелагические яшмы, радиоляриты, офиолиты, пиллоу базальты MOR, симаунты, рифовые известняки, габброиды и гранитоиды); 2 -*(№* 13-15,18,19,26) каменноугольные, преимущественно терригенные турбидитовые u олистостромовые отложениями с многочисленными телами островодужных габброидов и гранитоидов; 3 - (№ 20,27-29) рифтогенные пермо-триасово-юрскими осадочно-вулканогенные толщи с внутриплитными габброидами, субщелочными и щелочными сиенитами и гранитами.

Второй этап - позднесилурийско-девонский связан с активным развитием Монголо-Охотского палеоокеана и его активных окраин. В это время происходило формирование Хэнтэй-Даурской АКО андийского типа с образованием мощной аккреционной призмы в преддуговом океаническом бассейне, вулканотектонических структур (Дзун-Модской, Дарханской, Лунской др.), а также девонских габброидов (388.7±5.6, 372.0±5.5, 364.2±9.9 млн лет) и гранитоидов (395-405 млн лет) субдукционного типа во фронтальной части АКО [Гордиенко и др., 2017]. Выделен крупный микститовый комплекс в пределах Улан-Баторского террейна в объеме формации Горихи (рис. 13).



Рисунок 13. Схема геологического строения Улан-Баторского бассейна Агинского террейна Северной Монголии (по Dorjsuren et al., 2006) Формации: 1 – Оргиоч (С₁₋₂); 2 – Алтаново (С₁); 3 – Горхи (D₂₋₃); 4 – Сэргэлен (D₁).

Формация Горихи представлена чередованием песчаников, алевролитов, глинисто-кремнистых пород с линзами разной мощности и протяженности (от

первых до сотни метров) конглобрекчий, известняков, базальтов, пестроцветных и сургучнокрасных яшм. Формация датирована средним-поздним девоном по комплексам радиолярий и конодонтов, выделенных из яшмоидов. По нашим данным формация Горихи представляет собой крупный микститовый комплекс, в составе которого объединены разновозрастные и генетически разнородные породы, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках. Слоистые терригенные и туфотерригенные породы датированы ранним карбоном и составляют матрикс микститового комплекса. Пелагические, гемипелагические кремни, океанические базальты OIB, глинисто-кремнистые породы, рифовые известняки, образующие олистолиты, имеют разный возраст (S₂, D₁e, D₂, D₃f и fm) и формировались в разных обстановках осадконакопления [по Kurihara T. et al., 2009; Ruppen D. et al., 2013, Минина и др., 2016]. Разновозрастные комплексы были объединены в единый разрез в результате последовательной аккреции участков океанической плиты, связанной с субдукцией океанической литосферы Монголо-Охотского океана. Мы предполагаем последовательность аккреции участков океанической плиты позднесилурийских, ранне-, средне- и позднедевонских (фран и фамен), и время аккреции – раннекаменноугольное [Гордиенко и др., 2017; Minina et al., 2017].

Получены новые данные по ультрамафит-мафитовому комплексу <u>Хутульского массива</u> Хэнтэй-Даурской континентальной окраины. Массив расположен в бассейне р. Орхон (рис. 14). В его строении принимают участие породы ультрамафит-мафитового комплекса. Ультрамафиты представлены плагиоклазсодержащими дунитами и их измененными разновидностями, мафиты – троктолитами, оливиновыми габбро, оливиновыми габброноритами, габброноритами, норитами, лейконоритами и анортозитами.



Рисунок 14. Геологическая карта Хутульского участка.

- 1-четвертичные отложения;
- 2- вулканогенно-осадочная толща (Р1);
- 3- терригенно-кабронатная толща (D);
- 4- сиенит-граносиенитовый комплекс (*P*₁); 5гранитоидный комплекс (*D*₃);
- 6- перидотит-габбровый комплекс (PZ);
- 7- элементы залегания.

Петрографическая ассоциация пород и внутреннее строение Хутульского массива позволяет отнести его к дифференцированным расслоенным интрузиям дунит-троктолит-

габбровой формации. К характерным особенностям химического состава пород массива относятся низкие содержания (мас. %) TiO₂=0.02-0.4, P₂O₅=0.03-0.04 и суммы щелочей (Na₂O+K₂O=0.05-1.7), повышенные Al₂O₃=14-28 (габброиды) и Al₂O₃=2-10 (плагиодуниты и меланотроктолиты) (рис. 15).



Рисунок 15. Диаграммы Al₂O₃-MgO и CaO-MgO для пород Хутульского массива.

Характерной геохимической чертой пород массива является их обедненность редкими землями (рис. 16а). По характеру распределения редких элементов (рис. 16б)., все типы пород имеют одинаковую конфигурацию спектров, близкую с низкокалиевыми островодужными базальтами. Однако содержание редких элементов в изученных породах слегка понижены относительно базальтов IAB типа. Полученные петро- и геохимические данные свидетельствуют, что ультрамафические и мафические породы массива сформировались из единого родоначального расплава в процессе кристаллизационной дифференциации. По низким содержаниям K₂O, P₂O₅, TiO₂ и высоким Al₂O₃ породы массива сопоставимы с островодужными перидотит-габбровыми массивами Центрально-Азиатского складчатого пояса [Изох и др., 1999; Цыганков, 2005 и др.].



Рисунок 16. а) Нормированные к хондриту содержания РЗЭ в породах расслоенной серии Хутульского массива; б) Распределение элементов примесей в породах Хутульского массива.

Это позволяет предполагать, что становление ритмично расслоенного Хутульского ультрабазит-базитового массива связано с одним из этапов развития Хэнтэй-Даурской активной континентальной окраины.

Кольский полуостров

Изучен мультиизотопный состав серы сульфидных Cu-Ni руд мончегорского интрузивного комплекса (Мончегорский плутон и Волчетундровский массив). Показано, что несмотря на метаморфические изменения пород и возможность полномасштабной гомогенизации изотопов во время магматического процесса, изотопный состав серы, по-прежнему, сохраняет свидетельства фотохимических процессов, происходивших в без кислородной атмосфере архея. Загрязнение родоначальной магмы серой, содержащей изотопный сдвиг, происходило на ранних стадиях формирования никеленосных массивов (рис. 17).



Рисунок 17. Мультиизотопные данные серы для сульфидов Си-Ni руд Мончегорского плутона и Волчьетундровского массива.

Теоретически и экспериментально установлено, что в земных геологических процессах фракционирование изотопов серы протекает в следующих соотношениях: δ^{33} S ~ 0,515 × δ^{34} S [Hulston, Thode, 1965]. Анализ наших данных и ранее опубликованные материалы [Bekker et al., 2016] показывают, что изотопный состав серы рудных горизонтов и вмещающих интрузивы пород образует единый линейный тренд (рис. 18), описываемый уравнением δ^{33} S =0,5187 δ^{34} S-0,1608. Таким образом, источник серы для сульфидных минералов пород Мончегорского и Волчьетундровского плутонов содержит изотопную метку масс-независимого фракционирования, причем он был достаточно гомогенным. Это позволяет сделать вывод о том, что контаминация родоначальной магмы коровой серой, содержащей изотопный сдвиг, произошла на ранних стадиях становления интрузивов, что обеспечило достаточно время для изотопной гомогенизации перед отделением сульфидного расплава от своей силикатной матрицы [Высоцкий, Орсоев и др., 2017].



Рисунок 18. Характер фракционирования изотопов серы в сульфидах Си-Ni руд Мончегорского плутона и Волчьетундровского массива.

Совместно с сотрудниками Чешской геологической службой (Прага) с помощью монокристальной рентгеновской дифракции методом EBSD изучена кристаллическая структура теллурида палладия и серебра - сопчеита Ag₄Pd₃Te₄, который был открыт Д.А. Орсоевым в медноникелевых рудах Мончегорского плутона [Laufec F.et al.,2017].



Рисунок 19. Кристаллическая структура сопчеита. а - общий вид; б - строение слоев, образованных шестичленными кольцами в форме вытянутых шестигранников.

Установлено, что кристаллическая структура минерала отвечает ромбической сингонии и имеет пространственную группу *Cmca*. Параметры элементарной ячейки: a = 12.212(2) Å, b = 6.138(2) Å, c = 12.234(3) Å, V = 917.1(4) Å³, Z = 4. Сопчеит образует слоистую структуру, в которой атомы Pd(1) и Pd(2) предполагают почти плоскую координацию с четырьмя атомами Te (рис. 19а). Каждый из [PdTe₄] прямоугольников распределяются на двух противоположных Te–Te сторонах смежных прямоугольников, образующих шестичленные кольца в форме вытянутых шестигранников. Эти шестиугольники ориентированы параллельно (100) и образуют слои узором «елочка». Атомы Ag образуют четырехчленные кольца [Ag₄], располагаясь примерно в центре удлиненных шестиугольников, состоящих из прямоугольников [PdTe₄] (рис. 196).

Заключение

1. В результате проведенных исследований обобщены геологические и петрологогеохимические данные по магматическим и осадочным образованиям Джидинской, Витимкан-Ципинской, Удино-Витимской, Хэнтэй–Даурской структурно-формационных зон Монголо-Забайкальского региона. Получены новые данные для петролого-геохимической, изотопногеохронологической, литологической, палеонтологической характеристики магматических и стратифицированных образований, их генетическим типам и геодинамическим условиям формирования.

палеозойские габброидные 2. Изучены И гранитоидные массивы (Солзанский, Малоосиновский, Андреевский, Югальский, Малангинский, Хулдатский, Модонкульский), проанализирован их относительный и абсолютный возраст, геохимический и изотопный состав, определены источники магматических пород на основе анализа Sm-Nd данных. Установлено, что венд-палеозойских габброидов источниками расплавов И гранитоидов выступали, преимущественно, породы ювенильной коры при прогрессивной добавке древнего корового компонента, вследствие смешения пород островодужных комплексов и докембрийских блоков.

3. Обобщены результаты изотопно-геохронологических исследований (Sm-Nd) магматических и осадочных комплексов палеозоя на территории Забайкалья, на основе «Геодинамической карты...» и террейнового анализа выявлены изотопные провинции, определены возраст протолитов и условия формирования каледонской и герцинской континентальной коры в Забайкалье. Установлено, что среди каледонских и герцинских структур Забайкалья преобладают мезо- и неопротерозойские модельные возраста протолитов.

4. Проведено геологическое и палеонтологическое изучение осадочных комплексов в Витимкан-Ципинской, Удино-Вититмской, Джидинской зонах Западного Забайкалья:

26

- установлена принадлежность толеитовых базальтов Ципиканского блока к мантийным породам, а большинства гранитоидов, субщелочных базальтов и метатерригенных пород ципиканской толщи - к образованиям коры. Все перечисленные комплексы пород формировались на докембрийской коре;

- из состава багдаринской свиты выделена верхнедевонская пестроцветная толща в объеме нижней и средней подсвит багдаринской свиты;

- по комплексам миоспор определен ранне-среднедевонский возраст итанцинской и бурлинской свит Билюта-Черемшанского водораздела;

- в результате изучения археоциат олдындинской, кооктинской, хохюртовской свит Забайкалья и эгийнгольской свиты Северной Монголии и анализа их географического и геологического распространения, установлено, что общим является род *Tumulocyathus*, распространеный в атдабанском, ботомском и тойонском ярусах нижнего кембрия;

5. Продолжено изучение магматизма, стратиграфии и тектонического строения островодужных и окраинноморских террейнов в пределах Хэнтэй-Даурской активной континентальной окраины андийского типа (Северная Монголия):

 установлено, что крупные Орхон-Харагольский и Улан-Баторский осадочные бассейны с океанической корой связаны с заложением и развитием Монголо-Охотского океана и его активных окраин. Развитие этих структур, сложенных двумя разновозрастными ассоциациями пород, началось после закрытия ПАО и происходило в два этапа - позднекембрийско-ордовикскораннесилурийский и позднесилурийско-девонский;

- в пределах Улан-Баторского осадочного бассейна выделен микститовый комплекс в объеме формации Горихи, в составе которого объединены разновозрастные и генетически разнородные породы, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках;

- петро- и геохимические данные по габброидному Хутульскому массиву свидетельствуют о том, что ультрамафические и мафические породы массива сформировались из единого родоначального расплава в процессе кристаллизационной дифференциации. Установлено, что становление ритмично расслоенного Хутульского ультрабазит-базитового массива связано с одним из этапов развития Хэнтэй-Даурской активной континентальной окраины.

6. Изучен мультиизотопный состав серы сульфидных Cu-Ni руд мончегорского интрузивного комплекса (Кольский полуостров). Сделать вывод о том, что контаминация родоначальной магмы коровой серой, содержащей изотопный сдвиг, произошла на ранних стадиях становления интрузивов, что обеспечило достаточно время для изотопной гомогенизации перед отделением сульфидного расплава от своей силикатной матрицы.

7. Совместно с сотрудниками Чешской геологической службой (Прага) с помощью монокристальной рентгеновской дифракции методом EBSD изучена кристаллическая структура теллурида палладия и серебра - сопчеита Ag4Pd3Te4, который был открыт Д.А. Орсоевым в медноникелевых рудах Мончегорского плутона.

Полученные в ходе выполнения проекта материалы обобщены в научном отчете и опубликованы в печати в виде научных статей в рецензируемых журналах. Они вносят существенный вклад в разработку модели эволюции магматизма и связанного с ним седиментогенеза, позволяют определить условия формирования основных типов структур, источники формирования магматических и осадочных комплексов и их роль в геодинамическом формировании каледонской и герцинской континентальной коры Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов.

Список использованной литературы

1. Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозоиды 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. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 192 с.

5. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000) / М.: Науч. мир. 2001. 604 с.

^{6.} Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики: Учеб. Пособие / Новосиб. Гос. ун-т. Новосибирск: изд-во НГУ, 2011. 492 с.

^{7.} 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.

8. Гордиенко И.В., Цыганков А.А. Магматизм и рудообразование в различных геодинамических обстановках Саяно-Байкальской складчатой области и сопредельных территорий // Разведка и охрана недр. 2017, № 9. С. 36-44.

9. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Отв. ред. В.В. Ярмолюк. М.: Наука, 2010. 604 с.

10. Добрецов Н.Л. Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 88-110.

28

11. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. Под ред. А.Д.Щеглова. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.

12. Попов В.И., Запрометов В.Ю. Генетическое учение о геологических формациях. М.: Недра, 1985. 457 с.

Романовский С.И. Субдукция (седиментологический контроль) // Геотектоника. 1988. № С. 92- 101

14. Романовский С.И., Тараканов А.С., Феоктистов В.П., Щеглов А.Д. Геодинамика и минерагения осадочных бассейнов (пути решения проблемы) // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 63 - 75.

15. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Казаков И.К.. Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. №8. С. 699-712.

16. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П., Старосельцев К.В., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю., Сафронов А.Ф., Павлушин А.Д. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы // Петрология. 2000. Т.8. №4. С. 394-408.

17. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Изотопные провинции и этапы формирования континентальной коры Байкало-Муйского пояса: Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам и кислым вулканитам // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 3. С. 374–379.

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

19. Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014,т. 55, № 2. С. 197–227.

20. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И.Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. Масштаб 1:200000. CDROM. Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН, 2004.

21. Макрыгина В.А., Антипин В.С., Лепехина Е.Н., Толмачева Е.В., Горлачева Н.В. Генетические особенности и первые данные об U-Pb возрасте Солзанского гранитоидного массива, Хамар-Дабан (Прибайкалье) // Доклады академии наук, 2013, том 449, № 2, с. 210-214.

22. Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов

Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Забайкалье // Петрология, 2012, т. 20, № 1, с. 45-65.

23. Антипин В.С. Внутриплитный редкометалльно-гранитный магматизм и его связь с процессами батолитообразования и формирования дайковых поясов//Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск. 2005. С. 13-16.

24. Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 99-105.

25. Drummond M.S., Defont M.J. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 1990, v. 347, p. 662-665.

26. Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000, № 7. С. 704-717.

27. Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Елбаев А.Л., Баянова Т.Б. Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Доклады академии наук, 2015. Т. 463. №5. С. 576-580.

28. Гороховский Д.В., Елбаев А.Л., Якимов Т.С. Петрология и геодинамическая природа вендских плагиогранитов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье) // Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2016. С. 55-57.

29. Доронина Н.А., Минина О.Р., Неберикутина Л.Н. Новые данные о возрасте ципиканской толщи Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Вестник Воронежского университета, Серия геологическая, 2015, № 3. С. 17-21.

30. Доронина Н.А., Антонов А.Ю., Минина О.Р. Последовательность геологических событий в ципиканском блоке Западного Забайкалья на основе новых палеонтологических и геохронологических данных // Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2016. С. 85-87.

31. Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 2. С. 225–228.

32. 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.

33. 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.

34. 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.

35. Kurilenko, A.V. & Minina, O.R. The Devonian of Transbaikal: biostratigraphy and correlation Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments (2017) / Springer Berlin Heidelberg, Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments DOI 10.1007/s12549-017-0275-2 pp. 1–11.

36. Аюржанаева Д.Ц., Минина О.Р. К вопросу о возрасте итанцинской и бурлинской свит селенгинской серии (Юго-Восточное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып.15. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2017. С. 36-38

37. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н.История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее - палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 5. С. 589-614.

38. Ланцева В.С. Вулканизм Удино-Витимской зоны каледонид Западного Забайкалья (состав, возраст, геодинамические условия формирования). Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Улан-Удэ, 2014. 18 с.

39. 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.

40. Скрипников М.С. Археоциаты олдындинской свиты (Западное Забайкалье) // Геология в развивающемся мире: Сб. науч. тр. Х Междунар. науч.- практ. конф. студ., асп. и молодых ученых: в 2 т. / отв. ред. Р. Р. Гильмутдинов; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2017. Т.1. С. 171-172.

41. Скрипников М.С., Ветлужских Л.И. Крибрициаты олдындинской свиты нижнего кембрия (Западное Забайкалье) // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике: Материалы IV Всероссийской молодежной научной конференции ГИН СО РАН. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2017. С. 61-63.

42. Скрипников М.С., Ветлужских Л.И. Археоциаты в нижнекембрийских отложениях Саяно-Байкальской горной области // Строение литосферы и геодинамика: Сб. науч. тр. XXVII Всероссийской молодежной конференции с участием исследователей из других стран. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2017. С. 221-222.

43. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо 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.

44. Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Ланцева В.С., Бадмацыренова Р.А. Джидинский рудный район: строение, металлогения, геодинамика, перспективы развития // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т.40, №1. С.9-31.

45. Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области. Автореф. дис. к. г.- м. н. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.

46. Филимонов, А.В. Характерные геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация). Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.

 47. Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Катюха И.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии.
М.: ГЕОС, 2005. С. 171–196.

48. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. Санкт-Петербург: Наука, 2000. 479 с.

49. Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geology. 1983. Vol. 91. P. 611–627.

50. Интерпретация геохимических данных: учебное пособие под ред. Е.В. Склярова. Москва: Интермет Инжиниринг, 2001. С. 288.

51. Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М: Наука, 1969. 208 с.

52. Ташлыков В.С., Минина О.Р. Новые данные о возрасте осадочных комплексов Джидинской зоны Юго-Западного Забайкалья // Геология в развивающемся мире: Сб. науч. тр. Х Междунар. науч.- практ. конф. студ., асп. и молодых ученых): в 2 т. / отв. ред. Р. Р. Гильмутдинов; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2017. Т.1. С. 175-177.

53. Ташлыков В.С., Минина О.Р. К схеме стратиграфии палеозоя Джидинской зоны (новые данные о возрасте осадочных толщ) // // Строение литосферы и геодинамика: Сб. науч. тр. XXVII Всероссийской молодежной конференции с участием исследователей из других стран. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН., 2017. С. 240-241.

54. Tashlykov V.S., Bashkueva M.N. Composition of Dzida suite (Dzida zone, South-Western Transbaikalia) // Современные проблемы в области естественных и гуманитарных наук: материалы международного конкурса на лучший студенческий научный проект на иностранном языке. г. Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2017. С. 101-103.

55. Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Елбаев А.Л., Томуртогоо О., Одгэрэл Д., Ариунчимэг Я. Хэнтэй-Даурская активная континентальная окраина Монголо-Охотского океанического бассейна (осадконакопление, магматизм, геодинамическая эволюция) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. Вып.15. С. 59-61.

56. Kurihara T., Tsukada K., Otoh Sh., et al. Upper Silurian and Devonian pelagic deep-water radiolarian chert from the Khangai-Khentei belt of Central Mongolia: Evidence for Middle Paleozoic subduction-accretion activity in the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. 34. P. 209-225.

57. Минина О.Р., Ариунчимэг Я, Гордиенко И.В., Ветлужских Л.И. Новые данные о возрасте палеозойских отложений Хангай-Хэнтэйской мегазоны Северной Монголии // Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 199-201.

58. Ruppen D., Knaf A., Bussien D., Winkler W., Chimedtsere A., Albrecht von Quadt Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol–Okhotsk Ocean in Mongolia: Hangay–Hentey accretionary wedge and seamount Collision. Gondwana Research. 2013. P 1 - 18.

59. Minina Olga R., Alena V. Kurilenko, Yarinpil ariunchimeg, Larisa I. Vetluzhskikh, Serge V. Naugolnych New data on the age of deposits of the Khenteyn series (Khangay-Khentey megazone, Northern Mongolia). Kazan, 2017, KFU, hh.130-132.

60. Изох А.Э. Расслоенные ультрабазит-базитовые ассоциации как индикаторы геодинамических обстановок (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) // дис. доктора геол.-мин. наук, Новосибирск, 1999. 403 с.

61. Цыганков А.А. Мигматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.

62. Bekker A., Grokhovskaya T.L., Hiebert R., Sharkov E.V., Bui T.H., Stadnek K.R., Chashchin V.V., Wing B. A. Multiple sulfur isotope and mineralogical constraints on the genesis of Ni-Cu-PGE magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk Igneous Complex, Kola Peninsula, Russia // Mineral. Deposita. 2016. V.51. № 8. P. 1035-1053. DOI 10.1007/s00126-015-0604-1.

63. Hulston J. R., Thode H. G. Variations in the S³³, S³⁴, and S³⁶ contents of meteorites and their relation to chemical and nuclear effects // J. Geophys. Res. 1965. V. 70. № 14. P. 3475–3484.

64. Xarris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Can. Mineral. 1991. V. 29. P. 231-237.

65. Высоцкий С.В., Орсоев Д.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Асеева А.В. Источник серы для Ni-Cu сульфидной минерализации Мончегорского интрузивного комплекса (Кольский полуостров, Россия) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Материалы V Международной конференции (Гремячинск, 2-6 сентября 2017 г.). Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2017. С. 83-86.

66. Laufec F., Vymazalova A., Grokhovskaya T.L., Plasil J., Dusek M., Orsoev D.A., Kozlov V.V. The crystal structure of sopcheite, Ag₄Pd₃Te₄, from the Lukkulaisvaara intrusion, Karelia, Russia // European Journal of Mineralogy. 2017. V. 29. № 4. P. 603-612. DOI:10.1127/ejm/2017/0029-2664. **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 dp.) по проекту за 2017 год:

1. **Doroshkevich A.G.,** Veksler I.V., Klemd R., **Khromova E.A., Izbrodin I.A.** Trace-element composition of minerals and rocks in the Belaya Zima carbonatite complex (Russia): Implications for the mechanisms of magma evolution and carbonatite formation // Lithos. 2017. V. 284. p. 91-108 DOI: 10.1016/j.lithos.2017.04.003

2. Kurilenko, A.V. & **Minina, O.R.** The Devonian of Transbaikal: biostratigraphy and correlation // Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments. 2017, Volume 97, Issue 3, P. 469–479. DOI: 10.1007/s12549-017-0275-2

3. |Laufec F., Vymazalova A., Grokhovskaya T.L., Plasil J., Dusek M., **Orsoev D.A.**, Kozlov V.V. The crystal structure of sopcheite, $Ag_4Pd_3Te_4$, from the Lukkulaisvaara intrusion, Karelia, Russia // European Journal of Mineralogy. 2017. V. 29. No 4. P. 603-612. DOI: 10.1127/ejm/2017/0029-2664

4. Sharygin V.V., **Doroshkevich A.G.** Mineralogy of Secondary Olivine-hosted Inclusions in Calcite Carbonatites of the Belaya Zima Alkaline Complex, Eastern Sayan, Russia: Evidence for Late-magmatic Na-Ca-rich Carbonate Composition // Journal of the Geological Society of India. 2017. V. 90(11). P.524-530. DOI:10.1007/s12594-017-0748-y

5. Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Ланцева В.С., Бадмацыренова Р.А. Джидинский рудный район: строение, металлогения, геодинамика, перспективы развития // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т.40, №1. С.9-31. https://elibrary.ru/item.asp?id=28922531

6. **Гордиенко И.В., Цыганков А.А.** Магматизм и рудообразование в различных геодинамических обстановках Саяно-Байкальской складчатой области и сопредельных территорий // Разведка и охрана недр. 2017, № 9. С. 36-44. <u>https://elibrary.ru/item.asp?id=30032188</u>

7. **Избродин И.А., Рипп Г.С., Аюржанаева Д.Ц., Посохов В.Ф.** Кварциты кяхтинского силлиманитового месторождения (геохимические особенности и генезис) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. 2017. №3. Т. 40. С.48-60. DOI: 10.21285/2541-9455-2017-40-3-48-60.

8. **Орсоев** Д.А. Россыпная платина Джидинского рудного района (Республика Бурятия) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 1. С. 32-41. https://elibrary.ru/item.asp?id=28922532