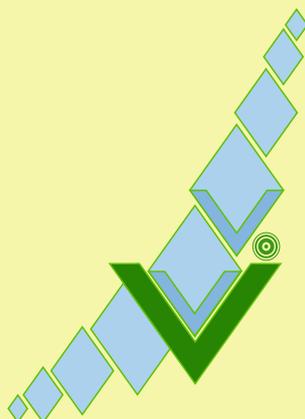


**АО «Забайкальское
горнорудное
предприятие»**

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Сибирского отделения РАН
(ГИН СО РАН)

БАЙКАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКЕ

Материалы
V Всероссийской молодежной научной конференции
г. Улан-Удэ, Максимиха 26–31 августа 2019 г.



Улан-Удэ
2019

Редакционная коллегия
Г.Н. Бурмакина, канд. геол.-минерал. наук
А.В. Украинцев, канд. геол.-минерал. наук

БАЙКАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКЕ: материалы V Всероссийской молодежной научной конференции.

Материалы, представленные в сборнике, посвящены проблемам геологии, геохимии, геофизики, палеонтологии и стратиграфии. В работах обсуждаются результаты исследований молодых ученых по петрологии и минералогии, месторождениям полезных ископаемых, геодинамики, а также возможности применения ГИС-технологий и компьютерного моделирования. Рассмотрены некоторые вопросы аналитических и геофизических исследований.

Информация может быть полезна специалистам различных отраслей геологии и горных наук, аспирантам, студентам геологических специальностей.

BAIKAL YOUNG SCIENTISTS CONFERENCE ON GEOLOGY AND GEOPHYSICS: Proceedings of the Vth All-Russian youth scientific conference.

The volume contains short papers concerning problems of geology, geochemistry, geophysics, paleontology and stratigraphy. The papers present results of young scientists' investigations devoted to petrology, mineralogy, mineral deposits, geodynamics, possibilities of GIS application and computer modeling. Some questions of analytical and geophysical research are considered.

The volume can be useful to specialists of various branches of geology and mining sciences, graduate students and students of geological specialties

Дизайн обложки *А.В. Минеев*
Компьютерная верстка *Т.А. Гонегер*

Материалы публикуются в авторской редакции

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА ЗОЛОТОЙ КЛЮЧ С ВОДОЙ РЕКИ ТУРКА

© А.Н. Ангахаева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ms.angakhaeva@mail.ru

Разгрузка термальных вод оказывает влияние на химический состав и температурный режим поверхностных вод. Для определения степени влияния термальных вод нами были исследованы воды термального источника Золотой Ключ и реки Турка.

Источник Золотой Ключ находится в долине р. Турка, в 53 км от ее устья и в 6 км от поселка Золотой Ключ. Здесь отмечается шесть выходов термальных вод, три из которых расположены на острове р. Турка, а остальные на ее правом берегу [1]. По химическому составу воды источника относится к сульфатному натриевому типу [2]. Источник характеризуется высоким содержанием фтора - 6,9 мг/л; из микроэлементов отмечаются повышенные концентрации железа - 650 мкг/л, стронция - 350 мкг/л, лития - 200 мкг/л, фосфора - 47 мкг/л, брома - 31 мкг/л, молибдена - 25 мкг/л, вольфрама - 15,7 мкг/л. Река Турка берет начало в южных отрогах Икатского хребта на высоте 1430 м, впадает с востока в Байкал. Длина реки 272 км, площадь водосбора 5870 км², основная часть водосборного бассейна расположена в пределах хребтов Голондинского и Улан-Бургасы. Водораздельная линия хорошо выражена: на северо-западе она проходит по хребту Черная Грива, на севере и востоке - по Голондинскому хребту и южным отрогам Икатского хребта, на юге и юго-востоке - по хребту Улан-Бургасы.

Нами были взяты пробы воды и донных отложений в источнике Золотой Ключ и реке Турка вблизи острова, на котором происходит разгрузка гидротерм (рис.1).



Рисунок 1 – Космоснимок источника Золотой Ключ, расположенного на острове в долине реки Турка. Масштаб 1: 10000. Условные обозначения: 1 – места отprobования воды и донных отложений, 2- направление течения реки Турка

Для определения температурного режима в реке Турка были произведены измерения температуры воды вдоль острова Золотой Ключ на расстоянии от берега до 1 метра. Схема расположения мест измерения температуры представлены на (рис. 2).

Таблица 1 - Макрокомпонентный состав воды источника Золотой Ключ и реки Турка, мг/л

№	TDS	t ⁰	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ³⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	NO ₃ ⁻	Cl	F	pH
источник Золотой Ключ												
У-1	338	31,5	166,1	6,0	0,0	1,2	103,7	238,5	8,1	23,0	2,7	7,6
река Турка												
У-2	445	16,3	14,1	5,0	1,2	1,7	48,8	1,6	6,9	3,9	0,09	7,1
У-3	63	29,5	24,3	4,0	1,8	0,7	48,8	11,5	6,6	7,8	1,5	7,4
У-4	29	15,2	15,9	4,0	0,6	1,0	45,7	3,9	2,3	4,2	0,1	7,3
У-5	28	16,2	22,4	3,0	1,8	0,5	57,9	2,9	10,4	4,2	0,1	7,3

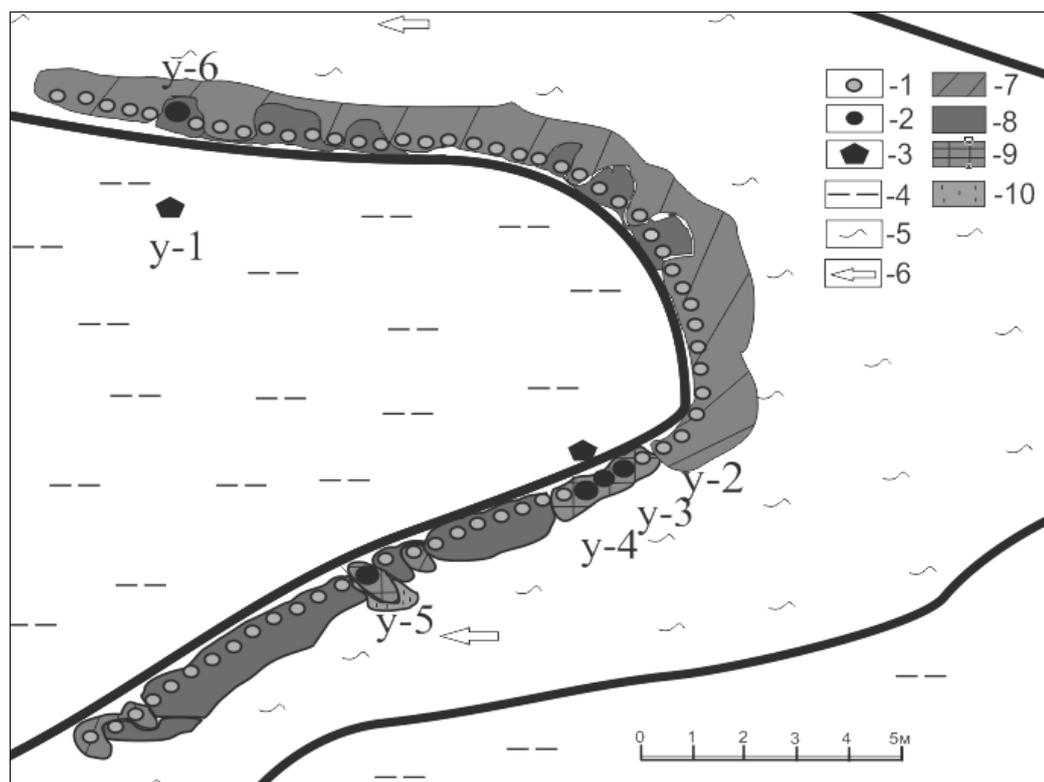


Рисунок 2 - Схема расположения точек измерения температуры и отборы проб воды.

Условные обозначения: 1 – точки измерения температуры, 2 – точка опробования воды и донных отложений, 3 – разгрузка термальных вод, 4 – территория острова Золотой Ключ, 5 – река Турка, 6 – направление течения реки. Ореолы распространения воды с разной температурой: 7 – $t=13^{\circ}\text{C}$, 8 – $t=14^{\circ}\text{C}$, 9 – $t=16^{\circ}\text{C}-22^{\circ}\text{C}$, 10 – место расположения водорослей.

Температурный режим воды реки Турка находится в основном в пределах $13-14^{\circ}\text{C}$. Вблизи левого берега острова выявлена температурная аномалия ($29,5^{\circ}\text{C}$, $22,5^{\circ}\text{C}$, $16,3^{\circ}\text{C}$). Здесь наблюдается разгрузка термальных вод в реку. В пределах этих температурных аномалий нами были отобраны пробы воды и донных отложений. Профиль для отбора проб воды был заложен в юго-восточном направлении вдоль левого берега острова, на расстоянии от берега в 1 м. Расстояние между точками опробования У-2, У-3, У-4 – 5 метров. Проба У-5 находится на расстоянии 20 метров от точки У-4.

Пробы воды были проанализированы с помощью сертифицированных методик на современном аналитическом оборудовании - масс-спектрометрах ICP MS «Element-2» и «Element-XR» в лабораториях инструментальных методов анализа ГЕОХИ СО РАН и центре коллективного пользования «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН». Макро-и микрокомпонентный анализ представлен в (табл. 1, 2, и 3).

Установлено, что в местах разгрузки родниковых вод формируются ореолы рассеивания высоко минерализованных вод, которые состоят из нескольких компонентов. Установлено повышенное содержание сульфата $11,5 \text{ мкг/л}$, хлора $7,8 \text{ мкг/л}$, фтора $1,5 \text{ мкг/л}$, натрия $29,5 \text{ мкг/л}$ в реке Турка в пробе У-3.

Таблица 2 - Содержание некоторых микрокомпонентов в реке Турка(мкг/л)

№пробы	Li	Rb	Cs	Sr	B	Ba	Br	P	U
У-2	5,8	1,6	0,41	156	<10	12,8	5,2	37	0,5
У-3	50	9,1	3,7	147	18,2	6,4	12,8	30	0,4
У-4	3,7	0,9	0,1	101	<10	9,9	4	41	0,5
У-5	2,4	0,7	0,05	73	<10	8,1	3,8	25	0,3

Среди микрокомпонентного состава в реке Турка выделяются повышенными содержаниями стронций (101, 156, 73 мкг/л), фосфор (41, 37, 25 мкг/л), бор 18,2 мкг/л.

Таблица 3. Содержание тяжелых металлов в реке Турка (мкг/л)

№ пробы	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Cd	As	Mo
У-2	0,41	19	810	1,09	12,7	32	0,28	0,52	2,2
У-3	3,7	3,7	210	0,43	11,6	3,8	0,054	0,26	7,5
У-4	0,155	11,6	370	0,89	11,7	16	0,25	0,24	1,46
У-5	0,051	5,3	189	0,78	7,1	13,6	0,59	0,18	3,8

В содержании тяжелых металлов установлены повышенные содержания железа (810, 210, 370, 189 мкг/л), цинка (32, 3,8, 16, 13,6 мкг/л), меди (12,7, 11,6, 11,7, 7,1 мкг/л).

В результате воздействия водных ореолов от разгрузки родниковых вод, в заливах реки происходит формирование илистых отложений. В таблице 4 представлен макро- и микрокомпонентный состав донных отложений в местах опробования (рис.2).

Таблица 4. Макро- и микрокомпонентный состав донных отложений источника Золотой Ключ и реки Турка, г/т

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr	Ni	Zn	Cu
Источник Золотой Ключ													
У-1	58,9	0,8	14,2	4,30	1,7	2,9	2,6	2,6	0,2	64,0	111	143	13,2
река Турка													
У-2	46,1	0,6	11,3	4,24	1,8	2,5	1,7	1,7	0,3	93,2	20,9	108	15,2
У-3	54,7	0,6	13,6	3,41	1,5	2,9	2,6	2,6	0,2	55,6	16,8	89,5	10,4
У-4	43,8	0,6	10,8	4,10	1,6	2,4	1,5	1,4	0,4	124	20,0	107	13,3
У-5	57,6	0,9	13,2	3,54	1,6	3,4	2,6	2,5	0,3	69,0	<15	83,0	7,7
У-6	62,8	0,8	14,3	3,38	1,5	3,3	3,2	3,02	0,2	36,9	<15	63,2	5,1

Из приведенных в таблице данных видно, что в источнике Золотой Ключ и реке Турка вниз по течению от разгрузки гидротерм наблюдается повышенное содержание хрома, никеля, цинка, меди, кремния. В макрокомпонентном составе донных отложений отмечаются повышенные содержания оксида железа, в то же время оксид кремния имеет несколько более низкое содержание, вероятно вследствие замены силикатной составляющей донных отложений на органическую.

На левом берегу острова в юго-восточном направлении реки Турка, вблизи пробы У-5, на камнях были замечены водоросли зеленого цвета. По произведенным исследованиям в лабораторных условиях установлено, что это бактериальные маты нитчатых цианобактерий *Phormidium*, *Anabaena*.

В результате исследования установлено, что разгрузка родниковых вод на правом берегу острова Золотой Ключ, оказывает влияние на температуру воды, микроэлементный состав воды и содержание донных отложений. В результате этого в прибрежных водах происходит интенсивное развитие водной растительности, формируются очаги расположения илистых отложений в поверхностных водах реки Турка.

Исследования выполнены по гранту РФФИ №18-45-030003\18

1. Ломоносов, И.С. Минеральные воды / И.С. Ломоносов, Е.В. Пиннекер// Байкал: атлас. – М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1993. – С. 32.

2. Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. Гидрогеохимические особенности состава азотных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Геология и геофизика, 2013, т.54, №5, с. 647-664.

КАРБОНАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА ИТКУЛЬ КАК ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ

© В.П. Артамонов^{1,2}, Э.П. Солотчина²

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, vaprobass@gmail.com

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, e_solotchina@mail.ru

На сегодняшний день существует озабоченность мировой общественности вопросами изменения климата. Основным подходом к прогнозированию дальнейших изменений окружающей среды является поиск и анализ климатических событий на протяжении прошедших геологических эпох. Для палеоклиматических реконструкций в голоцене оптимальными объектами являются аутигенные минералы отложений малых минеральных озёр [1, 3-5]. Минеральные ассоциации, состав, а также кристаллическая структура аутигенных минералов донных осадков несут в себе информацию о химизме вод, температуре, органической продуктивности и других параметрах, определяемых ландшафтно-климатическими особенностями региона.

Озеро Иткуль расположено на территории Восточно-Барабинской низменной равнины в пределах лесостепной ландшафтной зоны Новосибирской области. Бассейн озера Иткуль состоит из основной котловины и мелководного залива в западной части. Площадь водного зеркала – 15,1 км², средние глубины – около 1,5-1,8 м. Водное питание осуществляется за счёт временных водотоков, весенних паводков и атмосферных осадков. Воды озера относятся к гидрокарбонатным натриевым, общая их минерализация составляет 2098 мг/л (солончатые воды), pH=9,1. Для исследования использовался керн озерных отложений длиной 180 см, отобранный в центральной части озера, глубина воды в точке отбора составляла ~1,8 м.

Рентгенодифракционным (XRD) анализом (дифрактометр ARL X'TRA, излучение CuK_α) определён минеральный состав отложений, в котором преобладают кварц, карбонаты и плагиоклаз, а также присутствуют глинистые минералы (иллит, хлорит, каолинит), калиевый полевой шпат. Содержание карбонатных минералов в пределах исследуемого керна возрастает с глубиной. В интервале глубин 0-120 см их содержание составляет около 20-40%, далее оно значительно увеличивается, на глубине 136-138 см оно достигает максимума до 80% от минерального состава образцов. Детальное изучение минералогии карбонатов было выполнено методом математического моделирования их XRD спектров [2]. Разложением XRD-профилей образцов в интервале углов 28–32° (2θ CuK_α) на индивидуальные пики функцией Пирсона VII определены присутствующие в них карбонатные фазы. В карбонатной части осадков доминируют карбонаты ряда кальцит-доломит, в подчиненных количествах встречаются арагонит и родохрозит. Среди карбонатов кальцит-доломитового ряда преобладают промежуточные Mg-кальциты (6-8 мол.% MgCO₃) и низко-Mg кальциты (2-3 мол.% MgCO₃). Эпизодически встречаются высоко-Mg кальциты, а также в редких образцах обнаружены следы Ca-избыточных доломитов.

На основе минералого-кристаллохимического изучения карбонатов донных осадков озера Иткуль выделено 5 стадий его эволюции. Стадия I (162-145 см) – начальный этап формирования водоёма, характеризующийся активным накоплением терригенных минералов – продуктов выветривания четвертичных отложений водосбора: кварца, полевых шпатов и слоистых силикатов. Возраст осадков в подошве разреза составляет ~7,8 тыс. лет, что соответствует началу атлантического периода голоцена с господством теплого и влажного климата. В условиях высокого стояния озерных вод и их малой минерализации наблюдается низкая интенсивность карбонатной седиментации. Аутигенные карбонатные минералы представлены низко-Mg кальцитами, содержание которых не превышает 10% от минерального состава осадков.

Минеральный состав осадков стадии II (145-120см) резко отличается от нижележащих пород высоким содержанием карбонатов, что указывает на жесткие аридные условия. Произошло значительное обмеление водоёма и увеличение минерализации вод. Возможно, в этот период озеро было плайевым. Вероятно, на протяжении данного периода территория Восточно-Барабинской низменности подверглась засухе. Помимо карбонатных минералов кальцит-доломитового ряда присутствует арагонит, соосаждение которого с Mg-кальцитами возможно при повышенной карбонатной щелочности и повышенной солености вод, о чем также свидетельствует повышение в осадке Sr/Ca отношения.

Стадия III (120-65 см) более продолжительная в отличие от предыдущих (от 5,5 до 3,0 тыс.л.н.). Этот период характеризуется более холодным и сухим климатом в сравнении с атлантическим

периодом, повышением уровня воды и опреснением. В осадках увеличивается доля терригенной составляющей: кварца, плагиоклаза и глинистых минералов. Содержание аутигенных карбонатов практически неизменно на протяжении всей стадии и составляет около 40% от минерального состава осадков, они представлены низкомагнезиальным и промежуточным Mg-кальцитами, в подчиненных и следовых количествах встречаются стронциевый арагонит и родохрозит.

Стадия IV (65-10 см) характеризуется дальнейшим понижением содержания карбонатных минералов до 20% от минерального состава осадков, что свидетельствует о повышении уровня стояния воды и уменьшении её минерализации. Доля терригенных осадков увеличилась, что подтверждается ростом в осадке содержания Si, Al, Fe, Na. В интервале 20-10 см содержание карбонатных минералов несколько увеличивается в сравнении с остальной частью, а также повышается их магнезиальность.

Стадия V (10-0 см) характеризует современный этап развития озера. Отмечается тренд к обмелению озера, которое привело к повышению минерализации вод, небольшому увеличению содержания карбонатных минералов в осадке. Карбонаты на данном этапе представлены в основном промежуточным Mg-кальцитом с малой примесью высоко-Mg кальцитов, Ca-избыточных доломитов и Sr-арагонита. Такое поведение карбонатов свидетельствует об аридизации климата в районе расположения озера.

В результате выполненных исследований были получены данные о минеральном составе и геохимических особенностях донных отложений озера Иткуль. Эволюция климатической обстановки на протяжении последних 7.8 тысяч лет разделена на 5 стадий. Полученные данные позволяют с большей точностью проводить реконструкции летописей ландшафтно-климатических событий, происходивших на юге Западной Сибири в позднечетвертичное время, а также выявить отражение глобальных климатических флуктуаций в региональной осадочной последовательности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 18-05-00329, № 19-05-00219).

1. Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П. Условия образования морских карбонатов. М.: Наука, 1988. 132 с.
2. Солотчина Э.П., Солотчин П.А. Состав и структура низкотемпературных природных карбонатов кальцит-доломитового ряда // Журнал структурной химии. 2014., Т. 55, № 4. С. 814-820.
3. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. 212 с.
4. Deocampo D. M. The geochemistry of continental carbonates. In Carbonates in Continental Settings (eds. A. M. Alonso-Zara and L. H. Tanner). Developments in sedimentology, 2010, v. 62. Elsevier, Amsterdam. p. 1-60.
5. Last W.M. Geolimnology of salt lakes // Geosciences J., 2002. Vol. 6. No.4. P. 347-369.

СТАДИАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ БУРАЛ-САРДЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© Д.Ц. Аюржанаева¹, А.М. Федоров², Э.А. Очирова¹, А.И. Непомнящих², Т.С. Черноярова¹

¹Геологический институт СО РАН, БГУ, Улан-Удэ, Россия, dulmazhap@mail.ru

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, sashaf@igc.irk.ru

Ресурсный потенциал кварцевого сырья Восточного Саяна расширяется благодаря нетрадиционному источнику, представленному мономинеральными белыми, светло-серыми (до прозрачных) химически чистыми кварцитами – «суперкварцитами», в которых содержание суммы элементов-примесей во многих пробах не превышает 12 - 50 ppm (10-4%), что соответствует по ТУ-5726-002-11496665-97 кварцевым концентратам высокой чистоты, для оптического стекловарения, изготовления кварцевой керамики, а также для получения кремния солнечного качества [2,4]. Уникальная природная химическая чистота кварцитов Бурал-Сардыкского месторождения обусловлена особенными условиями и механизмам формирования. На протяжении двух десятилетий различными исследователями выдвигались совершенно диаметрально противоположные гипотезы формирования. Однако большинство авторов склоняется к тому, что протолитом кварцитов были терригенно-карбонатно-кремнистые отложения морского бассейна, существовавшего в среднем рифее. Расхождение между авторами определяется в доле участия терригенной и кремнистой составляющей протолита, а также по механизму формирования высокочистых разновидностей кварцитов. В данной работе представлены результаты стадийного и генетического анализа с целью определения последовательности постседиментационных преобразований высококремнеземных пород и механизмов их формирования.

Бурал-Сардыкское месторождение кварцитов расположено в юго-восточной части Восточного Саяна на гребне одноименной горы с высотными отметками 2600-2670 м. Данное месторождение и ряд других проявлений (Урунгенурское, Монгошинское, Окинское-1, Окинское-2, Урда-Гарганское, Снежное, Улзытинское и др.) включены в Гарганскую кварценосную зону, которая, в свою очередь, входит в состав Восточно-Саянской кварценосной провинции.

В качестве продуктивной толщи на месторождении выступает осадочно-метаморфогенная терригенно-карбонатно-кремнистая толща иркутской (монгошинской) свиты предположительно мезопротерозойского (среднерифейского) возраста, залегающая непосредственно на породах кристаллического фундамента Гарганской глыбы [3]. Нами выделен следующий ряд высокочистых разновидностей кварцитов (разрез снизу-вверх): 1) углеродсодержащие тонкозернистые темно-серого до черного цвета, с пятнисто-полосчатой(?) массивной, реже слоистой текстурой - микрокварциты; 2) в разной степени осветленные гранулированные микрокварциты; 3) «суперкварциты» - перекристаллизованные кварциты, мономинеральные породы белого цвета, со специфической грубо-неравномернотекстурированной, часто порфириформной структурой, являющиеся сверхчистым кварцевым сырьем. В процессе литогенеза, а затем метаморфизма (регионального, с наложением динамометаморфизма) первично-осадочные высококремнеземные породы претерпели все стадии постседиментационных преобразований. На ранних этапах, в стадию катагенеза, по мере уплотнения пород в местах контактов кварцевых зерен локализуются максимально высокие давления, которые способны активизировать процесс химического растворения минерала, повышение температуры также влияет на изменения pH межзерновых растворов, в связи с чем ускоряются химические реакции. При наличии флюидных потоков, движущихся по порам, дефектам кристаллов или в виде пленок по поверхности зерен, процессы разупорядочения кристаллов и диффузии резко возрастают, считает Г.Л. Пospelov [5]. В породах присутствуют примесные компоненты, такие как глинистые пленки, органогенное вещество, то они, вероятно, действовали как катализаторы растворения под давлением. Растворение кремнезема под давлением обуславливает переотложение кварца в участках пониженных давлений, с образованием регенерационного кварца, в связи с этим формируются структуры гравитационной коррозии и регенерации, таких как конформные (выпукло-вогнутые), микростиллолитовые (равномерно-пильчатые) или инкорпорационные (зубчато-клиновидные) границы между плотно прижатыми друг другу кварцевыми зернами встречающимися в темно-серых микрокварцитах. По данным О.В. Япаскурта массовые проявления таких структур принадлежат к числу важных индикаторов глубокого катагенетического преобразования исследуемой породы [8].

Затем при переходе от стадии катагенеза к метагенезу (начальный метаморфизм), в кварце появляются признаки деформации при повышении геостатического давления вышележащих пород сначала упругой, затем пластической. При этом возникают внутренние напряжения в кварцевых

зерна, таких как волнистое угасание, блочность, деформационное пластинкование, обусловленные скоплениями дислокаций, расположенных в различном порядке с потерей химической связи между компонентами, в результате чего они переходят в подвижное состояние. Именно дислокации по данным И.М. Симановича являются носителями повышенной свободной энергии исходных кварцевых зерен [6]. Получив избыточную энергию, активированные химические компоненты мигрируют из тех участков, где они были предельно активированы, вероятно, реализуется вакансионный механизм диффузии. Когда миграция кварцевых зерен проходит гораздо глубже при этом соседние зерна целиком поглощаются мигрирующей границей формируются полнобластические (гранобластовые) структуры первичной рекристаллизации, наблюдаемые в осветленных разностях мирокварцитов.

При прогреве до температур, соответствующих стадиям метагенеза и регионального метаморфизма, по-видимому, рекристаллизационные контакты взаимного бластического замещения кварцевых зерен осложняются грануляцией – присутствием в участках контакта разно ориентированных мелких кварцевых индивидов. При более интенсивном развитии грануляция не только поражает периферические части зерен, но нередко частично или полностью их преобразует в мелкозернистый кварцевый агрегат. Механизм грануляции складывается из двух этапов: создание в кристаллах кварца нарушенных областей (собственно грануляция) в результате их деформации и последующей рекристаллизации (рост новых свободных от деформации зерен), причем нарушенные области в этом случае играют роль центров роста новообразованных индивидов. Когда полосы пластической деформации пересекаются, то слои новообразованного кварца расчленяют индивиды исходного кварца на фрагменты и, разрастаясь, создают «псевдопорфиробластовую» структуру кварцевого агрегата с микрогранобластовой структурой основной ткани, характерные для суперкварцитов. Новообразованные зерна оптически однородны, обычно имеют прямое погасание и не содержат никаких следов деформации. Зерна новообразованного кварца обычно характеризуются простыми прямолинейными границами, а фрагменты исходных зерен отличаются зубчатыми, ступенчатыми, и зубчатоступенчатыми границами. Таким образом, метаморфизм исходного кварца привел к перестройке структуры кварцевых зерен, выразившейся в значительном уменьшении их дефектности (аннигиляции дислокаций) и своеобразной полигонизации некоторых зерен [1].

При метаморфизме, соответствующем амфиболитовой фации, наблюдается явление собирательного бластеза, собирательной рекристаллизации, т.е. роста более крупных кварцевых индивидов за счет недеформированных более мелких. В этом процессе в связи с дальнейшим повышением температуры значительную роль начинает играть поверхностная энергия границ зерен, которая стремится снизиться за счет уменьшения общей площади кварцевых индивидов. Кроме того, следствием влияния поверхностной энергии границ зерен является тенденция к их выпрямлению и укорачиванию. Границы «двигаются» по направлению центров их кривизны [7]. Таким образом формируются массивные крупно и гиганто-зернистые кварциты, которые встречаются в локальных участках.

Резюмируя вышесказанное, можно выделить несколько последовательных механизмов преобразования высококремнеземных пород в процессе стадийных преобразований: 1) Растворение кварцевых зерен под давлением с образованием структур гравитационной коррозии, 2) Перекристаллизация с увеличением в преимущественном направлении размеров существующих зерен, 3) Грануляция с образованием дислокаций-дефектов (нарушением кристаллической решетки зерен), диффузии вакансий, переползания и частичной аннигиляции дислокаций, выстраивания остающихся дислокаций в наиболее энергетически выгодные конфигурации, снятие внутренних напряжений исходных зерен с образованием гранобластовой структуры, 4) Первичная рекристаллизация – рост новых неискаженных зерен за счет искаженных с уменьшением размеров других зерен, 3) Собирательная рекристаллизация – неискаженные зерна растут за счет друг друга.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект 18-05-00439

1. Аюржанаева Д.Ц., Очирова Э.А., Федоров А.М., Непомнящих А.И. Тектониты Бурал-Сардыкского месторождения кварцитов // Матер. 16-го Всероссийского научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», Иркутск, 2018, с. 20 – 22. ISSN 2415-8313

2. Воробьев Е.И., Спиридонов А.М., Непомнящих А.И., Кузьмин М.И. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // Докл. РАН. – 2003. – Т. 309, №2. – С. 219-223.

3. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. / А.Б. Кузьмичев. – М.: ПРОБЕЛ; 2000, 2004. – 192 с.

4. Непомнящих А.И., Демина Т.В., Жабоедов А.П. и др. Оптическое кварцевое стекло на основе суперкварцитов Восточных Саян // Физика и химия стекла, 2017, т.43, №3, стр. 288-295.
5. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. - Новосибирск: Наука, 1973. – 350 с.
6. Симанович И.М. Кварц песчаных пород. Труды ГИН АН СССР, вып. 314 - М.: Наука, 1978. - 156 с.
7. Чередниченко А.И. Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев: Наукова Думка, 1964. - 184 с.
8. Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: Процессы и факторы – М.: ГЕОС, 1999. – 260 с.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД ХАЙЛЬСКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА (ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

© Р.А. Бадмацыренова¹, Б.Э. Будаев¹, В.С. Ланцева¹, С.Б. Цыдыпова²

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, brose@ginst.ru

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

Палеозойские расслоенные ультрабазит-базитовые массивы Забайкалья описываются в составе разнообразных габброидных комплексов: монотойского, атарханского, икатского и др. и объединяются в единую габброидную [1, 2, 3] или габбро-анортозитовую [5] формацию. В составе атарханского комплекса нами детально изучен Хаильский массив.

Хаильский габбро-анортозитовый массив имеет в плане довольно сложные очертания и расчленены на две неравные части интрузией. Намечается общая вытянутость массива в субмеридиональном направлении. Площадь выходов его составляет приблизительно 12 км². Центральная часть плутона сложена оливиновыми и безоливиновыми габбро, варьирующие по меланократовости в широком диапазоне: от лейкократовых до меланократовых пород, приближающихся по составу к троктолитам. В небольших количествах встречаются габбро-нориты и анортозиты, а в отдельных маломощных горизонтах и линзах – обогащенные титаномагнетитом рудное габбро. Судя по резко меняющейся ориентировке полосчатости и трахитоидности в габбро, участки, расположенные в правом и левых бортах р. Хаил, представляют собой разные блоки центральной части массива. В периферической зоне массива отмечаются амфиболлизированные габбро и пироксеновые диориты иногда с повышенным содержанием апатита. Макроскопически это темно-серые среднезернистые (иногда мелкозернистые) массивные породы, в составе которых различаются пироксен и преобладающий над ним плагиолаз. В некоторых случаях наравне с пироксеном присутствует амфибол. По содержанию темноцветов диориты варьируют от мезократовых до меланократовых разновидностей. Лейкократовые габбро слагают преимущественно центральную часть массива. Мелкозернистые амфибол-биотитовые сланцы на контакте с габбро пронизаны прожилками диорит-аплита, а непосредственно у контакта заметно перекристаллизованы: увеличиваются размерность зерен, появляются расплывчатые плагиолаз - эпидотовые агрегаты. Эндоконтактовые изменения габбро выразились в появлении мелкочешуйчатого биотита (по пироксену) и редких зерен эпидота. Вблизи контакта габбро включают мелкие ксенолиты кристаллосланцев, хотя в некоторых точках она занимает секущее положение. Рудами являются в основном габбро с бедной вкрапленностью титаномагнетита и ильменита. Кроме бедновкрапленных руд, встречаются маломощные (в несколько сантиметров) прослои богатых руд.

Состав главных породообразующих минералов детально изучен. Плагиоклаз в габброидах Хаильского массива образует идиоморфные, гипидиоморфные и ксеноморфные кристаллы и по составу отвечает битовнит-лабрадору (An₆₀₋₈₇) в габбро, лабрадору (An₆₀₋₆₁) в габбро-норитах, до лабрадор-андезину (An₃₃₋₅₉) в троктолитах. Клинопироксен в габброидах представлен гипидиоморфными и ксеноморфными кристаллами. По химическому составу клинопироксены относятся к диопсиду (En₅₀Fs₃₅Wo₁₅) в габбро и авгиту (En₃₄Fs₅₂Wo₁₄) в габбро-норитах. Ортопироксен в габбро-норитах представлен клиноэнстатитом. Оливин встречается в оливиновом габбро образует неправильной формы зерна, мелких и средних размеров. По данным, полученным с помощью электронного микроскопа, состав оливина соответствует хризолиту. Первичный амфибол в габброидах массива представлен магнезиальной роговой обманкой. Кроме того, широко развиты амфиболы актинолит-тремолитового ряда, развивающиеся как по моноклинному пироксену, так и по магматической роговой обманке.

На классификационной диаграмме TAS рассматриваемые породы образуют довольно компактную группу, варьируют по составу от троктолитов, габбро-норитов, нормальных габбро до амфиболовых габбро, охватывая диапазон кремнекислотности от 45 мас. % до 51 мас. %. Содержание щелочей в породах Хаильского массива имеет разброс значений незначительный по Na₂O (1.2 – 3.55 мас. %) и по K₂O (0.19 – 2.96 мас. %). Соотношение окислов Na и K в породах больше 4, что говорит о натровой специфике. По коэффициенту глинозёмистости ($al^I = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$) породы Хаильского массива относятся к высокоглинозёмистым ($al^I = 1.00 - 5.31$) породам с переходом в умеренноглинозёмистые ($al^I = 0.81 - 0.93$). Исключением является рудное габбро которое относится к низкоглинозёмистым породам ($al^I = 0.58 - 0.74$). По магнезиальности ($Kmg = 29.7 - 54.8$) породы не отвечают составу первичных магм, в которых коэффициент магнезиальности больше 66.

Спектры распределения редкоземельных элементов в породах Хаильского массива характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. Отношение $(La/Yb)_n$ как мера обогащения легкими редкоземельными элементами (LREE) относительно тяжелых (HREE) составляет 3.81-15.78. В анортозитах, троктолитах и габбро-норитах наблюдается положительная Eu-аномалия, появление Eu-аномалий обычно связано с вариациями окислительно-восстановительных условий в кристаллизующихся расплавах ($Eu/Eu^* = 1.16-1.96$). Сумма редкоземельных элементов в породах составляет примерно 35 г/т в анортозитах до 103 г/т в габбро.

На мультиэлементном спектре, нормированном к примитивной мантии, породы в разной степени обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE - Rb, Ba, Sr, K) и слабо деплетированы высоkozарядными элементами (HFSE - Zr, Ti), при этом ярко выражена отрицательная Nb-Ta и Hf аномалия и положительная Pb аномалия.

Субдукционные геохимические метки (обогащенность литофильными элементами, деплетированность высоkozарядными элементами, отрицательные аномалии по Nb, Ta, Zr и Hf) в породах массива объясняются унаследованностью мантийного источника, а именно метасоматизированной литосферной мантии (положительные аномалии по Pb и Sr) аккрецированной Удино-Витимской островной дугой (513-534 млн. лет) [4] с последующим воздействием мантийного плюма (275-280 млн. лет) [6, 7].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-45-030016 p_a.

1. Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В. Источники базитового магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое по геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. №6. С. 807–818.

2. Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В. Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые SIMS U-Pb геохронологические данные // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН. 2011. №1 (38). С. 132-138.

3. Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.

4. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

5. Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.

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

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

УЛЕКЧИНСКИЙ КВАРЦ-СИЕНИТОВЫЙ МАССИВ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В КОНТЕКСТЕ СМЕШЕНИЯ МАГМ

© Г.Н. Бурмакина¹, А.А. Цыганков^{1,2}, В.Б. Хубанов^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, gerka_85@mail.ru

²Бурятский Государственный Университет, г. Улан-Удэ

В Западном Забайкалье гранитоиды часто содержат в себе разнообразные включения, более меланократовые по сравнению с вмещающими породами. В зарубежной литературе подобные образования получили названия mafic microgranular enclaves (ММЕ). Как правило, такие включения интенсивно гибридизированы, в результате чего их морфологические и минералого-геохимические признаки практически стерты. Вместе с тем, расшифровка природы меланократовых включений имеет важные следствия, поскольку, в зависимости от происхождения, включения несут совершенно разную информацию, проливающую свет на различные аспекты формирования гранитоидов.

Интереснейшим объектом для изучения меланократовых включений является Улекчинский гранитоидный плутон – типичный представитель гранитоидов зазинского комплекса в Юго-Западном Забайкалье. Массив, расположенный в левобережье р. Джида (южный склон хр. Малый Хамар-Дабан), занимает площадь не менее 13 тыс. км² [1], имеет изометричную в плане форму и представлен двумя интрузивными фазами. Первая фаза сложена порфиридовидными кварцевыми сиенитами с подчиненными кварцевыми монцонитами и амфиболовыми сиенитами. Эти породы имеют сходный минералогический состав и отличаются в основном количественными соотношениями породообразующих минералов. Наибольшим распространением пользуются кварцевые сиениты, представляющие собой серые среднезернистые, часто порфиридовидные (Kfs) породы. Ко второй фазе относят граносиениты и резко диминирующие среднезернистые лейкократовые иногда порфиридовидные (Kfs) граниты.

Нами установлен U-Pb изотопный возраст цирконов из лейкогранитов второй интрузивной фазы, который составил 300.3 ± 3.8 млн. лет, MSWD = 3.19. U-Pb изотопный возраст цирконов из кварцевых сиенитов первой фазы, определенный LA-ICP-MS методом в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ), составил 298 ± 3.5 млн. лет, что очень хорошо согласуется с предшествующими определениями и подтверждает двухфазное становление массива.

Улекчинский массив характеризуется большим количеством меланократовых включений, чаще всего встречающихся в кварцевых сиенитах первой фазы. Обычно, включения сконцентрированы на сравнительно небольших участках (первые сотни метров в поперечнике), где на фоне более или менее равномерно распределенных включений встречаются скопления - «рои», в которых на долю включений приходится от 10 – 15 до более чем 50 % от общего объема породы. Поперечные размеры таких скоплений достигают 3 – 4 м. Еще одной особенностью Улекчинского массива является присутствие включений явно разного генезиса, когда наряду с магматическими образованиями присутствуют ксенолиты метаморфических пород, в которых сохраняются исходные текстурно-структурные особенности. Аналогичного состава метаморфитами сложены достаточно крупные «останцы», размером во многие десятки метров. Подобного типа породы развиты и в обрамлении массива, где они выделяются в качестве астайской свиты протерозойского возраста.

Степень преобразования включений различна – от сохранения всех признаков исходной магматической структуры и минерального состава, до практически полной «гомогенизации», где включения опознаются лишь по более меланократовым мелкозернистым участкам с расплывчатыми контурами. Подобные образования часто называют «теневыми ксенолитами».

Размер включений в среднем составляет 10-12 см. в поперечнике, форма чаще всего округлая (сферическая) или линзовидная, никаких изменений состава и текстурно-структурных особенностей в краевых частях включений, по сравнению с центром, или во вмещающих породах не наблюдается. Контакты с вмещающими гранитоидами резкие, за исключением т.н. «теней».

Петрографически включения из Улекчинского массива можно разделить на четыре группы: 1) мелко-тонкозернистые, редко-порфиридовидные (PI) породы с долеритоподобной микроструктурой; 2) средне-мелкозернистые полнокристаллические амфибол-биотит-полевошпатовые породы с гипидиоморфнозернистой, местами гранобластовой микроструктурой, часто порфиридовидные (PI); 3) тонкозернистые лейкократовые (по сравнению с двумя предшествующими разновидностями) диоритоподобные породы с характерным игольчатым амфиболом; 4) тонкополосчатые биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, иногда скарноиды. Для первых трех типов есть все основания

предполагать исходно магматическое происхождение, тогда как метаморфогенный генезис включений четвертой группы сомнений не вызывает, поэтому далее они рассматриваться не будем.

Минералогические данные, полученные по включениям показывают, что для ММЕ первой группы характерны реликтовые минералы: это плагиоклаз, представленный резорбированными трещиноватыми ядрами зональных кристаллов, имеющих лабрадор-битовнитовый состава, и реликты клинопироксена в зернах амфибола. Во включениях второй группы реликтовые минералы, в том числе пироксен, отсутствуют. Для них более характерны гнездообразные амфибол-биотитовые скопления. Данных по третьей группе включений мало, они резко отличаются от первых двух как по химическому так и минералогическому составу, составу минералов и структуре.

Как отмечалось выше, Улекчинский массив сложен в основном кварцевыми сиенитами и лейкогранитами, диапазон кремнекислотности которых варьирует от 64 до 76.8 мас. %. Меланократовые включения первого и второго типов имеют близкий химический состав и перекрывают значительную часть этого диапазона (54 – 62 мас. % SiO_2), что отражает разную степень их гибридизации. Третья группа включений отличается резко пониженной щелочностью (сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 1.3 до 3.6 мас. %) и по составу отвечает кварцевым диоритам и тоналитам.

Микро-элементный состав меланократовых включений обнаруживает существенные отличия от вмещающих кварцевых сиенитов. На диаграммах соотношения индикаторных элементов-примесей (Rb, Ba, Nb, Sr) с кремнеземом они образуют не перекрывающиеся ареалы. Диорито-подобные включения третьей группы отличаются как от меланократовых включений, так и вмещающих пород.

Распределения REE в породах Улекчинского массива и ММЕ в целом сходно и различается лишь в деталях. Характерны относительно высокие суммарные содержания REE (> 200 г/т \sum REE), дефицит HREE относительно LREE ($\text{La}/\text{Yb}_{(n)}=13-21$), наличие отрицательной Eu аномалии. Включения отличаются несколько более высоким содержанием HREE, в частности Yb и Lu по сравнению с вмещающими кварцевыми сиенитами, и соответственно, пониженной величиной $\text{La}/\text{Yb}_{(n)}$. Между включениями первого и второго типов резких отличий не выявлено.

Для выявления природы включений важное значение имеет изотопный возраст. Нами, с использованием локальных методов, были датированы цирконы из включений первого и второго типов. Включения имели сходную морфологию и сопоставимые размеры. Вмещающие кварцевые сиениты, были сильно разрушены, поэтому включения удалось извлечь целиком. Это округлые образования 30 – 40 см в поперечнике. Для выделения цирконов использовалась наиболее «свежая» внутренняя часть включений. Цирконы из включения первого типа датированы LA-ICP-MS методом (масс-спектрометр Element-XR) в ГИН СО РАН (Улан-Удэ). По 43 точкам (зернам) получено конкордантное значение изотопного возраста 310.6 ± 1.9 млн. лет, $\text{MSWD} = 0.67$.

Датирование цирконов из включения второго типа проводилось в Центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP-RG. Разброс полученных значений изотопного возраста по 9-и определениям составил от 504 до 802 млн. лет. Из этой совокупности четко выделяется кластер (4 точки) с конкордантным возрастом 793.7 ± 10.1 млн. лет, который и принят за время образования цирконов.

Включение первого типа демонстрирует изотопный возраст цирконов близкий ко времени становления Улекчинского плутона (≈ 300 млн. лет). Учитывая характер распределения, морфологию, петрографические и минералого-геохимические особенности включений данного типа, мы считаем, что они являются результатом смешения магм (mingling), т.е. были захвачены в жидком или полужидком состоянии. Вместе с тем, разница в 10 млн. лет требует объяснения. На наш взгляд, она может объясняться двумя причинами: недостаточной точностью определения, либо тем, что включения были захвачены после того, как в них образовались цирконы – т.е. в не до конца раскристаллизованном состоянии. Учитывая более высокую температуру кристаллизации включений, что следует как из их валового состава, так и мелкозернистой структуры, это предположение представляется вполне вероятным. Важно подчеркнуть, что полученный возраст включения первого типа так или иначе фиксирует временную близость базитового и гранитоидного магматизма, что является важным аргументом в понимании природы позднепалеозойского гранитоидного магматизма Забайкалья.

Таким образом, из приведенных выше данных можно сделать следующий вывод: в гранитоидах Улекчинского массива присутствуют три типа магматических включений: а) ксенолиты древних магматических пород основного состава; б) исходно «базальтоидные» включения, представляющие собой продукт смешения магм; в) диорит-тоналитовые включения неясного происхождения.

1. Дистанова А.Н. Позднепалеозойские гранитоидные интрузии Западной части Джидинской зоны (Западное Забайкалье)/ Гранитоидные комплексы Сибири. Наука, Новосибирск, 1979, с. 3-23.
2. Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасти позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 5. С. 694-702.
3. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249-1276.
4. Barbarin B. and Didir J. Macroscopic features of mafic macrogranular enclaves // *Didir Enclaves and Granite Petrology* (Didir J. and Barbarin B. Eds.). *Developments in Petrology*, v.13, Elsevier, Amsterdam, 1991a, p. 253-262.

ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АНАЛОГИИ РЕЙНОЛЬДСА ПРИ РАСЧЁТАХ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОЛЕЙ В МАНТИЙНОМ ПЛЮМЕ

© Е.В. Васильева, В.И. Васильев, Н.С. Жатнуев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, geojenny@ginst.ru

Температурный профиль мантийного плюма обычно упрощается до адиабатического:

$$\frac{dT}{dP} = \frac{\beta T}{\rho c_p}, \quad (1)$$

где T – температура, P – литостатическое давление, ρ – плотность среды, c_p – теплоёмкость при постоянном давлении, β – коэффициент объёмного расширения.

Проблема моделирования заключается в расчёте распределения полей теплофизических свойств среды между этой адиабатой и окружающей региональной геотермой. Это – задача теплопереноса, и решение её для кондуктивного случая равносильно решению уравнения:

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (2)$$

где t – время, λ – коэффициент теплопроводности среды, x , y , z – пространственные координаты (длина, ширина и глубина соответственно). Общепринято решать такие уравнения, используя различные разностные схемы, требующие многоитерационных вложенных циклов. Принимая во внимание, что при движении плюма (изменении начальных и граничных условий) решение этого уравнения приходится производить множество раз, а при учёте неравномерного конвективного теплопереноса количество решений возрастает на порядки, констатируем, что такой подход крайне неэкономичен при использовании доступных вычислительных мощностей и программного обеспечения.

Условимся называть здесь геотермой любой вертикальный профиль температур, который мы принимаем за начальный, до возмущения его поднимающимся плюмом, а адиабатой – вертикальный температурный профиль оси симметрии плюма. Латералью будем называть горизонтальное расстояние L (в единицах длины) от адиабаты до геотермы. Перейдём от прямоугольной системы координат (x , y , z) к цилиндрической (x_L , φ , z) с одним распределением теплофизических свойств по латерали при любом угле поворота φ :

$$x_L = \sqrt{x^2 + y^2}, \quad \varphi = \arctg(y/x), \quad z = z \quad (3)$$

Таким образом, исключая φ как независимую координату, получаем вместо четырёхмерной (t , x , y , z) – трёхмерную систему (t , x_L , z) с координатой x_L , совпадающей с латералью.

Предположим, что горизонтальный, термически тонкий, теплоизолированный с боковой поверхности стержень из материала мантии, равный по длине латерали L , равномерно и последовательно поднимается с глубины H к поверхности. При скорости подъёма $v = \text{const}$, пространственную вертикальную и временную координаты можно связать через соотношение:

$$\Delta t = \Delta z / v, \quad (4)$$

где Δt – длительность шага по времени, Δz – шаг по вертикали. Таким образом, мы «совместили» временное (t) и пространственное (z) измерения, получив вместо трёхмерной (t , x , z) – двумерную систему (t , x). При описанной модификации систем измерения появляется существенная проблема, суть и решение которой рассмотрим позже.

Под воздействием изменяющихся с глубиной тепловых потоков на концах стержня распределение температуры по его длине будет меняться во времени следующим образом:

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + f(u, t, x) \quad (5)$$

$$\text{с граничными условиями } \begin{cases} u(t, x=0) = \varphi_1(t) \\ u(t, x=L) = \varphi_2(t) \end{cases} \quad (6)$$

$$\text{и начальным условием } u(t=0, x) = \xi(x), \quad (7)$$

где f – набор начальных и граничных условий, u – функция изменения температуры, $\varphi_1(t)$ – профиль геотермы, $\varphi_2(t)$ – профиль адиабаты, $\xi(x)$ – исходное распределение температуры по латерали на глубине H . Двумерное уравнение (5) решаем $H/\Delta z$ количество раз, например, методом конечных разностей. Другими словами, задача сводится к тому, чтобы на каждом шаге по глубине Δz рассчитать изменение распределения температуры в стержне L за время Δt при известных температурах на его

концах (простая одномерная задача теплопереноса с граничными условиями второго рода). Время Δt , затрачиваемое на подъём на величину Δz , задаётся скоростью подъёма.

Для решения уравнения (5) разобьём стержень по длине на $N-1$ равных промежутков длиной Δx , т.е. построим конечно-разностную сетку. Определим значение температуры в i -ом узле в момент времени $t=t_n=n\Delta t$ как $T(x_i, t_n) = T_i^n$.

Явная разностная схема (рис. 1а) подразумевает расчёт неизвестной температуры в точке x_i на n -ом временном шаге на основе известных температур в точках x_{i-1} , x_i , x_{i+1} на предыдущем временном шаге $n-1$:

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{\lambda \Delta t}{c_p \rho} \left(\frac{T_{i+1}^n - 2T_i^n + T_{i-1}^n}{\Delta x^2} \right), \quad i = 1, \dots, N-1, \quad n \geq 0. \quad (8)$$

$$\text{с граничными условиями} \begin{cases} T_0^n = \varphi_1(t_n), n > 0 \\ T_L^n = \varphi_2(t_n), n > 0 \end{cases} \quad (9)$$

$$\text{и начальным условием } T_i^0 = \xi(x_i), i = 1, \dots, N-1. \quad (10)$$

Аппроксимация дифференциального уравнения (5) явной конечно-разностной схемой (8) с условиями (9), (10) выполнена с первым порядком по времени t и вторым по пространственной координате x . Чтобы решение конечно-разностной задачи сходилось к решению дифференциального уравнения, необходимо выполнение условия устойчивости разностной схемы, накладывающее ограничение на размер шага по времени:

$$\Delta t < \frac{c_p \rho \Delta x^2}{2\lambda}. \quad (11)$$

Неявная разностная схема (рис. 1б) подразумевает расчёт неизвестных температур в точках x_{i-1} , x_i , x_{i+1} на n -ом временном шаге на основе известной температуры в точке x_i на предыдущем временном шаге $n-1$. В результате аппроксимации частных производных соответствующими конечными разностями получаем следующую систему линейных алгебраических уравнений:

$$c_p \rho \frac{T_i^{n+1} - T_i^n}{\Delta t} = \lambda \left(\frac{T_{i+1}^{n+1} - 2T_i^{n+1} + T_{i-1}^{n+1}}{\Delta x^2} \right), \quad i = 1, \dots, N-1, \quad n \geq 0, \quad (12)$$

с начальными и граничными условиями (9), (10). Аппроксимация уравнения (5) конечно-разностной схемой (12) также выполнена с первым порядком точности по времени t и вторым по координате x . При этом неявная разностная схема является абсолютно устойчивой, т.е. можно проводить интегрирование с любым разностным шагом по времени Δt . Система решается имеет структуру трёхдиагональной матрицы и решается, например, методом прогонки.

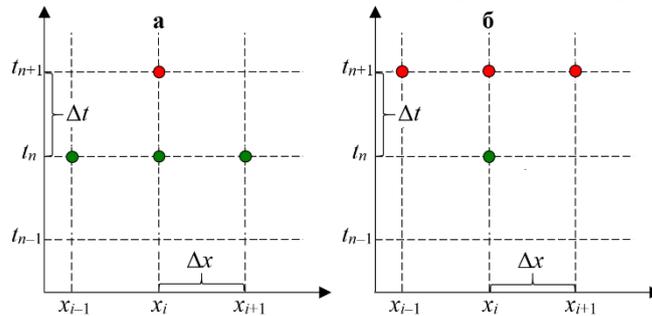


Рис. 1. Шаблон явной (а) и неявной (б) четырёхточечных разностных схем численного решения дифференциального уравнения одномерного теплопереноса. Пояснения в тексте.

Очевидно, что используемые в расчётах теплофизические величины – теплоёмкость c_p , теплопроводность λ и плотность ρ значительно изменяются с температурой и с глубиной. Теплоёмкость мантийных пород при различных температурах можно определять по эмпирической формуле [4]:

$$c_p(T) = 1618.27 - 12538.9/\sqrt{T} - 173.7 \cdot 10^7 / T^3 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{K}), \quad (13)$$

где T – температура в кельвинах. Зависимость между теплопроводностью разогретых пород и температурой хорошо описывается формулой А.В. Тихомирова [3]:

$$\lambda(T) = 0.047 \lambda_0^{4.98} T^{0.17 \lg T - 1.61 \lg \lambda_0 + 0.12}, \quad (14)$$

что проверено нами в результатах расчётов распределения температурных полей при эволюции мантийно-коровых мигрантов [2]. В уравнении (14) λ_0 – это теплоёмкость при $T=20^\circ\text{C}$.

Теперь рассмотрим упомянутую ранее проблему, возникающую при совмещении координат времени и глубины. Как видно из рассмотренных разностных схем, на каждом последующем временном слое t_{n+1} используются значения из предыдущего временного слоя t_n , но не из нижележащего по пространственной координате. Таким образом, в решении уравнения (5) отсутствует пространственная преемственность теплопередачи – как, если бы действительно существовал лишь один изолированный по длине стержень, на концах которого изменялась бы температура. На самом же деле от нижележащих пространственных слоёв на каждом временном шаге тепловой поток продолжается и зависит от шага по глубине, перепада температуры и теплопроводности среды:

$$q = -\lambda \frac{dT}{dz}. \quad (15)$$

Таким образом, для пространственной преемственности временных слоёв при каждом из $N/\Delta z$ решении уравнения (5) нужно задавать начальное приближение $T_i^0 = \xi(x_i), i=1, \dots, N-1$ как некоторую функцию от предыдущего решения уравнения. Эта функция была исследована авторами (рис. 1) и может быть описана как аналогия внутреннего трения (кинематической вязкости среды):

$$\frac{d\xi}{dz} = \psi \left(\frac{1}{\varepsilon} \cdot \frac{\lambda \rho}{c_p} \right), \quad (16)$$

где ψ – функция, аналогичная вязкости, ε – коэффициент, пропорциональный показателю адиабаты. Действительно, в физике давно принята аналогия теплопроводности и самодиффузии (внутреннего течения) в газах и жидкостях, также известная как аналогия Рейнольдса. Как показано в работе [1], она может использоваться и для твёрдых сред, но требует дальнейшего, более глубокого исследования, что, в свою очередь, позволит развивать предложенный метод для моделирования конвективного теплопереноса в мантии. Действительно, изучая правую диаграмму (рис. 2), мы наблюдаем начало конвективного развития температурного поля вверх в средней части разреза, аналогичного вязкому течению (передаче импульса). Далее его развитие ограничивают краевые условия.

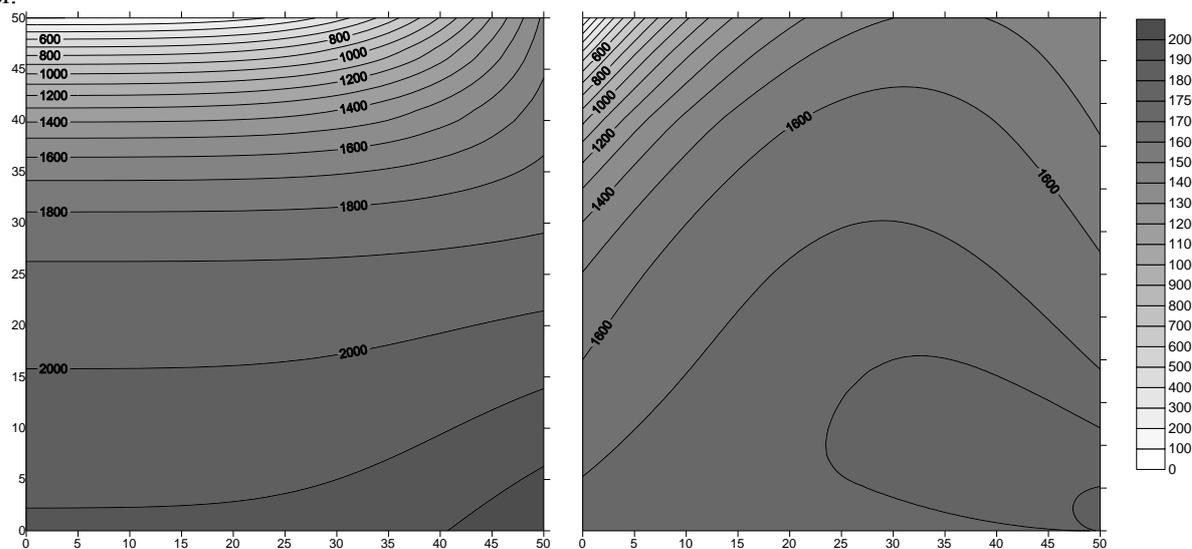


Рис. 2. Расчётные диаграммы температурного разреза верхней мантии. Слева: без учёта пространственной передачи импульса (по вертикальной оси отложены моменты времени). Справа: с учётом пространственной передачи импульса (вертикальная ось совмещает время и расстояние по глубине). Масштабы: глубина 600–0 км, латераль 0–600 км (0 – геотерма, 50 – плюмовая адиабата). Температура в °С.

Работа выполнена в рамках проекта IX.136.1.2 НИР ПФНИ ГАН «Исследование факторов, определяющих закономерности развития сейсмического процесса и сейсмическую опасность Прибайкалья», № государственной регистрации АААА-А16-116121550016-3.

1. Афанасьев В.Н., Бурцев С.А., Егоров К.С., Кулагин А.Ю. Цилиндр в пограничном слое плоской пластины //Вестник МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2011. №2. С. 3–22.
2. Васильев В.И., Васильева Е.В., Жатнуев Н.С., Санжиев Г.Д. Параметры образования и эволюции мантийно-корового мигранта //Геоинформатика, 2019. №2. С. 34–42.
3. Теплофизические свойства горных пород /В.В. Бабаев, В.Ф. Будымка и др. – М.: Недра, 1987. 156 с.
4. McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere //Earth Planet. Sci. Lett. 2005. N. 233. P. 337–349.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ОТ МАССОВЫХ ВЗРЫВОВ НА КАРЬЕРЕ НИКОЛЬСКОГО УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© Е.И. Герман^{1,2}, Ц.А. Тубанов^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, net-admin@list.ru

²БуФ ФИЦ ЕГС РАН

Взрывные работы, проводимые на добычных карьерах, зачастую, выполняются в условиях, неблагоприятных с точки зрения сейсмического воздействия на здания и сооружения близлежащих населенных пунктов.

Известно, что из-за воздействия сейсмических волн взрывов в конструктивных элементах зданий и сооружений возникают дополнительные нагрузки, вызывающие добавочные напряжения и деформации. Если отдельные элементы при этом окажутся недостаточно прочными или устойчивыми, то они получают остаточные смещения или в них формируются трещины. В результате после неоднократных сейсмических воздействий сооружения могут оказаться непригодными к дальнейшей эксплуатации. Поэтому во избежание повреждений зданий и сооружений расстояния от них до места взрыва не должны быть меньше сейсмически безопасных расстояний (радиусов сейсмически опасных зон), определяемых соответствующими нормативными документами.

В период с 10 ноября 2017 по 20 декабря 2018 года было проведено исследование 8 массовых короткозамедленных взрывов на Никольском карьере АО «Разрез Тугнуйский». Использована профильная система наблюдений, из них 2 профиля (16.11.2017, 12.01.2018) выполнены для оценки сейсмического воздействия на ближайшие здания, расположенные в с. Харауз, 6 профильных (табл. 1) исследований (18.05.2018, 16.06.2018, 17.07.2018, 31.08.2018, 03.09.2018, 20.12.2018) были направлены для определения корреляционных зависимостей сейсмического воздействия от условий проведения взрывов на карьере.

Табл. 1. Параметры взрывов, произведенных на карьере

№ п.п.	Дата	№ блока	Объём взр. массива, м ³	Расход взрывч. м-лов (всего), кг	Ср. глуб. скв., м	Кол-во скв.	Масса заряда в скв., кг
1	18.05.2018	18-441-3	51 000	58 704	6.6	316	185.8
2	19.06.2018	18-#7-7	395 000	264 712	12	1111	238.3
3	17.07.2018	18-441-4	218 000	196 060	16.6	386	507.9
4	31.08.2018	18-#7-11	214 000	140 679	8.5	648	217.1
5	03.09.2018	18-441-4-1	354 000	421 425	21.6	487	865.3
6	18.12.2018	18-#8-11	756 000	691 422	10.8	1993	346.9

Сейсмический эффект от взрывов оценивался по абсолютной величине скорости колебаний грунта в точках исследования и спектральному составу велосиграмм.

В общем случае, монтажи сейсмических записей (рис. 1) демонстрируют ожидаемое затухание сейсмических волн с расстоянием, в большинстве случаев максимальный сейсмический эффект несут прямые продольные волны, в некоторых случаях наблюдаются максимумы на низкочастотных поверхностных волнах, достаточно часто амплитуда акустической волны (приходящей позже сейсмических волн) сопоставима с амплитудой прямой волны.

Максимум спектральной плотности волнового пакета ближайших к взрываемому блоку станций, как правило, лежит в низкочастотной области, по мере удаления от блока наблюдается размытие основных гармоник сигнала, для пункта наблюдений 4 наблюдается увеличение высоких частот и снижение воздействия на низких частотах. Этот эффект можно объяснить резонансным усилением, которое обусловлено особенностями грунтовых условий в данной точке.

Для приведения результатов исследования в соответствии с ГОСТР 52892-2007 была произведена полосовая фильтрация полученных записей в частотных диапазонах 1-10 Гц, 10-20 Гц, 20-30 Гц, 30-40 Гц и 40-50 Гц с последующим определением пиковых значений модуля скорости колебаний грунта в соответствующих частотных интервалах.

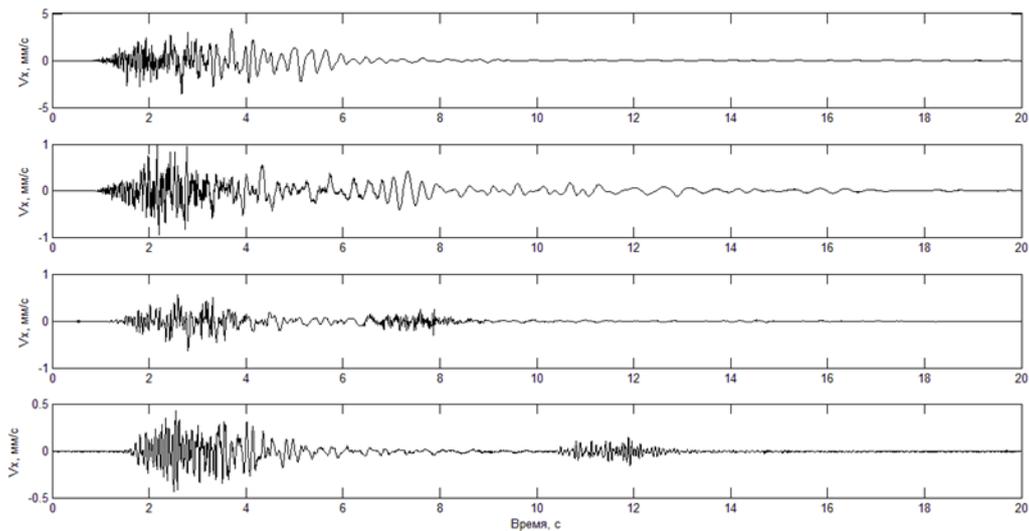


Рис. 1. Сейсмические записи (сверху-вниз) п.н. 1, п.н. 2, п.н.4 и п.н. 6 при массовом взрыве блока 18-#7-11

Для поставленной задачи наибольший интерес имеют пункты наблюдений 4 (как наиболее близкое к взрываемым блокам здание категории 2) и 6 (как наиболее близкое к взрываемым блокам здание категории 3). На рис. 3 и рис. 4 приведены диаграммы пиковых ускорений, полученные в результате исследованных массовых взрывов для п.н. 4 и п.н. 6. и предельные пиковые значения скоростей колебания грунта для зданий соответствующих категорий.

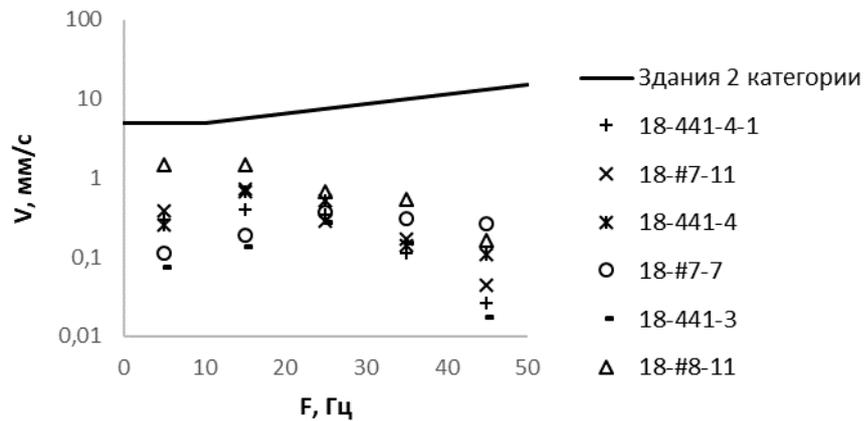


Рис. 3. Пиковые значения скорости колебаний грунта в п.н. 4

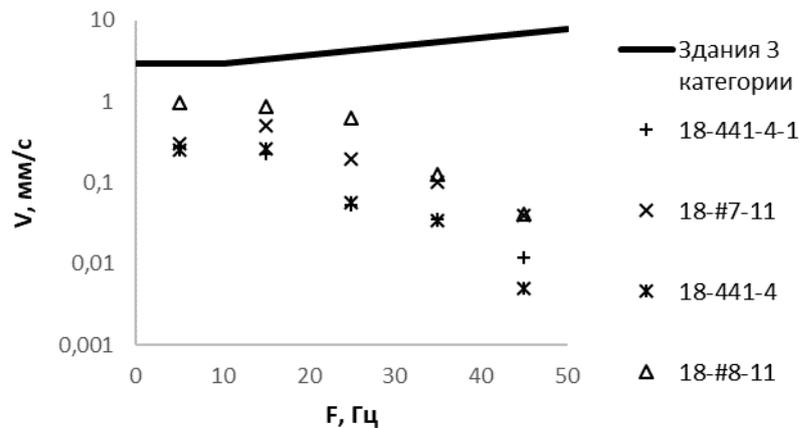


Рис. 4. Пиковые значения скорости колебаний грунта в п.н. 6.

В целом, в результате анализа сейсмических записей исследуемых взрывов выявлены следующие особенности:

- интервалы замедления, масса заряда в отдельных скважинах и топология взрывной сети являются основными параметрами, влияющими на уровень сейсмического эффекта;
- количество детонаций, инициируемых во временном окне 20 мс, для проведенных массовых взрывов лежит в пределах 8-14, что приводит к недооценке эквивалентной массы заряда;
- резонансные характеристики грунтов на территории с. Харауз меняются в широких пределах, что на отдельных участках может приводить как к снижению, так и повышению сейсмического эффекта;
- наряду с сейсмическими волнами, сопоставимые амплитуды колебаний для ряда взрывов имеют акустические волны;
- соотношение основных взрывчатых веществ (гранулит, березит) заряда мало коррелирует с сейсмическим эффектом, регистрируемым у объектов в селе Харауз.

При производстве массовых взрывов блоков 18-441-3, 18-#7-7, 18-441-4, 18-#7-11, 18-441-4-1 и 18-#8-11 на карьере месторождения Никольское для ближайших зданий 2 и 3 категорий ответственности превышения уровня сейсмического воздействия (согласно ГОСТ Р 52892-2007) не зарегистрировано.

1. Медведев С.В. Сейсмика горных взрывов.- М.:Недра,1964. - 188с.
2. БарканД.Д.Сейсмозрывныеволныидействиеихнаооружения.М.:Стройиздат, 1946.- 76с.
3. Садовский М.А. Геофизика и физика взрыва.- М.:Недра,1997.–334с.
4. МатвейчукВ.В., ЧурсаловВ.П. Взрывные работы.–М.:2002.–384с.
5. Ганопольский М.И и др. Методы ведения взрывных работ. Специальные взрывные работы: Учебное пособие. - М.: Из-во МГГУ, 2007. - 563 с.
6. ГОСТ Р 52892-2007 Вибрация и удар. Вибрация зданий. Измерение вибрации оценка ее воздействия на конструкцию.

КИРШТЕИНИТ В ПАРАЛАВАХ ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ХАМАРИН-ХУРАЛ-ХИД, ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ

© В.Е. Глушкова¹, И.С. Перетяжко¹, Е.А. Савина¹, Е.А. Хромова²

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, vglushkova@igk.irk.ru

²Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Редкий минерал кирштеинит CaFeSiO_4 и фаялит FeSiO_4 образуют изоморфный ряд Са-Fe оливинов. Впервые кирштеинит был обнаружен в мелилит-нефелиновых лавах Бельгийского Конго в 1957 году [14]. Известны находки кирштеинита в мелилититовых лавах Италии [11, 5], кимберлитах Индии [6], габбро-долеритах Джалтульского массива, Средняя Сибирь [2], скарнах Тажерана, Прибайкалье [1], в измененных породах, связанных с подземными ядерными взрывами [10] и техногенных парабазальтах Челябинского угольного бассейна [15]. Са-Fe оливины также часто встречаются в метеоритах: железистых [8], хондритах [12] и хондритах [10]. Недавно кирштеинит был описан в пиропородах Нилгинского пирометаморфического комплекса, Центральная Монголия [3].

Пиропороды представляют собой геологические образования, возникшие в результате полного или частичного плавления осадочных толщ во время пожаров каустобиолитов – битумов, угля, природного газа. При плавлении карбонатно-силикатных пород образуются паралавы. Пожары в существенно глиноземистых толщах приводят к появлению клинкеров. Оба типа пород, связанные с процессами горения бурого угля, были обнаружены в пирометаморфическом комплексе Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия [4]. Данное сообщение посвящено находке кирштеинита в паралавах этого комплекса.

Паралавы представлены тонкокристаллическими породами, матрикс которых слагают микролиты мелилита, клинопироксена и основного плагиоклаза (рис. 1а). Интерстиции между микролитами матрикса паралав заполнены нефелином с включениями шпинели, К-Ва полевых шпатов, оливина, минералов ренит-куратитовой серии, барита, целестина, апатита и магнетита. Из сульфидов отмечаются пирротин, иногда содержащий включения самородного железа, и пирит. В матриксе обнаружены глобулы кальцита и сидерита, а также ксенолиты пирогенно измененных осадочных пород.

Среди минералов группы оливина преобладает фаялит Fo_{0-10} , реже встречается Mg-Fe гортонолит Fo_{45-55} и продукты распада твердого раствора Са-Fe оливина на Са-фаялит и кирштеинит (рис. 2б). Кирштеинит обнаружен в матриксе двух образцов (обр. MN-1425 и MN-1419), где образует выделения неправильной формы в ассоциации с Са-фаялитом (рис. 1б-г). В паралавах Са-фаялит, как правило, преобладает над кирштеинитом. В Са-фаялите количество миналов кальцио-оливина (Ca_2SiO_4) и фаялита изменяется в интервалах 9-15 и 81-87%, а в кирштеините – 38-45 и 50-59% соответственно. Для Са-Fe оливинов характерно содержание следующих примесей (мас. %): 1.8-7.7 MgO, 0-5.7 Fe_2O_3 , 1.6-5.2 MnO, 0.4-1.1 Al_2O_3 , до 0.5 TiO₂ (табл. 1). Магнезиальность ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$) изменяется незначительно в интервале 0-0.21. Са-Fe оливины по химическому составу близки к таковым из паралав Нилгинского комплекса, где встречаются в разных объемных пропорциях: как с преобладанием Са-фаялита над кирштеинитом, так и в обратном соотношении [3].

Согласно экспериментальным и петрологическим данным кристаллизация Са-Fe оливинов возможна из недосыщенного по кремнезему Са-Fe расплава в условиях низкого давления и высоких температур (1100-800°C) [15]. Состав остаточного расплава в интерстициях между минералами матрикса паралав различается. В зависимости от соотношения Са/Fe в таком расплаве может кристаллизоваться как гомогенный кирштеинит, так и кирштеинит с Са-фаялитом переменного состава в различных объемных соотношениях при распаде твердого раствора Са-Fe оливина (рис. 2а). Из существенно железистого силикатного расплава ($\text{Fe} \gg \text{Ca}$) кристаллизуется Са-фаялит. Составы сосуществующих фаз Са-Fe оливинов изменяются до 850°C. В температурном интервале 850-800°C прекращается эффективный катионный обмен между кирштеинитом и Са-фаялитом. Согласно

экспериментально определенной поверхности сольвуса [7] распад гомогенного твердого раствора Ca-Fe оливина в паралавах комплекса Хамарин-Хурал-Хид происходил в температурном интервале от 950 до 800°C (рис. 2б).

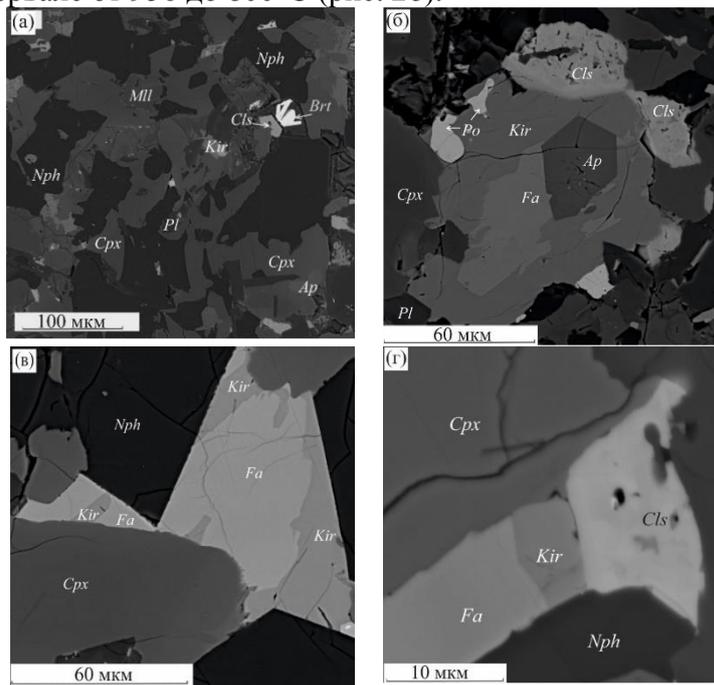


Рис. 1. Фрагменты матрикса паралав пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид. Обр. MN-1425. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE). *Ap* – апатит, *Brt* – барит, *Cal* – кальцит, *Cls* – целезиан, *Cpx* – клинопироксен, *Fa* – Ca-фаялит, *Kir* – кирштейнит, *Mll* – мелилит, *Nph* – нефелин, *Pl* – плагиоклаз, *Po* – пирротин.

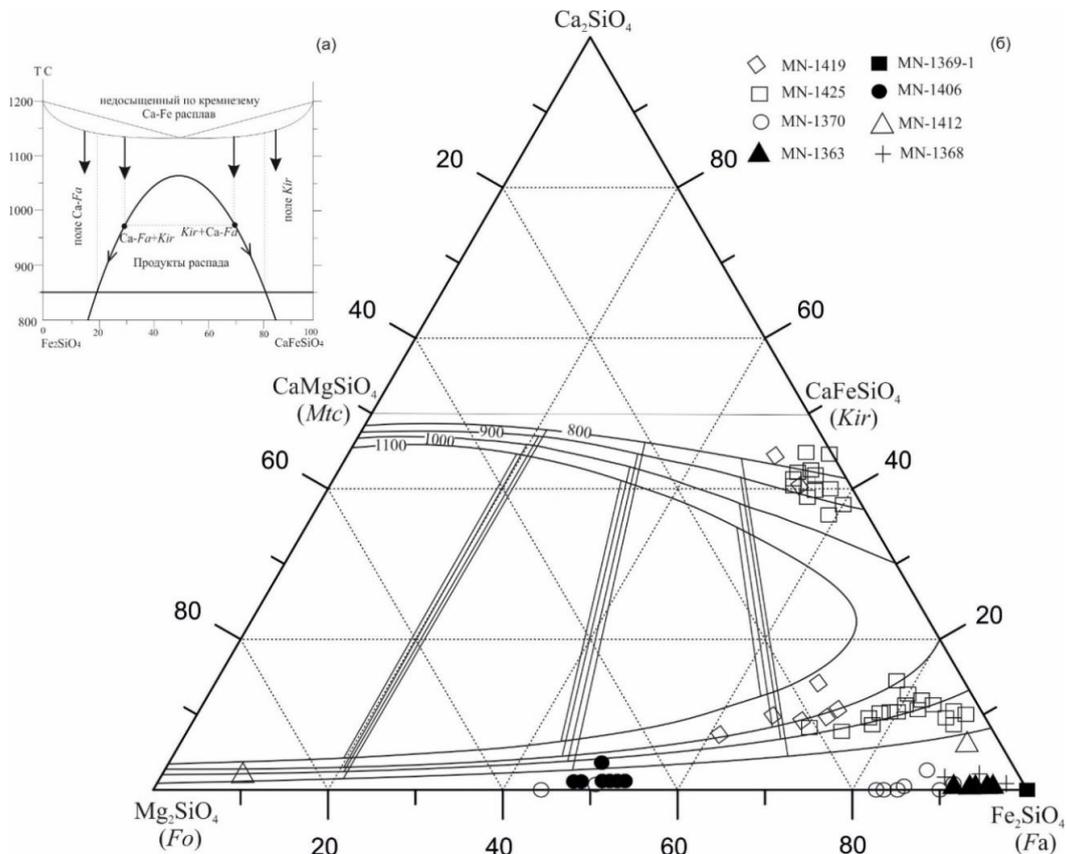


Рис. 2. Схема распада твердого раствора Ca-Fe оливинов по Sokol et al., 2002 (а) и состав оливинов паралав комплекса Хамарин-Хурал-Хид (б). Изотермы в области несмесимости твердого раствора Mg-Fe-Ca оливина и составы сосуществующих фаз (тонкие линии) по Davindson, Mukhopadhyay, 1984.

Таблица 1. Состав и кристаллохимические формулы кирштейнита и Са-фаялита из паралав комплекса Хамарин-Хурал-Хид

Номер образца	Обр. MN-1419		Обр. MN-1425									
	<i>Fa</i>	<i>Kir</i>	<i>Fa</i>	<i>Kir</i>	<i>Fa c</i>	<i>Fa r</i>	<i>Kir m</i>	<i>Kir r</i>	<i>Fa</i>	<i>Kir c</i>	<i>Kir c</i>	<i>Kir r</i>
SiO ₂	30.81	32.41	30.81	30.85	29.31	30.34	31.38	31.00	29.89	31.58	31.53	31.77
TiO ₂	-	0.52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	1.08	-	-	0.38	0.36	-	-	-	-	-	0.66
FeO	49.70	36.28	53.31	37.31	53.02	54.61	39.43	39.33	56.34	37.25	37.90	41.61
Fe ₂ O ₃	3.60	-	2.20	2.56	5.70	2.24	1.89	3.60	3.58	4.76	3.29	0.95
MnO	5.19	3.16	2.61	2.25	2.84	2.92	1.95	2.34	2.85	1.94	2.14	2.00
MgO	7.71	3.02	7.45	2.06	3.93	3.42	2.07	2.16	3.40	2.82	2.77	1.76
CaO	5.15	25.62	4.24	24.72	5.92	7.93	24.04	23.58	6.09	24.30	24.88	23.49
Сумма	101.80	102.09	100.39	99.49	100.52	101.58	100.57	101.64	101.79	102.16	102.18	102.15
Si	0.96	0.98	0.97	0.97	0.94	0.97	0.98	0.96	0.96	0.96	0.96	0.98
Ti		0.01										
Al		0.02			0.01	0.01						0.02
Mg	0.36	0.14	0.35	0.10	0.19	0.16	0.10	0.10	0.16	0.13	0.13	0.08
Fe ⁺²	1.29	0.92	1.41	0.98	1.42	1.46	1.03	1.02	1.51	0.95	0.97	1.07
Fe ⁺³	0.08		0.05	0.06	0.14	0.05	0.04	0.08	0.09	0.11	0.08	0.02
Mn	0.14	0.08	0.07	0.06	0.08	0.08	0.05	0.06	0.08	0.05	0.06	0.05
Ca	0.17	0.83	0.14	0.83	0.20	0.27	0.80	0.78	0.21	0.79	0.81	0.77
Сумма	3	2.974	3	3.002	2.984	3.001	3	3.001	2.999	2.986	2.999	2.999
O	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4

Примечание: Прочерк – ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС. с- центр, m – середина, r- край зерна. *Fa* – Са-фаялит, *Kir* – кирштейнит.

1. Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.
2. Олейников Б.В. Кирштейнит – вероятный продукт симплектического распада раннемагматического кальцийсодержащего гиалосидерита // ДАН. 1995. Т.342 (1). С. 80–81.
3. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А., Карманов Н.С., Иванов А.В. Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной Монголии: минералогическо-геохимические особенности, условия формирования // Петрология. 2018. Т.26. № 2. С.178–210.
4. Покровский П.В. Нашатырь из месторождения бурых углей Хамарин-Хурал-Хид в Монгольской Народной Республике // Зап. ВМО. 1949. № 3. С. 38–45.
5. Шарьгин В.В. Магнезиальный кирштейнит в мелилитолах вулкана Пьян ди Челле, Умбрия, Италия http://alkaline2011.web.ru/2012/abstracts/SharyginV_rus.htm
6. Chalapathi Rao N.V., Reed S.J.B., Pyle D.M., Beattie P.D. Larnitic kirschsteinite from the Kotakonda kimberlite, Andhra Pradesh, India // Mineral. Mag. 1996. V. 60 P. 513–516.
7. Davidson P. M., Mukhopadhyay D.K. Ca-Fe-Mg olivines: Phase relations and a solution model // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 256–263.
8. Folco L., Mellini M. Crystal chemistry of meteoritic kirschsteinite // Eur. J. Mineral. 1997. V. 9. P. 969–973.
9. Kahn J.S., Smith D.K. Mineralogical investigations in the debris of the Gnome event near Carlsbad, New Mexico // Am. Mineral. 1966. V. 51 P. 1192–1199.
10. MacPherson G.J., Nagashima K., Krot A.N., Doyle P.M., Ivanova M.A. Mn-Cr chronology of Ca-Fe silicates in CV3 chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. V. 201. P. 260–274.
11. Melluso L., Conticelli S., de' Gennaro R. Kirschsteinite in the Capo di Bove melilite leucitite lava (cecilite), Alban Hills, Italy // Mineral. Mag. 2010. V. 74. P. 887–902.
12. Mikouchi T., Takeda H., Miyamoto M., Ohsumi K., McKay G.A. Exsolution lamellae of kirschsteinite in magnesium-iron olivine from an angrite meteorite // Am. Mineral. 1995. V. 80 P. 585–592.
13. Mukhopadhyay D. K., Lindsley D. H. Phase relations in the join kirschsteinite (CaFeSiO₄) – fayalite (Fe₂SiO₄) // Am. Mineral. 1983. V. 68 P. 1089–1094.
14. Sahama Th.G., Hytönen K. Kirschsteinite, a natural analogue of synthetic iron monticellite, from the Belgian Congo // Mineral. Mag. 1957. V. 31. P. 698–699.
15. Sokol E., Sharygin V., Kalugin V. et al. Fayalite and kirschsteinite solid solutions in melts from burned spoil-heaps, South Urals, Russia // Eur. J. Mineral. 2002. V. 14. P. 795–807.

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНИТОИДОВ ДАУРСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

© Т.А. Гонегер^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, vetluga-work@mail.ru

²Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

Гранитоиды даурского интрузивного комплекса широко развиты в междуречье Чикой-Ингода-Онон и слагают многофазные массивы, ориентированные в СВ и близмеридиональном направлениях, прорывают среднекаменноугольные отложения и сами прорываются раннеюрскими магматическими образованиями [1]. Самый крупный из изученных нами, это Югальский массив, располагается к югу от р. Чикой в бассейнах рр. Югал, Аца и Менза и представляет собой северное окончание Хэнтей-Даурского батолита.

Массив сложен высококалиевыми субщелочными светло-серыми среднезернистыми порфировидными двуслюдяными породами, которые прорываются жилами и дайками лейкогранитовых, аплитовидных гранитов и пегматитов. Минеральный состав (в масс. %): КПШ - микроклин 40%, плагиоклаз 25%, кварца 30%, биотита 2%, мусковита 1%. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом. Рудная минерализация проявлена слабо, редкие включения пирита с гетитом во внешней кайме и небольшими включениями халькопирита в центре зерен.

В северной части Югальского массива отмечаются небольшие выходы гранодиоритов и лейкогранитов, при изучении, выявлены как умереннокалиевые низкощелочные серые крупно-среднезернистые породы с массивной структурой, пересыщенные алюминием (индекс ASI>1). Данные породы контактируют с метаморфическими породами куналейского комплекса и относятся к малханскому (Pz_{1m}) нижнепалеозойскому комплексу (U-Pb изотопного возраста гранодиоритов по циркону который составляет 456-458 млн. лет [2]). Минеральный состав гранодиоритов (в масс. %): плагиоклаз 40%, калиевый полевой шпат - микроклин 25%, кварц 25%, пироксен 2%, биотит 6%. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом (в ассоциации с ксенотимом) и гранатом, содержащим включения циркона, кварца, биотита и монацита. Среди вторичных минералов встречены хлорит, серицит, эпидот и монацит.

По химическому составу все изученные гранаты относятся к альмандин-спессартиновой группе (рис. 1). Для гранатов из даек пегматитов характерно повышенное содержание спессартинового минала (41.3-45.7%), тогда как из гранодиоритов (17.2-26.5%) и лейкогранитов (21.6-22.8%) его меньше. Содержание остальных компонентов варьирует, пиропового 1.1-4.5%, гроссулярового 1.5-4.8% до 9.8% в гранодиоритах [3].

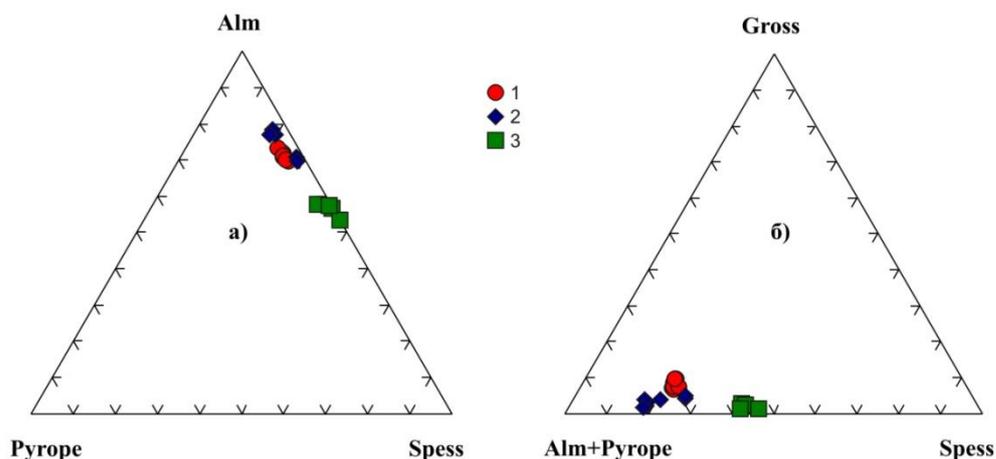


Рис. 1. Диаграммы: а) пироп (Pyrope)-альмандин (Alm)-спессартин (Spess) и б) альмандин (Alm)+пироп (Pyrope)-гроссуляр (Gross)-спессартин (Spess) для гранатов: 1- гранодиоритов; 2- дайки лейкогранитов; 3- жилы пегматитов [3].

Возраст массива полученный нами соответствует мезозойскому этапу, в течении которого в регионе происходило формирование зонального магматического ареала с ядром в виде Хэнтей-Даурского батолита и зонами рифтогенеза по его обрамлению под действием Монгольского плюма [4]. Эти данные подтверждаются и полученными Ag-Ag изотопно-хронологическими датировками и

говорят, о более широком проявлении на данной территории мезозойских гранитоидных образований [5].

1. Гонегер Т.А., Елбаев А.Л. Петрогеохимические особенности гранитоидов Даурского интрузивного комплекса (Центральное Забайкалье). XXVI Всероссийская молодежная конференция. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. С.48-49.

2. Гордиенко И.В., Антонов А.Ю., Медведев А.Я., Орсов Д.А., Ветлужских Л.И., Бадмацыренова Р.А., Климук В.С., Елбаев А.Л., Гороховский Д.В. Новые данные по магматизму и геологическому строению Центрального Забайкалья. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск: издательство Института земной коры СО РАН, 2012. С. 60-62.

3. Елбаев А.Л. Некоторые особенности минералогии гранитоидов Югальского плутона (Центральное Забайкалье) Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике, Материалы III Всероссийской молодежной научной конференции. Улан-Удэ-Горячинск, 25 – 29 августа 2015 г., CD ROM

4. Ярмолук В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений, 2012, т. 54, №5, с. 375-399.

5. Антонов А.Ю., Травин А.В.. К вопросу о масштабах палеозойского и мезозойского гранитоидного магматизма и составах его продуктов в пределах Хилок-Витимского складчатого пояса Центрального Забайкалья // Тихоокеанская геология, 2016, Т.35, №2, С. 29-48.

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УЧАСТКА ГРИДИНО РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ (БАЛТИЙСКИЙ) ШИТ

© И.А. Горбунов, Т.В. Картушинская, В.В. Балаганский, С.В. Мудрук
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, gorbunov51@yandex.ru

Беломорская провинция (Беломорский подвижный пояс) расположена в северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Она сложена архейскими породами: преимущественно ТТГ гнейсами, а также парагнейсами и амфиболитами. Породы провинции глубокометаморфизованы и испытали неоднократные деформации во время двух коллизионных орогений: неоархейской Беломорской (~2.7 млрд лет) [6] и палеопротерозойской Лапландско-Кольской (~1.9 млрд лет) [1, 13]. В Беломорской провинции отмечаются находки раннедокембрийских эклогитов – это участки Гридино, Куру-Ваара и Салма. Возраст эклогитового метаморфизма является предметом дискуссий. Считается, что он происходил либо в архее [4, 10], либо в палеопротерозое [5, 17, 18]. Существует и третья точка зрения о том, эклогитовый метаморфизм в Беломорье проявлялся дважды - как в архее, так и палеопротерозое [2, 12]. Более подробно о проблеме возраста беломорских эклогитов см. в работе [15]. В данной работе рассматривается структурная характеристика эклогитосодержащего участка Гридино (о. Избная Луда и Столбиха), а также связь эпизодов эклогитового метаморфизма с деформационными событиями.

На острове Избная Луда обнажаются главным образом архейские мигматизированные ТТГ гнейсы, согласно с которыми залегают тела архейских амфиболитов, обычно сильно будинированных (рис. 1). В амфиболитах часто обнаруживаются эклогитовые парагенезисы. Кроме того, в серогнейсовой матрице отмечаются редкие тела ("обломки") метапироксенитов.

На этом участке выделяются несколько генераций даек. Самыми ранними являются дайки метагаббро, а также магнезиальных и железистых метадиоритов, архейского либо палеопротерозойского возраста [7]. Эти дайки деформированы и рассланцованы совместно с вмещающими гнейсами, их секущие взаимоотношения сохранились лишь в редких случаях. Последующие генерации даек являются палеопротерозойскими: это оливиновые габбронориты возраста ~2.4 млрд лет, и коронитовые габбро возраста 2.1 млрд лет [7]. В палеопротерозойских дайках устанавливаются эклогитовые парагенезисы [2, 8, 14].

На участке Избная Луда выделяются три структурно-гомогенных домена [9]. Центральный домен характеризуется сложной, "брекчиевидной" структурой. Породы здесь падают преимущественно к северо-востоку под средними и крутыми углами. Их залегание часто нарушено системами хрупких разрывов, по многим из которых происходили инъекции псевдотахилитов. Линейность растяжения погружается к северо-северо-востоку под средними углами. Самые поздние, палеопротерозойские деформации здесь проявлены локально, и они привели к будинированию дайки оливиновых габброноритов.

Породы Западного домена смяты в ранние, сжатые до изоклиналиных складки, прорванные микроклиновыми гранитами архейского возраста [3]. Граниты смяты в поздние сжатые складки, которые секутся дайкой метагаббро. И граниты, и дайка смяты в еще более поздние прямые открытые складки, и срезаются палеопротерозойскими сдвиговыми зонами в переходной зоне между Западным и Центральным доменами.

В Восточном домене породы имеют выдержанное субвертикальное залегание и меридиональное простирание. Линейность растяжения в пределах домена имеет субгоризонтальную ориентировку. Наблюдаются преимущественно сжатые до изоклиналиных складки, их шарниры субпараллельны линейности. Породы домена сильно рассланцованы в результате сдвиговых деформаций, наиболее интенсивно проявленных на границе с Центральным доменом. Фактически Восточный домен является крупной зоной сдвигового течения. Ранние дайки метагаббро и метадиоритов местами сильно будинированы, а также смяты в ассимметричные, сжатые до изоклиналиных сдвиговые складки с субвертикальными осевыми поверхностями. Все эти интенсивные деформации имеют возраст 1.9 млрд лет [3]. Кинематические индикаторы, широко развитые в пределах Восточного домена, свидетельствуют о левостороннем характере сдвиговых деформаций (рис. 2).

На острове Столбиха обнажаются архейские ТТГ гнейсы с подчиненными амфиболитами и редкими телами метапироксенитов и цоизититов. Палеопротерозойские дайки здесь отсутствуют. Гнейсы и амфиболиты падают преимущественно под пологими и реже средними углами в основном в северо-восточных румбах.

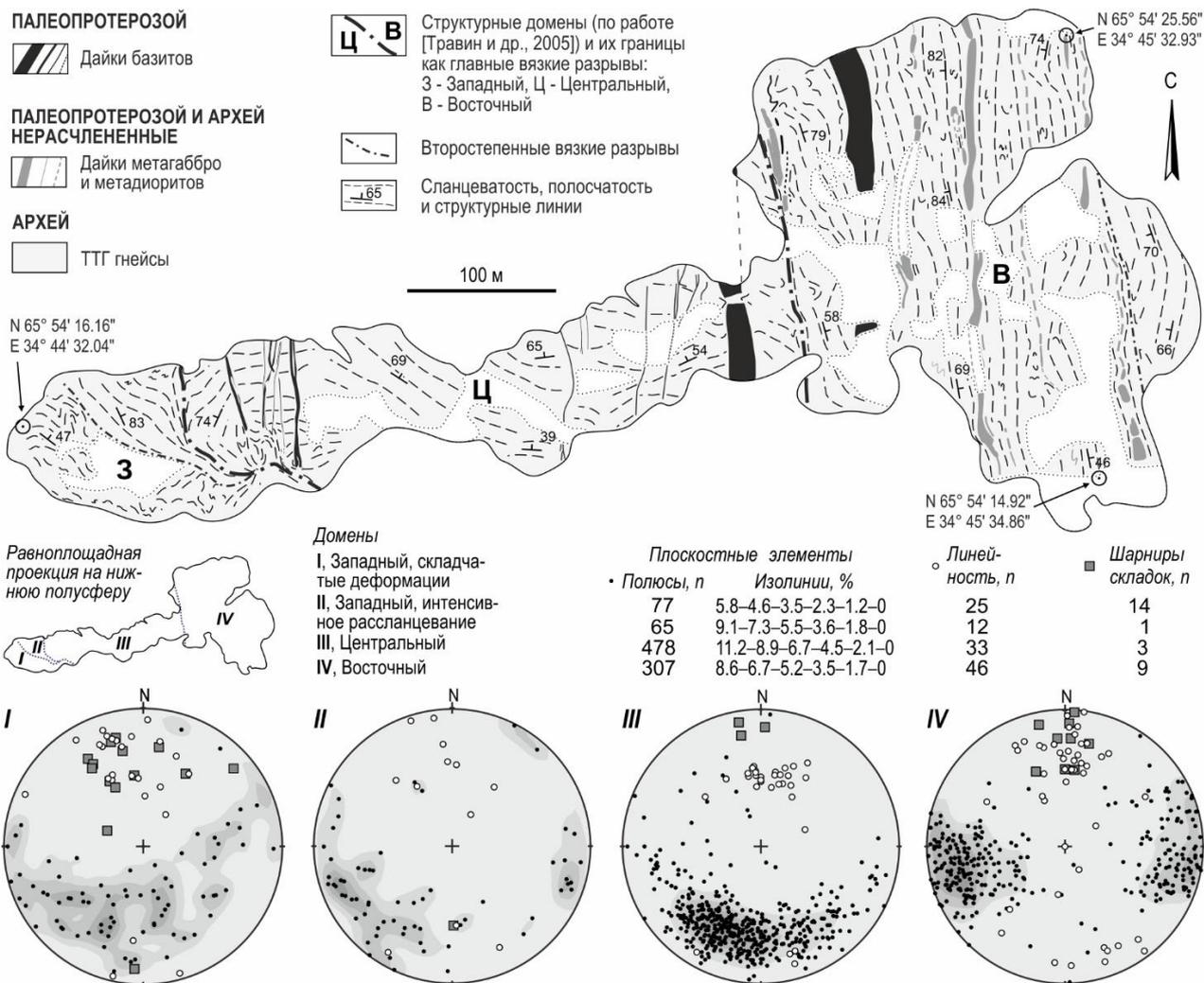


Рис. 1. Геологическая карта о. Избная Луда. Составил И.А. Горбунов с использованием материалов В.В. Балаганского, Т.В. Картушинской, О.А. Максимова, С.В. Мудрука и О.С. Сибелева, собранных при участии А.М. Лезжова и С.С. Храповицкого.

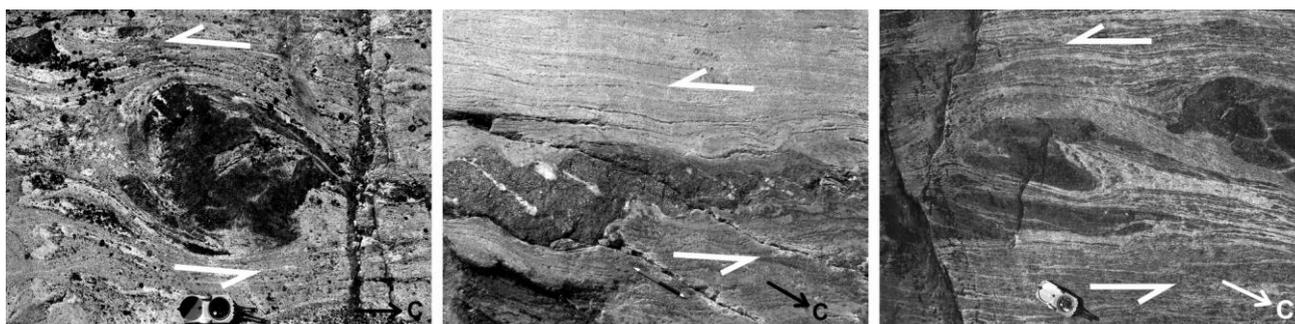


Рис. 2. Кинематические индикаторы в расланцованных породах Восточного домена, о. Избная Луда.

Линейность в пределах участка имеет две предпочтительные ориентировки. Главная линейность погружается к северо-востоку под пологими углами, тогда как второстепенная погружается к северо-западу, также под пологими углами. Деформационные структуры участка секутся дайкой плагиогранитов возраста 2.7 млрд лет [2].

Реперным объектом для изучения эклогитового метаморфизма на о. Столбиха является линза эклогитов в южной части острова [11]. Датирование цирконов из эклогитов давало противоречивые данные о возрасте эклогитового метаморфизма. Детальное картирование линзы позволило выделить в ней два типа эклогитов. Ранние эклогиты полосчатые и симплектитизированные. Они смяты в сжатые до изоклинали складки. Их осевые поверхности падают к юго-юго-востоку под пологими углами, шарниры погружаются в том же направлении, и такую же ориентировку имеет линейность растяжения.

U-Pb датирование циркона из этих ранних эклогитов свидетельствует в пользу архейского эклогитового метаморфизма ~2.7 млрд лет [2, 16, 11]. Поздние эклогиты развиты в восточной краевой части линзы. Они массивные, не обладают полосчатостью и замещают ранние эклогиты. Это замещение приводит к исчезновению ранних эклогитов (они сохраняются только в виде реликтовых угловатых обломков); складки также полностью исчезают. U-Pb датирование циркона из поздних эклогитов свидетельствует в пользу метаморфизма 1.9 млрд лет [5, 18]. Таким образом, в пределах линзы зафиксировано два события эклогитового метаморфизма – архейское и палеопротерозойское.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН (#0226-2019-052).

1. Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Структура и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБы. М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС. 2006. С. 142–155.
2. Володичев О.А., Слабунов А.И., Бибилова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12 № 6. С. 609–631.
3. Картушинская Т.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А. U-Pb датирование цирконов структурно-привязанных гранитоидов Беломорской эклогитовой провинции, Фенноскандинавский (Балтийский) щит // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике, 26-31 августа 2019 г. Тезисы докладов. 2019. (см. наст. сборник).
4. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., Каулина Т. В., Белоусова Е. А., Натапов Л. М., Гриффин У. Л., О’Рейлли С. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады Академии наук. 2010. Т. 434. № 6. С. 776–781.
5. Скублов С. Г., Астафьев Б. Ю., Марин Ю. Б., Березин А. В., Мельник А. Е., Пресняков С. Л. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // ДАН. 2011. Т. 439. № 6. С. 795–802.
6. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 296 с.
7. Степанов В. С., Степанова А. В. Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2006. Вып. 9. С. 55–71.
8. Травин В. В., Козлова Н. Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // Доклады Академии наук. 2005. Т.405. №3. С. 376–380.
9. Травин В. В., Степанов В. С., Докукина К. А. Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2005. Вып. 8. С. 40–49.
10. Щипанский А.А., Ходоровская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. С. 341–364.
11. Balagansky, V.V., Maksimov, O.A., Gorbunov, I.A., Kartushinskaya, T.V., Mudruk, S.V., Sidorov, M.Yu., Sibelev, O.S., Volodichev, O.I., Stepanova, A.V., Stepanov, V.S., Slabunov, A.I. Archean and Paleoproterozoic eclogites and zoisitites in the Gridino area. In: Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook / Slabunov et al. (Eds.). Petrozavodsk. KRC RAS. 2019. P. 11–48.
12. Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A. Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Crustal architecture, timing, and tectonic implications // International Geology Review. 2015. V. 57. P. 1541–1563.
13. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 32. 2006. P. 579–598.
14. Dokukina, K.A., Konilov, A.N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia). In: Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 25 Years after the discovery of coesite and diamond. Dobrzhinetskaya, L., Cuthbert, S., Faryad, W., Wallis, S. (Eds.). Amsterdam: Elsevier. 2011. P. 579–621.
15. Slabunov A.I., Balagansky V.V., Shchipansky A.A. Archean-Paleoproterozoic crustal evolution of the Belomorian province (Fennoscandian Shield) and the tectonic position of eclogites. In: Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook / Slabunov et al. (Eds.). Petrozavodsk. KRC RAS. 2019. P. 5–10.
16. Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // Precambrian Research. 2015. Vol. 268. P. 74–96.
17. Liu, F., Zhang, L., Li, X., Slabunov, A.I., Wei, C., Bader, T. The metamorphic evolution of Paleoproterozoic eclogites in Kuru-Vaara, northern Belomorian Province, Russia: Constraints from P-T pseudosections and zircon dating. Precambrian Research. 2017. Vol. 289: P. 31–47.
18. Yu H. L., Zhang L. F., Wei C. J., Li X. L., Guo J. H. Age and P–T conditions of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia // Journal of Metamorphic Geology. 2017. Vol. 35, no. 8. P. 855–869.

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ДРЕНАЖНЫХ ВОД ПЕСКОВ ХВОСТОХРАНИЛИЩА ДЖИДИНСКОГО ГОКА

© В.В. Дабаева, А.М. Плюснин

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, dv.viktoriya@mail.ru

Геохимические исследования дренажных вод рудных месторождений в последние годы получили достаточно широкое развитие. Связано это в основном с экологическими проблемами, возникающими в горнодобывающих районах и вызывающими необходимость оценки дренажных стоков месторождений как источника техногенного преобразования природной среды [4,1,5].

Формирование химического состава воды в пределах рудных месторождений имеет свои особенности, которые связаны с интенсивным разложением сульфидной минерализацией. В результате чего формируются кислые воды, которые начинают активно взаимодействовать с вмещающими оруденение породами. Вокруг рудных зон в подземных и поверхностных водах формируются контрастные ореолы рассеяния многих химических элементов, которые поступают в раствор, как из руды, так и из вмещающих пород. В ореолах и потоках рассеяния растворенное вещество меняет формы нахождения, образуются коллоидные соединения, формируются твердые фазы, меняется химический тип воды [7]. В целом разложение рудных минералов приводит к рассеянию многих химических элементов, образуются водные ореолы рассеяния, обладающие различной протяженностью и контрастностью [2,3]. Миграция загрязняющих компонентов определяется физико-химическими процессами метаморфизации инфильтрационных вод (растворение отходов, десорбция пород зоны аэрации) [6].

В данной работе рассмотрено взаимодействие фильтрующихся растворов с песками хвостохранилища Джидинского вольфрам-молибденового комбината при добавлении к ним реагента.

В настоящее время на территории, прилегающей к г. Закаменск, для которого Джидинский вольфрамомолибденовый комбинат был градообразующим предприятием, расположены массивы техногенных песков – отходов обогатительного производства, общая масса которых составляет более 40 млн. т.

Эксперименты проводились на лабораторной экспериментальной установке, которая представляет собой емкость объемом 12 л, в нижней части которой трубка с внутренним диаметром 12 мм. Трубка собирается из отдельных звеньев длиной 20 см. В емкость помещается песок из хвостохранилища. В трубке размещаются нейтрализующий реагент и адсорбенты для концентрирования химических элементов из раствора. Емкость и трубка разделены стекловатой, которая препятствует перемещению твердого материала током воды из емкости в трубку. При проведении экспериментов дистиллированная вода распыляется на поверхность песка, просачивается через всю толщу и растворяет подготовленные к миграции химические элементы и соединения, затем через отверстие попадает в трубку, где растворенные вещества реагируют с реагентом и адсорбентом. Проведена серия экспериментов по вымыванию растворенного вещества из поровых вод и взаимодействию кислых вод с известняком.

Для экспериментов использовался песок из хвостохранилища Джидинского ВМК, дистиллированная вода, известняк месторождения Зун-Нарын - фракции с размером частиц 1-2 мм. Аналитические работы проводились в лаборатории Геологического института СО РАН. Целью экспериментов было определение концентрации микроэлементов, включая редкоземельные элементы, вымываемых из песков дистиллированной водой при разных значениях pH растворов, исследование их содержания и форм высаживания на известняке.

По данным атомно-эмиссионного спектрального анализа с индуктивно-связанной плазмой фильтрат с таким низким значением pH характеризуется повышенным содержанием ряда элементов (табл.1).

Таблица 1 – Микроэлементный состав фильтрующихся растворов, мкг/мл

pH	2,83	2,9	2,92	3,10	3,12	3,14	3,17	3,17	3,9
Ni	3,98	4,46	5,11	4,28	4,06	3,62	3,34	3,05	2,31
Co	0,98	1,07	1,22	1,03	0,95	0,86	0,8	0,71	0,52
Cr	0,21	0,23	0,1	0,05	0,02	0,002	0,02	0,01	<0,005
Al	628	644	792	620	558	470	416	362	257
Si	20,5	20	34	34	38	37,2	38	35,8	38,7
Sr	5,72	5,14	5,12	5,08	5,73	5,5	5,77	5,76	5,76

Be	1,03	1,17	1,42	1,16	1,08	0,96	0,9	0,75	0,57
Cd	5,76	6,46	7,71	6,13	5,86	5,28	4,74	4,36	3
Cu	283	298	317	233	193	164	136	133	84,1
Zn	594	650	769	574	440	360	267	312	178
Fe	175	183	164	126	119	113	107	117	119
Pb	18,9	23,1	23,8	28,7	35	46,6	56,7	61,6	1,4
Mn	300	301	303	308	290	277	289	288	400

При взаимодействии с известняком произошло повышение рН инфильтрующихся растворов с 2,83 до 3,9. В результате взаимодействия с известняком в растворе стало в четыре раза меньше цинка, кадмия в три раза, бериллия в 1,5 раза. Но в целом концентрация этих элементов остается все еще очень высокой. При достигнутых значениях рН совершенно не происходит высачивания из раствора марганца, алюминия и кремния, которые могут в потенции образовать труднорастворимые вещества с очень высокой сорбционной способностью и при формировании осадков вывести из раствора многие токсичные химические элементы.

Проведенные нами экспериментальные исследования по вымыванию растворенного вещества из выщелачивающих вод, показали, что в растворенном состоянии, среди других химических элементов, находятся и редкоземельные элементы. Редкоземельные элементы ведут себя по-другому. Первоначально в растворе фиксируются их очень высокие концентрации. Наиболее высокие концентрации среди них установлены для иттрия, церия, неодима, диспрозия (табл. 2).

Таблица 2 – Содержание редкоземельных элементов в растворах, мкг/мл

рН	2,83	2,9	2,92	3,10	3,12	3,14	3,17	3,17	3,9
La	1,1	1,2	1,18	0,84	0,725	0,6	0,52	0,47	0,37
Ce	2,47	2,71	2,57	1,81	1,52	1,27	1,08	0,97	0,744
Pr	0,325	0,35	0,32	0,23	0,19	0,17	0,14	0,13	0,11
Nd	1,5	1,65	1,54	1,05	0,86	0,71	0,6	0,55	0,46
Sm	0,46	0,51	0,48	0,33	0,27	0,22	0,19	0,18	0,14
Eu	0,144	0,157	0,15	0,103	0,085	0,068	0,061	0,057	0,044
Gd	0,58	0,64	0,59	0,4	0,34	0,27	0,24	0,23	0,17
Tb	0,093	0,1	0,098	0,068	0,057	0,046	0,04	0,039	0,03
Dy	0,52	0,57	0,57	0,39	0,35	0,27	0,25	0,24	0,18
Ho	0,098	0,11	0,1	0,071	0,059	0,048	0,043	0,041	0,029
Er	0,27	0,3	0,29	0,2	0,17	0,13	0,12	0,12	0,082
Tm	0,035	0,038	0,04	0,026	0,021	0,017	0,015	0,015	0,011
Yb	0,246	0,27	0,26	0,18	0,15	0,012	0,106	0,1	0,071
Lu	0,025	0,03	0,027	0,018	0,015	0,013	0,011	0,011	0,007
Y	2,9	3,21	3,06	2,15	1,79	1,45	1,33	1,26	0,87
∑TR	10,766	11,845	11,275	7,866	6,602	5,294	4,746	4,782	3,318

При фильтрации поровых вод через толщу песка формируются растворы с низким значением рН. По нашему мнению рост концентрации сульфата происходит за счет растворения сульфатных, гидросульфатных солей металлов – продуктов разложения сульфидных минералов, которые накопились в толще хвостов переработки за длительное время хранения песков в окислительной обстановке. В экспериментах достигаются значения концентрации, которые превышают предельно допустимые значения для вод питьевого назначения в сотни раз.

Экспериментально установлено, что нейтрализация кислых вод приводит к резкому ограничению миграционной способности многих химических элементов в толще хранилищ отходов горно-обогатительных комбинатов. В качестве нейтрализующего реагента выбран известняк, который вносится в виде хорошо проникаемого для воды слоя с размером частиц 1-2 мм. Использование его более мелкой фракции, сочетание с другими реагентами позволит достигнуть большего эффекта.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проектов: Мин. науки и высшего образования № 0340-2016-0006 и РФФИ № 15-45-04056 р_сибирь_a.

1. Бактыбаева З.Б., Ямалов С.М., Кулагин А.А. Анализ миграционных потоков тяжелых металлов в речных экосистемах Башкирского Зауралья // Известия Самарского научного центра Российской академии наук – 2015. – Т. 17. – № 6-1. – С. 45-50.
2. Бортникова. С.Б., О.Л. Гаськова, Е.П. Бессонова. Геохимия техногенных систем. – Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2006. – 169 с.
3. Бортникова С.Б., Бортникова С.П., Шевко Е.П., Алехин Ю.В., Фяйзуллина Р.В. Газовый перенос элементов из сульфидных хвостохранилищ // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: материалы второй всероссийской конференции с международным участием, г. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2015. – С.450-453.
4. Глотова Л. П. Геоэкологические следствия эксплуатации месторождений подземных вод на Северо-Востоке России // Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогеологии: материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XXI Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием) – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 2015. – С. 204-208.
5. Грязнов О.Н., Елохина С.Н. Геоэкологические проблемы горнопромышленного техногенеза на Урале // Известия Уральского государственного горного университета. – 2017. – № 2 (46). – С. 28-33.
6. Куликова М.А. Обоснование необходимости формирования защитного экрана для отсыпки отвалов при разработке месторождений // Записки Горного института. – Т.203. – 2013. – С. 185-189.
7. Шварцев С.Л. Фундаментальные механизмы взаимодействия в системе вода-горная порода и ее внутренняя геологическая эволюция // Литосфера. – 2008. – № 6. – С. 3-24.

ТЕХНОГЕННОЕ ПОСТУПЛЕНИЕ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ С РЕКОЙ ВИХОРЕВА В УСТЬ-ИЛИМСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

© П.Г. Долгих, В.И. Полетаева

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия, pdolgikh@igc.irk.ru

Создание крупных объектов гидроэнергетики на реке Ангаре повлекло за собой развитие промышленных городов – Братск и Усть-Илимск. Помимо того, что само зарегулирование реки привело к существенным негативным изменениям качества вод в образованных Братском и Усть-Илимском водохранилищах, дополнительными техногенными источниками поступления загрязняющих веществ в водные экосистемы стали градообразующие предприятия химической и лесохимической промышленности. В городе Братск к таким предприятиям относятся Братский лесопромышленный комплекс (БЛПК, в настоящее время АО «Группа «Илим»), алюминиевый завод ПАО «РУСАЛ Братск». По данным статистического отчета в процессе производственной деятельности АО «Группа «Илим» за 2017 г. образовалось отходов производства в количестве 1009684,4 т, ПАО «РУСАЛ Братск» – 127578,927 т [2]. Сильно загрязненные сточные воды этих предприятий сбрасываются в р. Вихорева, впадающую в расположенное ниже г. Братск Усть-Илимское водохранилище. Результаты анализа динамики специфических для деревообрабатывающей промышленности загрязнителей (сероводорода, сульфидов, лигнина и т.д.) по течению реки показывают, что к Вихоревскому заливу поступают практически не очищенные воды [1]. Ранее в пробах воды, отобранных выше по течению реки от точки сброса сточных вод, установлена токсикогенетическая активность, обусловленная сточными водами с Братского алюминиевого завода [5]. Пониженное содержание кислорода в придонных водах этого участка (до 0,59 мг/л), указывающее на активно проходящие процессы окисления органических веществ, приводит созданию неблагоприятных условий для жизнедеятельности гидробионтов [3]. Помимо фенолов, лигнина, биогенных элементов и органических веществ, к приоритетным загрязнителям техногенного происхождения вносимых р. Вихорева в водохранилище являются сульфаты, натрий, алюминий, хлор и железо, участвующие в производственных циклах вышеуказанных предприятий. В связи с этим целью данного исследования стало изучение воздействия техногенного поступления SO₄²⁻, Cl⁻, Al и Fe на гидрохимический состав вод Усть-Илимского водохранилища.

Отбор проб воды р. Вихорева и Вихоревского залива Усть-Илимского водохранилища осуществлялся батометром OceanTest110A., в августе 2017 г. Было отобрано 11 проб воды. В воде р. Вихорева отбор производился с поверхностного слоя воды, а в Вихоревском заливе с поверхностного и придонного – с глубины 0,6 м и придонного – в метровом слое от дна. Станции отбора проб воды приведены на рисунке 1.

Химический анализ микроэлементов проведен с использованием стандартных методик [1]. Концентрации железа и алюминия определялись методом ISP MS на масс-спектрометре ELEMENT-2, сульфаты методом титриметрии, хлориды – фотометрии. Аналитические работы выполнены с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Результаты проведенного химического анализа показали, что в воде р. Вихорева и Вихоревского залива наблюдается высокие концентрации микро- и макроэлементов. По результатам проведенных исследований установлено, что распределение хлорид-ионов в водной среде сходно с распределением сульфат-ионов. Максимальные концентрации этих компонентов наблюдаются в устье р. Вихорева (рис. 1). Поступающие с водой р. Вихорева высокие концентрации элементов техногенного происхождения перемешиваются с водой Вихоревского залива водохранилища и рассеиваются в водной толще, что приводит к снижению их концентраций. Оценка концентраций Cl⁻ и SO₄²⁻ в воде исследованных станций Вихоревского залива показала, что превышение по отношению к их средним концентрациям по всему Усть-Илимскому водохранилищу составляет 2-8 раз и 2-18 раз, соответственно. Отметим, что в поверхностном слое воды Вихоревского залива концентрации Cl⁻ и SO₄²⁻ выше, чем в придонном. По данным Т.А. Стрижевой [6] это связано с растеканием более теплых загрязненных вод р. Вихорева по поверхности холодных вод водохранилища. Техногенные поступления Cl⁻ и SO₄²⁻ оказывают влияние и на гидрохимический состав вод русловой части водохранилища – определено, что их концентрации повышены в районе впадения Вихоревского залива. Превышение на выходе из Вихоревского залива для сульфатов составляет 4 раза, а в 10 км ниже по течению от залива – 1,7, то для ионов хлора оно несколько выше – 12 и 3 раза, соответственно. Интенсивность рассеяния определяет коэффициент водной миграции, относящий Cl⁻ и Na⁺ к подвижным элементам [4]. Также, как в Вихоревском заливе, в русловой части более высокие концентрации этих элементов приходятся на поверхностные воды.

Поток загрязненных вод четко прослеживается вдоль левого берега водохранилища, где концентрации Cl^- и Na^+ повышены, по сравнению с русловой частью водоема.

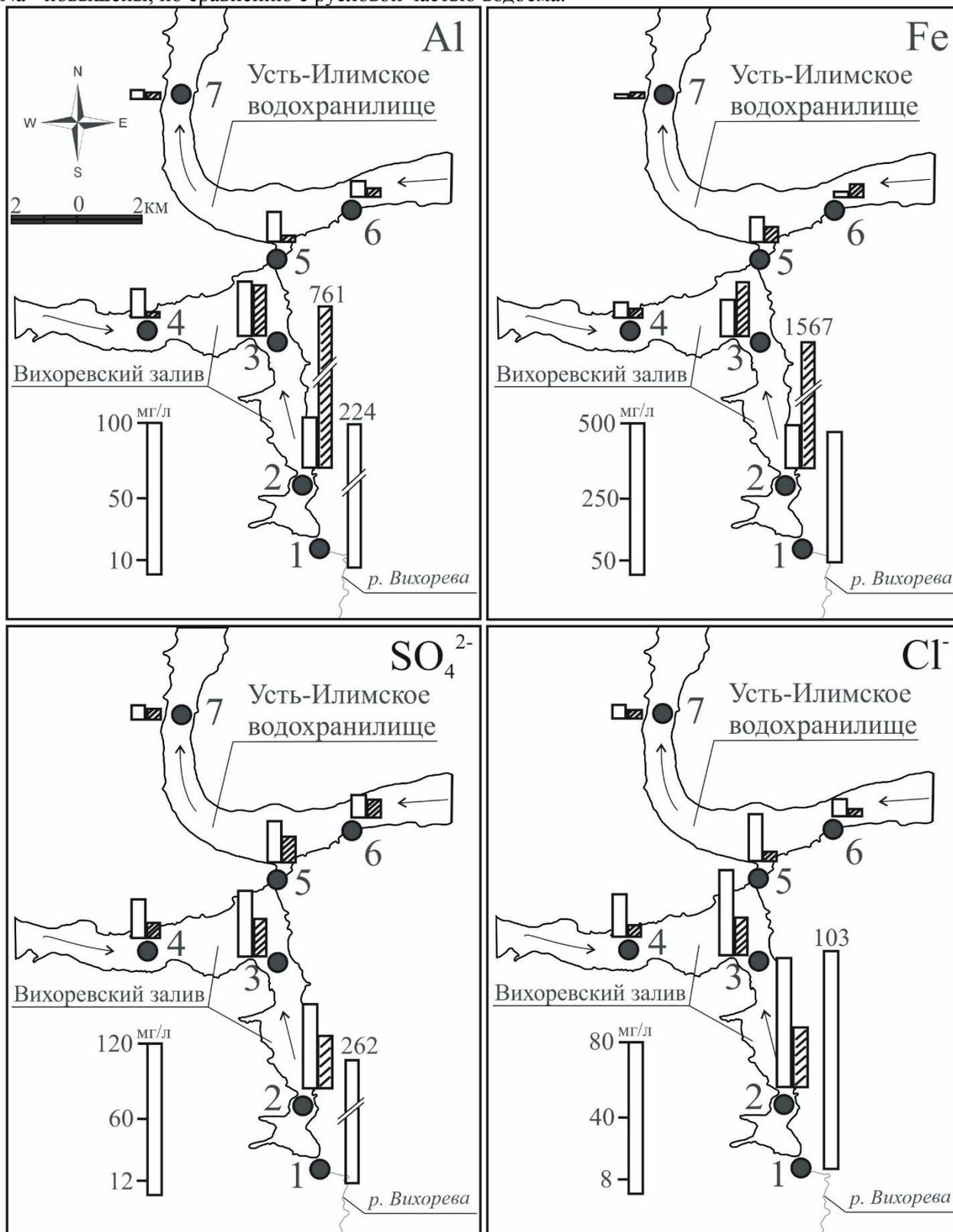


Рис. 1. Карта-схема станций отбора проб воды, и концентраций элементов р. Вихорева и Вихоревского залива Усть-Илимского водохранилища. 1 - р. Вихорева (перед устьем); 2 - Вихоревский залив (2 км от устья р. Вихорева); 3 - Вихоревский залив, перед слиянием с Бурдойским заливом; 4 - Бурдойский залив; 5 - устье Вихоревского залива; 6 - 2,5 км от устья Вихоревского залива, выше по течению. 7 - 5 км. ниже устья Вихоревского залива.

Основным источником, с которым связано поступление Al в окружающую среду г. Братск является Братский алюминиевый завод, который является одним из крупнейших заводов в мире по производству алюминия методом электролиза криолитоглиноземного расплава. Перед поступлением в Вихоревский залив в воде р. Вихорева концентрация алюминия составляет 224 мкг/л. Однако, через 2 км после впадения реки (станции № 2, рис. 1) при концентрации 39 мкг/л в поверхностном слое воды, в придонном слое отмечена максимальная концентрация этого элемента, составляющая 761,4 мкг/л. Ниже по течению концентрация алюминия как в поверхностном, так и в придонном слое снижается. В среднем его концентрация в воде залива составляет 31,6 мкг/л. Сходное с алюминием наблюдается распределение железа в воде р. Вихорева и Вихоревского залива. Наибольшие концентрации Fe отмечены в придонном слое воды на станции, расположенной в 2 км ниже устья р. Вихорева (рис. 1). Далее до места впадения Вихоревского залива в русловую часть водохранилища его концентрации в поверхностной и придонной воде не превышают 80,1 мг/л. Поступление вод р. Вихорева в Вихоревский залив определяет его как зону повышенного загрязнения Усть-Илимского водохранилища. Установлено, что в воде Вихоревского залива превышение концентраций Al и Fe относительно средних значений по Усть-Илимскому водохранилищу составило 2-147 и 2-127 раз, соответственно. Значительные концентрации Al и Fe в придонной воде двухкилометровой зоны ниже устья р. Вихорева указывают на накопление микроэлементов в донных отложениях этого участка. Увеличение концентраций металлов в придонных водах Вихоревского залива происходит за счет их миграции на поверхности взвешенных частиц, которые на участке смешения вод р. Вихорева и Вихоревского залива при уменьшении скорости течения оседают на дно, увеличивая их концентрации в придонной воде.

Таким образом, результаты проведенных исследований показали, что основную техногенную нагрузку от промышленных предприятий г. Братск принимает Вихоревский залив Усть-Илимского водохранилища. Особенности геоморфологического строения залива являются большая акватория, значительная глубина (до 35 м) и узкое устье, соединяющее его с русловой частью водохранилища. Они создают подходящие условия для активации процесса седиментации взвешенного вещества поступающего с водами р. Вихорева, сорбирующего на себе большинство техногенных загрязнителей. Помимо этого, «закрытый залив» имеет низкую скорость водообмена с русловой частью водохранилища, особенно это относится к его вершинным частям. Все эти факторы среды способствуют образованию барьерной зоны, задерживающей основную часть загрязняющих веществ в Вихоревском заливе. Остаточные повышенные концентрации SO₄²⁻, Cl⁻, Al и Fe, поступающие в русловую часть Усть-Илимского водохранилища довольно быстро разбавляются мощным потоком мало загрязненных ангарских вод. В то же время, буферизирующая роль Вихоревского залива не безгранична – продолжающееся привнос больших объемов поллютантов, резко изменяющийся уровень воды в Усть-Илимском водохранилище, влекущий за собой изменение гидрологического режима, вторичное загрязнение водной среды из донных осадков при возможном повышении мобильности элементов-загрязнителей, могут привести к ослаблению барьерной роли Вихоревского залива и существенному увеличению зоны загрязнения основной части водоема.

Исследование проведено в рамках Интеграционной Программы ИИЦ СО РАН (2017-2020 гг.) № 0341-2017-0001 и Проекта IX.127.1. (0350-2016-0027)

1. Варданян М.А. Яблокова И.А. Результаты гидрохимического мониторинга вод р. Вихоревой за 2010-2013 гг. // Труды БрГУ. Серия: Естественные и инженерные науки. 2014. Т. 1. С. 362-366.

2. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2016 году». – Иркутск: ООО «Мегапринт», 2017 г. – 274 с.

3. Долгих П.Г., Полетаева В.И. Распределение биогенных элементов в воде р. Вихорева и Вихоревского залива Усть-Илимского водохранилища при техногенном воздействии // Вопросы естествознания. 2018. № 3. С. 58-63.

4. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза// А.И. Перельман. – М.: Недра, 1972. – 288 с.

5. Симонова Е.В. Исследование токсикогенетических свойств сточных вод предприятий целлюлозно-бумажной промышленности и их серосодержащих компонентов: Автореф. дис. к.б.н. – Иркутск, 1996. 23 с.

6. Стрижева Т.А. Условия и особенности формирования гидрохимического режима, состава и качества вод искусственных водоемов Восточной Сибири (на примере Усть-Илимского водохранилища): Автореф. дис. к. г. н. – Иркутск, 1985. 19 с.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ГАББРОИДОВ И ГРАНИТОИДОВ СУМСУНУРСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© К.Д. Долгобородова^{1,2}, В.Б. Хубанов^{1,2}, Т.Т. Врублевская¹, А.А. Цыганков^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

²Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

В Восточном Саяне с гранитоидами сумсунурского комплекса пространственно ассоциирует ряд крупных месторождений и проявлений золота. Породы этого комплекса широко распространены в виде крупных сложных батолитовых тел гранодиоритов и гранитов. Кроме того рядом исследователей к этому комплексу относятся небольшие тела габброидов и базитовые дайки, имеющие подчиненное, но повсеместное, распространение [Гребенщикова, 2004]. Однако до настоящего момента вопрос о характере взаимосвязи между этими петрографическими разнотипными магматитами не ставился и не решался. В настоящей работе на основе геохимических данных будет рассмотрена вероятность генетического или парагенетического соотношения основных, средних и кислых пород сумсунурского комплекса между собой.

Сумсунурский комплекс расположен в горной системе Восточного Саяна, по северному обрамлению Гарганской глыбы, и представляет собой цепочку интрузивных тел, вытянутых с юго-запада на восток. В состав комплекса входят Гарганский, Урикский и Сумсунурский массивы площадью от 70 до 300 км², состоящие, преимущественно, из плагиогранитов, тоналитов и кварцевых диоритов [Кузьмичев, 2004]. Интрузивные тела расчленены разломами, местами перекрыты четвертичными отложениями и базальтами. Кроме этого в составе сумсунурского комплекса отмечаются тела габброидов и дайки базитового состава, а также минглинг структуры, свидетельствующие об одновременном сосуществовании и взаимодействии контрастных, базитовых и салических, расплавов.

Гранитоиды имеют розовато-серую, светло-серую и серо-зеленую окраску, массивную, местами трахитоидную текстуру, средне- и крупнозернистую структуру, микроструктура пород преимущественно гипидиоморфнозернистая – наибольшим идиоморфизмом обладает плагиоклаз. Плагиограниты и тоналиты характеризуются существенным преобладанием в составе плагиоклаза, содержание кварца варьирует от 20 до 40%. Биотит – около 15%. Акцессорная минерализация представлена единичными кристаллами циркона, апатита и титаномагнетита. Лейкокротовые разности представляют собой агрегаты кварца и плагиоклаза, практически полностью лишённые темноцветных и рудных минералов. Кварцевые диориты – это существенно плагиоклаз-амфиболовые породы с небольшими содержаниями кварца и оксидов железа. Местами встречаются агрегаты биотита и K-Na полевого шпата, но их процентная доля невелика. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон. В диоритах в отличие от кварцевых разновидностей отсутствует кварц, или он наблюдается в акцессорных количествах, и имеется повышенное содержание рудных минералов, преимущественно оксидов железа.

Габбро – это оранжево-серые, массивные, крупнозернистые породы, с преобладающей аллотриоморфнозернистой микроструктурой. Главными минералами являются плагиоклаз, который часто сосюртитизирован, и пироксен. Последний нередко замещается амфиболом. Во второстепенных количествах распространены рудные минералы. Из акцессорных минералов присутствует сфен, титаномагнетит и апатит. Базиты имеют минеральный состав аналогичный габбро, отличаются порфиловым и мелкозернистым сложением и долеритовой микроструктурой.

По кремнекислотности породы Сумсунурского комплекса делятся на габбро и базиты с содержанием SiO₂ = 48-53 мас.%, диориты и кварцевые диориты – 53-63 мас.%; тоналиты – 63-68 мас.%; плагиограниты и лейкограниты – 68-73 мас.%.

Гранитоиды относятся к натро-калиевой серии нормальной щёлочности – сумма щелочей в них варьируют в пределах от 5.5 до 7.5 мас.%, и лишь единичные пробы попадают в поле субщелочных пород. В габброидах сумма Na₂O и K₂O = 2.5-4.5 мас.%. Отношение K₂O/Na₂O как в гранитоидах, так и в габброидах почти повсеместно <1, за исключением некоторых проб лейко- и плагиогранитов в которых отношение K₂O/Na₂O возрастает до 1.6.

На бинарных диаграммах основания, такие как сумма оксидов железа и оксид магния, уменьшаются с возрастанием кремнекислотности в породах сумсунурского комплекса. На диаграммах Al₂O₃, CaO, P₂O₅, Sr против SiO₂, обращает на себя внимание обратная линейная зависимость вариации концентраций алюминия, кальция, фосфора и стронция относительно кремния в ряду от диоритов к лейкогранитам. Тогда как в габброидах, базитах и частью в диоритах наблюдается широкий

разброс содержания этих элементов (Al_2O_3 от 5 до 15 мас.%, CaO от 7 до 13 мас.%, P_2O_5 от 0,05 до 0,2 мас. %, Sr от 100 до 400 ppm) при постоянной кремнекислотности, кроме того наименьшая концентрация P_2O_5 (менее 0.1 мас.% и Sr менее 200 ppm) наблюдается у габброидов, что сопоставимо с концентрацией этих элементов у лейкогранитов.

Примечательно, что концентрация высокозарядных элементов (Zr , Nb , Y) практически не меняется от габбро через диориты и тоналиты к лейко- и плагиогранитам.

Заключение

Одними из наиболее распространенных магматических образований в Восточном Саяне являются гранитоиды сумсунурского комплекса, которые слагают несколько крупных сложных плутонов-батолитов. С ними пространственно ассоциирует ряд месторождений и проявлений золота. Внутреннюю структуру массивов нарушают разломы и дайковые тела базитового состава, а также встречаются небольшие габброидные интрузии, преимущественно в краевых частях гранитоидных массивов. Совместное нахождение габброидов, базитов и гранитоидов, а также редкие проявления минглинг-структур свидетельствует об одновременном внедрении и становлении гранитоидных и мафических магм при формировании сумсунурского комплекса.

Однако существенное преобладание гранитоидов над мафическими породами противоречит гипотезе их генетической взаимосвязи между собой, поскольку при нормальной эволюции материнской мафической магмы доля кислой производной должна быть не более 10% [Mohr, 1971].

Кроме того, согласно модели фракционной кристаллизации мафической магмы, ее дочерние салические (средние и кислые) расплавы должны обогащаться некогерентными элементами [Скляров и др., 2001; Кокс и др., 1982; Хубанов и др., 2015], например, высокорядными, такими как цирконий, ниобий и иттрий. В случае сумсунурского комплекса такая закономерность не наблюдается. Кроме того, относительно низкие концентрации стронция и фосфора в габброидах и базитовых дайках относительно диоритов также противоречат тому, что последние могут быть произвольными первыми.

Таким образом, совокупность геологических и геохимических данных указывает на то, что ассоциирующие мафические (габброиды и базиты) и гранитоидные (диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиграниты и лейкограниты) породы не являются производными единой магмы и по-видимому имеют разные источники. Для гранитоидов источником предположительно являются мафические протолиты (амфиболиты).

1. Гребенщикова В.И., Коваль П.В. Геохимия тоналитового гранитообразования (Сумсунурский батолит, Восточный Саян) // Петрология, 2004. Т. 12. № 1, С.68-83.
2. Интерпретация геохимических данных: учебное пособие // Под ред. Е. В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
3. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.
4. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
5. Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т., Цыренов Б.Ц, Цыганков А.А. Процессы фракционной кристаллизации и смешения магм в формировании трахибазальт-трахитовой бимодальной серии Мало-Хамардабанской вулканотектонической структуры, юго-западное Забайкалье // Петрология, 2015. Т. 3. № 5. С. 490-520.
6. Mohr P.A. Ethiopian rift and plateaus some volcanic petrochemical differences // J. Geophys. Res., 1971, v. 76, № 8, p.45 -77.

ВОЗРАСТ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД БАМБУЙСКОГО МАССИВА (ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ)

© И.А. Избродин¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}, В.Б. Хубанов¹, М.О. Рампилов¹, Е.И. Ласточкин¹

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, izbrodin@ginst.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, doroshkevich@igm.nsc.ru

Небольшие многочисленные интрузии щелочных пород, пространственно ассоциирующие с гранитами Ангаро-Витимского батолита, располагаются на Витимском плоскогорье в полосе северо-восточного простирания, протяженностью свыше 450 км и шириной около 50 км. Породы слагают обычно небольшие массивы и дайкообразные тела и имеют разнообразную форму (преобладают изометричные, удлиненные и штокообразные). Большинство массивов сосредоточено в низовьях р. Кыджимит до бассейна р. Ципа на северо-востоке. На удалении от них расположены Комский (на юго-западном окончании площади распространения) и Бамбуйский (в северо-восточной части) массивы. Породы характеризуются натриевой или реже кали-натриевой специализацией. Калиевый щелочной магматизм представлен пока единственным Чининский массивом, который по своим геохронологическим, геохимическим и изотопным данным схож с ультракалиевой Сыннырской интрузией [4]. Полученные современные геохронологические данные по большинству щелочных массивов Витимского плоскогорья свидетельствуют об неоднократном внедрении продуктов щелочного магматизма в единую продолжительно развивающуюся структуру. На сегодняшний день зафиксировано три этапа формирования пород: 520-486 306-280 и 261-242 млн лет [2-4, 10]. Для некоторых щелочных массивов до сих пор отсутствуют достоверные определения возраста. В данной работе представлены результаты геохронологического (U-Pb LA ICP MS) исследования пород Бамбуйского массива.

Бамбуйская щелочная интрузия находится в среднем течении р. Бамбуйка (левый приток р. Витима), в 70 км выше устья. Она прорывает карбонатные отложения нижнего и среднего кембрия и приурочена к пересечению двух разломов субширотного и северо-западного простирания. Согласно Б.А. Литвиновскому (1973) формирование интрузии происходило в одну фазу, однако первичная дифференциация магмы и широкое развитие процессов магматического замещения привели к образованию различных по составу пород, слагающих Западный и Восточный массивы, разделенные долиной р. Бамбуйки. Общий размер массива составляет 15 км². При этом Восточный (6*1,8 км) сложен преимущественно габбро, габбро-пироксенитами. В пределах массива наблюдаются немногочисленные секущие жилы гранитных пегматитов (амазонитовых) и небольшой шток лейкократовых гранитов. Западный массив (4*1,5 км) сложен главным образом щелочными сиенитами среди которых встречаются маломощные тела нефелин-содержащих сиенитов. Переход между ними постепенный, в приконтактных частях интрузии с известняками распространены гранат-содержащие сиениты. Ширина таких пород варьирует от первых метров до 150 м при этом наблюдается увеличение граната, вплоть до гранат-содержащих сиенитов. Среди нефелиновых сиенитов отмечается эгирин-содержащие и канкринитовые разновидности.

Для изотопных определений отобраны цирконы из нефелиновых сиенитов (Бам-458) Западного и габбро (Бам-461) Восточного массивов. В первом случае это относительно крупные цирконы (более 600 микрон по длинной оси). в катодлюминесцентном изображении минерал характеризуется сложным строением, которое выражается в наличии темных доменов не подверженных перекристаллизации и кайм обрастания светлых оттенков или полностью гетерогенных с хаотичным чередованием светлых и темных участков. В некоторых случаях в нем наблюдаются твердые включения КППШ, пироксена, биотита, скаполита, редко пирохлора. При датировании локальным методом LA-ICP-MS неизмененных однородных темных доменов и светлых частей циркона аналитически значимых различий в возрасте выявлено не было.

Средневзвешенное значение возраста было определено как 298.2 ± 3.6 млн. лет. Циркон из габбро представлен мелкими (менее 100 мкм) кристаллами с хорошо выраженной осцилляционной зональностью. Точки изотопных составов циркона образуют конкордантный кластер с возрастом 271.4 ± 0.65 млн. лет.

Таким образом, полученные значения возраста характеризуют временной разрыв в становлении щелочных сиенитов и габбро Бамбуйского массива (298 и 271 млн. лет, соответственно) и опровергают вариант однофазного формирования. Несмотря на это, образование пород по времени совпадает с основным этапом становления позднепалеозойских (311-294 млн. лет) щелочных пород Витимского плоскогорья и сыннырского комплекса [2-5, 10], гранитоидов баргузинского, чивыркуйского и зазинского комплексов в Забайкалье [7-8, 12]. В этот период также формировались породы бимодальной вулканической ассоциации, шошонитовой габбро-монзонит-сиенитовой серии ряда массивов в Забайкалье [1, 9, 10-11].

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 17-05-00309_a.

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

2. Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // ДАН. 2012 а. т. 443. № 1. с. 297-301.

3. Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А., Конопелько Д.Л. U-Pb (SHRIMP II) геохронология Мухальского щелочного массива, Западное Забайкалье // Геология и геофизика, 2012 б. т. 53. № 2. с. 169—174.

4. Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Рипп Г.С., Ласточкин Е.А., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф., Владыкин Н.В. Возраст, минералогическая и геохимическая характеристика пород Чининского щелочного массива, Западное Забайкалье // Геология и Геофизика. 2017. т. 58. № 8. с. 1135—1156.

5. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Пермский возраст Бурпалинского щелочного массива (Северное Прибайкалье): геодинамические следствия // Докл. РАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 295–299.

6. Литвиновский Б.А. Новые данные об условиях формирования святоноситов (на примере гранатовых сиенитов Бамбуйской интрузии, Витимское плоскогорье) // Геология и геофизика. 1973 т.1, с. 42-51.

7. Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 197—227.

8. Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. №4. С. 395-418.

9. 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.

10. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr, Nd) data // Lithos. 2012. v. 152. p. 157—172.

11. Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian–Transbaikalian Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance. Lithos. 2009. v. 113. P. 521–539.

12. Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. v. 125. P. 845—874.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ИЗУЧЕНИЯ ЖЕЛЕЗО-БОРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛОНГО (БУРЯТИЯ)

© С.Ю. Избродина¹, М.О. Рампилов², В.Ф. Посохов², А.Е. Мурзинцева³

¹Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова, univer@bsu.ru

²Геологический институт СО РАН, info@bsc.buryatia.ru

³Музей БНЦ СО РАН, muzeyBSC@yandex.ru

Месторождение Солонго (Магнетитовое) находится в 160 км от ст. Могзон, Транссибирской магистрали на юге Витимского плоскогорья, в 4,5 км к юго-западу от Озерного колчеданного свинцово-цинкового месторождения. Несмотря на то, что первоначально месторождение было открыто в 1961 году как магнетитовое с запасами руды 37,2 млн. т., оно относится к наиболее сложным и полиметалльным объектам рудного узла. Главными полезными ископаемыми являются железные и борные руды, второстепенными – цинковые и молибденовые.

Разнообразие полезных ископаемых и минеральных ассоциаций отражает сложные процессы, приведшие к образованию комплексного месторождения. Изучение вещественного состава месторождения приведено в ряде работ [2 - 7]. При этом нерешенными вопросами в формировании месторождения являются возможные источники рудного вещества и характер их связи с магматическими породами. Решение этих задач затруднено отсутствием изотопно-геохимических исследований. Не менее актуальным вопросом остается время образования оруденения. Известные на сегодняшний день возрасты недостаточно корректны. В данном сообщении приведены результаты изотопного (О, Н) исследования.

Ранее на месторождении были изучены изотопные составы сульфидной серы $\delta^{34}\text{S}$ в пирите +4,0...+5,1 и сфалерите +3,3...+6,4 в скарнах, и магнетитовых рудах (пирит +1,2...+6,3, сфалерит + 6,6 пирротин +6,9). Полученные данные свидетельствуют о высокотемпературных условиях и гомогенном источнике серы. Изотопный состав углерода и кислорода во вмещающих карбонатных породах варьирует $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ в интервале -2,95... -0,01‰, а $\delta^{18}\text{O}$ от +12,99 до 14,2‰ [1] и в целом отвечают изотопному составу метаморфизованных известняков.

Среди магнетитовых месторождений Еравнинского рудного узла (Западное Забайкалье) наиболее известны месторождения Солонго (Магнетитовое), Соухусан, Гурвунур, Северный Гурвунур, Укыр, Аришинское, Туркул. В граничащим с ним Курбинском рудном узле - Ожергон, Мылдылген, Мухор-Горхон, Шара-Бугутуй. Большинство месторождений представлены пласто- и линзообразными телами, которые залегают среди вулканогенно-осадочных отложений палеозоя включающих пачки карбонатсодержащих пород.

Из всех известных месторождений Западного Забайкалья месторождение Солонго уникально во многих отношениях. В первую очередь, с минералогической точки зрения. Здесь пространственно совмещены известковые и магнезиальные скарны, сопровождающиеся специфическими минеральными ассоциациями. В магнезиальных скарнах установлены такие минералы, как: курчатовит, солонгоит, федоровскит, гексагидроборит, формицит, бурятит, витимит. Описано более 10 редко встречающихся минералов, что подчеркивает уникальность этого объекта.

Результаты исследований. Нами проведено изучение изотопного состава трех групп пород – минералов из известковых и магнезиальных скарнов (см. табл.).

Таблица. Изотопные отношения кислорода в минералах месторождения Солонго

№ п/п	Проба	Минерал	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ v-SMOW
Магнетитовые руды			
1	Сол-342-1	магнетит	-10,9
2	Сол-342-2	диопсид	-8,5
Борные руды			
3	Сол-844-1	сахайт	1,0
4	Сол-844-2	роуит	2,7
5	Сол-844-3	людвицит?	1,9
6	Сол-844-4	магнетит	-0,3
Гранат-везувиановые скарны			
7	С-58-395	магнетит	3,1
8	Сол-839-1	магнетит	2,7
9	Сол-839-2	везувиан	4,6

Граниты			
10	C-58-395	мусковит	10,5
11	C-58-395	кварц	12,1

Собственно магнетитовые руды состоят главным образом из мелко- и среднезернистого агрегата магнетита, калиевого полевого шпата идиопсида. В магнетите присутствуют округлые твердые включения диопсида и олигоклаза. Из элементов примесей постоянно содержится MnO до 0,4 мас. %. В качестве второстепенных минералов в рудах установлен плагиоклаз, кварц, апатит, барит, торит.

Главной особенностью кислорода из магнетитовых руд является деплетированность тяжелым изотопом, имеющим довольно низкие отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{v-SMOW}}$ -10,9‰ в магнетите и -8,5 ‰ в диопсиде (табл.), что свидетельствует об участии метеорной воды в составе рудоносного флюида. Полученные данные значительно отличаются от значений, полученных для апатит-магнетитовых руд месторождения Северный Гурвунур[8].

На месторождении выделено три типа борных руд: магниевые и железо-магниевые, марганец-магний-кальциевые бораты и боросиликатовые датолитовые и борато-боросиликатовые роуит-датолитовые. Нами были изучены изотопные составы кислорода в курчатовит- и людвигит-сахайтовых рудах (второй тип). Они приурочены в основном к зонам известково-скарнового замещения. Помимо людвигита, сахаита и роуита, которые обычно слагают микропрожилки, в этой ассоциации установлен джонбаумит ($\text{Ca}_5(\text{AsO}_4)_3\text{OH}$), пикротефроит ($(\text{MgMn})_2\text{SiO}_4$), гранат и магнетит. Боросодержащие минералы обладают относительно узким диапазоном изотопного состава кислорода: +1,0...+2,7 $\delta^{18}\text{O}_{\text{v-SMOW}}$ (табл., ан. 3-5). В магнетите, ассоциирующим с ними, устанавливается значительное облегчение кислорода (-0,3 $\delta^{18}\text{O}_{\text{v-SMOW}}$).

На месторождении выделяются пироксен-гранатовые и везувиан-гранатовые скарны, между которыми наблюдаются промежуточные разности. Основная масса последних представлена мелкозернистым агрегатом граната грязно-зеленого цвета, по составу отвечающим андрадит-гроссуляру ($\text{And}_{72-75}\text{Grs}_{25-26}\text{Spes}_{5-8}$), и везувиана, среди которых встречается вкрапленность и крупные образования бмагнетита и кварца. Изотопные отношения кислорода в магнетите из скарнов обладают более высокими положительными значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{v-SMOW}}$ (табл., ан. 7-8) и близки к изотопным отношениям кислорода в везувиане.

Значение изотопного отношения кислорода в магнетите на контакте с гранитовой интрузией (табл., ан. 7) практически совпадает с магнетитом из скарнов (табл., ан. 8), тогда как кварц и мусковит характеризуются более высокими значениями +12,1 и +10,5 (табл., ан. 10-11), что вполне вероятно связано с флюидом, привнесенным из гранитной магмы.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 17-05-00129а и гранта Президента МК-1014.2019.5.

1. Ковалев К.Р., Рипп Г.С., Дистанов Э.Г., Баулина М.В. Железисто-магниевые карбонаты и вариации изотопов углерода и кислорода на гидротермально-осадочном колчеданно-полиметаллическом месторождении озерное (Забайкалье) // Геология и геофизика, 2005, т.46, с.383-397.

2. Лисицын А.Е., Виноградов Б.К., Малинко С.В. Скарны месторождения Солонго в Бурятии и перспективы их рудоносности // Советская геология. – 1974. – №3. – С. 116-123.

3. Малинко С. В., Лисицын А. Е., Дорофеева К. А., Островская И. В., Шашкин Д. П. Курчатовит - новый минерал. - ЗВМО, 1966, ч.95, с.203-209.

4. Малинко С.В., Чуканов Н.В., Дубинчук В.Т., Задов А.Е. Бурятит $\text{Ca}_3(\text{Si}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{SO}_4][\text{B}(\text{OH})_4](\text{OH})_5 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ - новый минерал. - Зап. РМО, 2001, ч.130, вып. 2, с.72-78 (Солонго)

5. Чуканов Н.В., Малинко С.В., Лисицын А.Е., Дубинчук В.Т., Кузьмина О.В., Задов А.Е. Формикаит $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ - новый минерал. - Зап. РМО, 1999, часть 128, вып. 2, стр. 43-47.

6. Чуканов Н.В., Пеков И.В., Малинко С.В., Задов А.Е., Дубинчук В.Т. Витимит $\text{Ca}_6\text{B}_4\text{O}_{19}[\text{SO}_4](\text{OH})_{14} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ - новый минерал и условия его образования на месторождении Солонго (Бурятия). // Зап. РМО, 2002, ч.131, вып. 4, с.41-47

7. Simonov M.A., Malinko S.V., Belov N.V., Kazanskaya E.V., Egorov-Tismenko Yu.K., Fedorenko M.B., Belokoneva E.L., Yamnova N.A., Kuznetsova N.N. (1977) Hexahydroborite $\text{Ca}[\text{B}(\text{OH})_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - a new mineral. Zapiski Vsesoyuznogo mineralogicheskogo Obshchestva: 106(6): 691-697.

8. Ripp G.S., Khodyreva E.V., I.A. Izbrodin, M.O. Rampilov. Genetic nature of apatite-magnetite ore in North Gurvunur deposit, western Transbaikal region // Geology of Ore Deposits 59(5): 407-420, September 2017.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ НАДЕЖДА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© А.Д. Извекова, Б.Б. Дамдинов, Л.Б. Дамдинова

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, info@bsc.buryatia.ru

Участок Надежда расположен на территории Окинского района, в 3,5 км на юго-восток от пос. Самарта. От Зун-Холбинского золоторудного месторождения он удален на 8,5 км, пространственно близок к Пионерскому месторождению, но отделен толщей карбонатных пород. Участок Надежда выделен В. И. Заболотниковым в 1958 году. В данный момент обрабатывается. Основная часть участка расположена на левом борту долины ручья Золотой.

Участок сложен породами гарганского метаморфического комплекса архейско-протерозойского возраста, на котором с тектоническим несогласием залегают породы иркутской свиты венд-кембрийского возраста [3].

Породы гарганского метаморфического комплекса – самые древние породы района. Их возраст оценивается в 2,9 млрд. лет [1]. Породы представлены плагиогнейсогранитами, реже амфиболитами и мигматитами.

В пределах участка наиболее распространены плагиогнейсограниты, представленные зеленовато-серыми среднезернистыми полосчатыми отчетливо гнейсовидными породами, состоящими на 60 % из полевого шпата, 20% плагиоклаза кварца (10-35 %) и акцессорными минералами, представленными титанитом. Полевой шпат образует выделения неправильной формы, замещается зернами хлорита, серицита, клиноцоизита и эпидота.

Осадочные породы чехла слагают западный фланг участка Надежда. В стратиграфическом отношении они представляют собой редуцированный разрез иркутской свиты состоящий из песчаников, карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений [4].

Породы участка Надежда подвержены динамометаморфическим и метасоматическим изменениям. Метаморфические образования на участке представлены милонитами, которые присутствуют в виде серо-зеленых сланцеватых пород, сложенных тонко-мелкочешуйчатым слюдыстым агрегатом серицит-хлоритового состава, и катаклазированных березитами.

Метасоматические образования присутствуют в виде безезитов и лиственитов. Березиты представлены светло-серыми тонко- и (реже) мелкозернистыми породами, сложенными кварцем, серицитом и кальцитом. В породах регулярно отмечается вкрапленность мелкокристаллического пирита. Листвениты представлены серыми, розовато-серыми среднезернистыми породами, сложенными среднекристаллическим (1,5-2 мм) агрегатом фуксита и карбонатов доломит-анкеритового состава [2].

Рудные тела Пионерского месторождения и уч. Надежда приурочены к тектоническим зонам и представляют собой зоны расланцевания с согласными малосульфидными пирит-кварцевыми, карбонат-пирит-кварцевыми, жилами и прожилками. Контакты жил, линз и других выделений кварца резкие. Кварц в жилах серого, темно-серого и молочно-белого цвета. Структурасерых разностей кварца тонкозернистая. Молочно-белых – среднезернистая. Мощность жильных тел не превышает 0,4-0,5 м. Из рудных минералов в кварцевых жилах преобладает пирит, реже встречается халькопирит, пирротин, галенит, теллуриды, золото.

Пирит встречается в виде вкрапленности, или жилообразных скоплений, образует гипидиоморфные зерна, часто ассоциирует с халькопиритом и пирротинном, в некоторых случаях корродируется халькопиритом.

На участке выявлено большое количество минеральных видов теллуридных минералов: алтаит, петцит, калаверит, мелонит, креннерит, теллурувисмутит, пильзенит, штютцит, волинскит, цумоит. выделяются по трещинкам и в пустотах в кварце, пирите, кальците.

Средние содержания золота в рудах - 0,9 г/т, серебра - 4,6 г/т. Самородное золото присутствует в рудах в виде мелких прожилков и неправильных выделений в кварце и в пирите. Кроме того, присутствуют комковидные, крючковидные зерна золота в кварце. Золото часто образует сростания с теллуридными минералами. Пробность золота варьирует от 916 до 959, максимум определений пробности попадает в интервал 920 - 960‰;

В рудном кварце участка Надежда были изучены флюидные включения. Они имеют двухфазовый состав (жидкая фаза+газовый пузырь), не содержат твердых фаз. Участками отмечаются сингенетичные существенно-водные и существенно-газовые включения, которые располагаются в

пределах одной зоны роста минерала-хозяина, что говорит о гетерогенизации (вскипании) флюидов при минералообразовании

Общий интервал температур гомогенизации составляет 125 – 285°C. Флюидные включения из карбонатов, имеют более узкий интервал температур гомогенизации (225 – 227°C).

Соленость растворов во включениях из кварца – 6.9 – 12.8 мас.% экв. NaCl, тогда как в карбонатах, формирование которых происходит на более поздних стадиях, соленость относительно низкая – 3.2 – 3.4 мас.%. Измеренные температуры эвтектики (-35...-38°C) соответствуют водным растворам хлоридов Mg и Fe, с примесью Na и K. В карбонатах температуры эвтектики ниже (-44...-48°C), что может свидетельствовать о примеси хлорида Ca в солевом составе.

Изотопные составы серы (табл. 1) в пирите имеют значения от 0.9 до 4.5‰, характерные для серы мантийного происхождения. Расчет изотопного состава равновесного флюида для температуры 250°C, проведенный согласно уравнению, опубликованному в работе [5] показывает околонулевые значения, что также подтверждает ювенильную природу серы.

Табл. 1 Изотопные характеристики пиритов Пионерского месторождения и проявления Надежда

№ проб	Месторождения, проявления сульфидов	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{34}\text{S}_{\text{фл.}}$, ‰, для T=250°C
П-4	Пионерское	пирит	1.5	0
П-3			1.5	0
Пк-10			1.5	0
Пн-7			2.2	0.7
Zk- 20-2	Надежда		0.9	1.6
Zk-32			1.0	0.6
Нд-3			4.5	3

Минералого-геохимические характеристики руд свидетельствуют об мантийном происхождении рудного вещества проявления.

По геологическому положению, минералого-геохимическим и изотопным характеристикам установлено, что уч. Надежда является аналогом Пионерского золоторудного месторождения (юго-восточным продолжением). Оба этих объекта приурочены к единой структуре и разделены толщей карбонатных пород, под которой возможно, рудные зоны соединяются.

1. Анисимова И.В. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований / И.В. Анисимова [и др.] // Изотопные системы и время геологических процессов: материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. – Санкт-Петербург: ИГГД РАН, 2009.- Т. 1: С. 35—36.

2. Громова Е. И. Вещественный состав руд одного золоторудного месторождения в восточном Саяне / Е.И. Громова // Материалы по геологии рудных месторождений Западного Забайкалья. – Иркутск: Иркутское книжное издательство, 1960г.- С. 79 - 144с.

3. Рошкетаяев П.А. Золото Бурятии / П.А. Рошкетаяев [и др.] // Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000.- 464 с.

4. Федотова А.А. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе / А.А. Федотова, Е.В. Хаин.- Москва: Научный мир, 2002 - 176 с.

5. Ohmoto. H. Isotopes of Sulfur and Carbon, in Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits / H. Ohmoto, R. O. Rye, H. Barnes. - New York: John Wiley and Sons, 1979.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ТРУБКИ ОБНАЖЕННАЯ, ИХ СРАВНЕНИЕ С КСЕНОЛИТАМИ ТРУБКИ УДАЧНАЯ, ПЕРИДОТИТАМИ ОРОГЕНИЧЕСКИХ МАССИВОВ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

© Т.В. Калашникова¹

¹ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; Kalashnikova@igc.irk.ru*

На основании геологических наблюдений, петрографических и геохимических особенностей, а также экспериментальных данных предполагается, что вещество литосферной мантии под древними кратонами представлено ксенолитами из кимберлитов и щелочных базальтов, а также орогенными перидотит-пироксенитовыми массивами, выведенными на поверхность более поздними геодинамическими процессами.

Наиболее изученными на Сибирском кратоне являются ксенолиты из алмазоносной трубки Удачная, которая относится к верхнедевонскому кимберлитовому циклу [1, 2]. В большинстве работ [4-7, 8-9, 11-13 и другие] рассматриваются две широко распространенные в трубке Удачная группы ультраосновных ксенолитов: низко-температурные зернистые (granular, coarse-grained) перидотиты (Sp, Sp-Grt, Grt гарцбургиты, лерцолиты) и высоко-температурные деформированные (sheared, deformed) Grt перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты), между которыми существуют переходные разновидности. Пироксенитовые парагенезисы пород в этой трубке распространены значительно меньше и не образуют переходов к низкотемпературным зернистым перидотитам [4]. Наиболее распространенная гипотеза предполагает, что низкотемпературные перидотиты являются реститами при плавлении первичной мантии [8-9], которые в дальнейшем испытали рефертилизацию вследствие неоднократных метасоматических процессов различной природы [6, 12-13].

Трубка Обнаженная, расположенная в Куйокском кимберлитовом поле на северо-востоке Сибирского кратона, является неалмазосной и также привлекала внимание исследователей из-за обнаженности разреза и хорошей степени сохранности ксенолитов. Возраст трубок данного поля оценивается как позднеюрский - раннемеловой [2]. На основе детальных петрографических исследований, а также геохимического состава пород и состава минералов среди мантийных ксенолитов данной трубки авторами были выделены три основные группы пород:

1. Sp, Sp-Grt, Grt гарцбургиты, лерцолиты, Sp, Sp-Grt, Grt оливиновые вебстериты и Sp, Sp-Grt, Grt вебстериты (т.н. магнезиальная группа, составляющая около ~ 80 % общего количества ксенолитов в трубке Обнаженная);

2. Эклогиты и близкие им по валовому химизму и химизму минералов гранатовые клинопироксениты (~ 10-15% ксенолитов);

3. Группа флогопит-ильменитовых (Phl-Ilm) пород с железистым составом минералов (~ 10 % ксенолитов).

Большая часть ксенолитов из трубки Обнаженная представлена рядом магнезиальных пород, которые образуют непрерывные переходы от парагенезисов Sp, Sp-Grt, Grt лерцолитов обогащенного типа (более 10% Crx, ± 10% Grt) через Sp, Sp-Grt, Grt оливиновые вебстериты до Sp, Sp-Grt, Grt вебстеритов. Перидотиты из трубки Обнаженная характеризуются средне- и крупнозернистой структурой. Шпинель наблюдается в перидотитах в виде структур распада в пироксене, иногда в виде включений в гранате. В пироксенитах и вебстеритах обычно заметно деформированные мегакристаллы (2 – 8 см) пироксенов с параллельными пластинчатыми структурами распада пироксенов ± шпинели ± граната, окруженные перекристаллизованной мелко-среднезернистой матрицей из тех же минералов. Формирование структур распада предположительно указывает на длительное постепенное охлаждение первоначальных мегакристаллов пироксена. В некоторых породах данной серии отмечаются флогопит-амфиболовые прожилки, развивающиеся по пироксену. Данные породы по валовому химизму значительно обогащены базальтоидными компонентами (TiO₂, Al₂O₃, CaO) по сравнению с гарцбургитами и лерцолитами трубки Удачная. Ранее исследователи [3, 5] высказывали предположение, что магнезиальная перидотит - пироксенитовая серия ксенолитов из трубки Обнаженная представляет мантийную расслоенную интрузию, сформировавшуюся в результате фракционной кристаллизации. Другие исследователи развивали гипотезу, что, подобно деформированным перидотитам из трубки Удачная [4], пироксениты из трубки Обнаженная являются результатом метасоматических процессов [11, 13].

Породами, близкими к мантийным ксенолитам по валовому и химическому составу, являются перидотиты и пироксениты из орогенных массивов. В перидотитовом массиве Ronda [10] в пироксенитовых жилах были отмечены мегакристаллы - порфиорокласты клинопироксена с гранатом и

ортопироксеном в структурах распада, близкие по петрографическим признакам и химическому составу к мегакристаллам пироксена, наблюдаемым в трубке Обнаженная. Формирование орогенических массивов является многостадийным процессом, многие авторы предполагают, что пироксенитовые жилы в таких расслоенных мафических комплексах имеют кумулатное происхождение, некоторые из пироксенитов демонстрируют признаки метасоматических процессов (в частности, обогащение алюминием, кальцием и хромом, повышение концентраций REE в гранате) [14-15].

Оливины из Grt, Sp-Grt лерцолитов трубки Обнаженная характеризуются относительно узкими вариациями состава с величиной магнезиальности Mg# 91.2 - 93.5 и содержанием NiO 0.38-0.44 мас.%, при этом они близки оливинам из массива Ronda (Mg# 91 - 93; NiO 0.25-0.45 мас.%) [15]. Гранаты из парагенезисов магнезиальной серии из трубки Обнаженная меняют последовательно свой состав в сторону уменьшения содержания Cr₂O₃, CaO и величины Mg# от Grt, Sp-Grt лерцолитов к Grt вебстеритам и близки по составу к гранатам из гранатовых пироксенитов Beni-Bousera [14]. Для гранатов из перидотитов трубок Обнаженная и деформированных лерцолитов трубки Удачная, а также части пироксенитов из массива Ronda [15] отмечаются максимум по Nb, незначительный максимум по Zr и Hf, а также минимумы по Ti и Sr. Распределение редкоземельных элементов в целом соответствует коэффициентам распределения элементов гранат – базальтовый расплав с постепенным увеличением от La к Yb, Lu - так называемое нормальное распределение [4]. По валовому химическому составу в породах отмечаются метасоматические преобразования, выразившиеся в повышении содержания граната и клинопироксена, привносе Nb, Ta, REE и элементов платиновой группы.

На основании наличия переходов по модальному минеральному составу и закономерному изменению состава минералов породы ряда лерцолит – оливиновый вебстерит – вебстерит из трубки Обнаженная представляются единой серией мантийного происхождения. На основании сходства выделенной группы магнезиальных ксенолитов и пироксенитов из орогенных массивов было предположено их кумулатное происхождение и дальнейшие метасоматические преобразования.

1. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород Кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет. 2010. 108 с.

2. Кинни П. Д., Гриффин Б. Дж., Хеамен Л. М., Брахфогель Ф. Ф., Специус З. В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом// Геология и геофизика. 1997. Т. 38. №1. С. 91-99.

3. Соловьева Л.В., Владимиров Б. М., Днепровская Л. В. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. – Новосибирск: ВО Наука. 1994. 256 с.

4. Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н. и др. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами// Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 281–301.

5. Уханов А.В., Рябчиков И. Д., Харьков А. Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. – М.: Наука. 1988. 286 с.

6. Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu., Sharygin I.S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya// Lithos. 2013. V. 160-161. P. 201-215.

7. Boyd, F.R., Pokhilenko, N.P., Pearson, D.G., Mertzman, S.A., Sobolev, N.V., Finger, L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths //Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V.128. P. 228-246.

8. Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V., Pokhilenko N.P. Depth, degrees and tectonic settings of mantle melting during craton formation: inferences from major and trace element compositions of spinel harzburgite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia// Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 359–360. P. 206–218.

9. Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V. The origin of coarse garnet peridotites in cratonic lithosphere: new data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Central Siberia// Contrib. Miner. Petrol. 2013. V. 165. P. 1225-1242.

10. El Atrassi F., Brunet F., Chazot G., Bouybaouene M., Chopin C. Metamorphic and magmatic overprint of garnet pyroxenites from the Beni Bousera massif (northern Morocco) : Petrography, mineral chemistry and thermobarometry// Lithos. 2013. V. 179. P. 231-248.

11. Ionov D. A., Doucet L. S., Carlson R. W , Golovin A.V. Korsakov A.V. Post Archean formation of the lithospheric mantle in the central Siberian craton: Re–Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite// Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. V. 165. P. 466–483.

12. Ionov D.A., Carlson R. W., Doucet L.S. Golovin A.V., Oleinikov O.B. The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re–Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite// Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 428. P.108-119.

13. Howarth G.H., Barry P.H., Pernet – Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P. Pokhilenko L. N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths// *Lithos.* - 2014. V.184-187. P. 209-224.
14. Gysi A.P., Jagoutz O., Schmidt M.W., Targuisti K. Petrogenesis of Pyroxenites and Melt Infiltrations in the Ultramafic Complex of Beni Bousera, Northern Morocco// *Journal of Petrology.* 2011. V.52. № 9. P. 1679-1735.
15. Marchesi C., Garrido C.J., Bosch D., Bodinier J.-L., Gervilla F., Hidas K. Mantle refertilization by melts of crustal-derived garnet pyroxenite: Evidence from the Ronda peridotite massif, southern Spain// *Earth and Planetary Science Letters.* 2013. V. 362. P. 66-75.

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ СТРУКТУРНО-ПРИВЯЗАННЫХ ГРАНИТОИДОВ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ (БАЛТИЙСКИЙ) ЩИТ

© Т.В. Каргушинская, В.В. Балаганский, И.А. Горбунов

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, tanja_1992@mail.ru

Беломорская провинция представляет собой раннедокембрийский подвижный пояс, расположенный в северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Провинция сложена главным образом архейским тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами. В подчиненном количестве присутствуют амфиболиты и парагнейсы. Большой интерес представляют раннедокембрийские эклогиты участков Куру-Ваара, Гридино и Салма. Одни исследователи считают их палеопротерозойскими [10, 24, 30], другие – архейскими [8, 17], а третьи обосновывают проявление эклогитового метаморфизма как в архее, так и в палеопротерозое [3, 19]. Более подробный обзор точек зрения на возраст эклогитов приведен в работе [18].

Породы Беломорской провинции испытали неоднократные деформацию, метаморфизм и мигматизацию. На указанных участках выделены несколько генераций гранитоидов, отвечающих разным этапам деформаций. Данная работа посвящена U-Pb датированию циркона из структурно-привязанных лейкосом и гранитоидов и их взаимоотношениям с эклогитовым метаморфизмом.

На участке Гридино архейские деформации наиболее ясно установлены в Западном домене о. Избная Луда. Здесь микроклиновые граниты секут изоклиналильные складки в ТТГ гнейсах и сами смяты в поздние сжатые до изоклиналильные складки. Циркон с осцилляторной зональностью из этих гранитов дал возраст 2657 ± 23 млн лет. Палеопротерозойские деформации наиболее четко проявлены в Восточном домене, где они привели к интенсивному расщеплению и складчатости архейских ТТГ гнейсов, амфиболитов и даек базитов. Одна из даек была смята в асимметричную сжатую сдвиговую складку. Параллельно ее осевой поверхности в ТТГ гнейсах развита лейкосома, секущая ранние мигматиты. Поздние низкоурановые каймы, определяющие правильную призматическую морфологию циркона, имеют возраст 1941 ± 17 млн лет. Эта датировка интерпретируется как возраст лейкосомы, образовавшейся синхронно со складкой и деформацией сдвигового течения (расщеплением).

На участке Куру-Ваара самые ранние события включают будинирование, расщепление и мигматизацию эклогитов, сохранившихся в центре тел архейских амфиболитов [19]. Одна из линзовидных будин эклогитов окаймлена тоналитовой лейкосомой, отсутствующей во вмещающих ТТГ гнейсах. Циркон из нее имеет осцилляторную зональность, типичную для магматических цирконов ТТГ гнейсов и дает возраст 2829 ± 11 млн лет. Эта датировка определяет верхний возрастной предел проявления эклогитового метаморфизма и согласуется с его возрастом 2,87 млрд лет [17]. Тоналитовая лейкосома сечется поздней лейкосомой с возрастом 1888 ± 8 млн лет. Часть палеопротерозойских деформаций проявилась на этапе вертикального сжатия, давно известного в литературе [1, 4, 15, 16]. На этом этапе образовались открытые и сжатые лежащие складки с лейкосомой, параллельной их осевым поверхностям. Цирконы из лейкосомы в ТТГ гнейсах дали возраст 1950 ± 36 млн лет, а из пегматоидной лейкосомы в амфиболитах – 1,89 млрд лет.

На участке Широкая Салма интенсивные сдвиговые деформации были проявлены в палеопротерозое и привели к полной переработке архейских структур [2]. В одной из будин амфиболитов обнаружены симплектитовые эклогиты. Шейки будины залечены пегматоидной микроклиновой лейкосомой. Поздняя высоко-U кайма дала возраст 1880 ± 6 млн лет, а более ранняя, низко-U кайма – 1919 ± 28 млн лет.

Данные, полученные в результате датирования структурно-привязанных гранитоидов позволили существенно уточнить шкалу последовательности геологических событий в Беломорской провинции (табл.), а также четко установить положение эпизодов эклогитового метаморфизма в этой шкале.

Исследования выполнены в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН (#0226-2019-052), при поддержке программы президиума РАН № 19 «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов».

1. Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция северо-западного Беломорья. Апатиты: изд. КФ АН СССР. 1986. 100 с.

2. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. 2002. СПб. 32 с.

Таблица. Хронология главных геологических событий в раннем докембрии Беломорья

Оро- гения	Геологические события	Возраст (1888 – млн лет, 1,90 – млрд лет)	
		Куру-Ваара и Салма	Гридино
	Керамические пегматиты	1841 ± 12 [9]	1875 ± 30 [10]
Лапландско-Кольская — коллизионная орогения	Термальное событие	1864 ± 14, 1880 ± 6, 1874 ± 29 [6]	1875 ± 21
	Корунд-содержащий пегматоид	1885 ± 7 [24]	
	Мигматизация (лейкосома)	1888 ± 8, 1888 ± 40	1882 ± 9 [13]
	Термальное событие	1891 ± 17 [6, 25]	
	Гранат-кварцевые жилы в диафторированных эклогитах	1906 ± 17	
	Эклогитовый метаморфизм в результате тектонического утолщения коры	1,90 1919 ± 28, 1907 ± 12 [9], 1896 ± 14 [24], 1994 ± 4, 1901 ± 5 [11]	1,90 1898 ± 28 [10], 1892 ± 10 [11], 1896 ± 14 [30]
	Тектоническое утолщение коры в результате Лапландско-Кольской коллизии, что привело к сдвиговым деформациям и связанному с ними складкообразованию, вертикальному сжатию, лежащим складкам с лейкосомами, параллельными их осевым поверхностям, мигматизации и условий для последующего эклогитового метаморфизма	1950 ± 36	1941 ± 17, 1944 ± 12 [13]
Оливиновые габбронориты, габброанортозиты		2,42–2,45 [5, 7, 12, 14, 20]	
Беломорская аккреционно- — коллизионная орогения	Микроклиновый гранит		2657 ± 23, 2670 ± 8 [18]
	ТТГ гнейсы, плагиограниты		2646 ± 45 [18], 2689 ± 14 [21], 2701 ± 8 [3]
	Мигматизация (лейкосома)		2710 ± 15 [129]
	Сдвиговые деформации, изоклинальные складки, мигматизация, симпектитизация эклогитов в условиях гранулитовой фации		2,68–2,71 2721 ± 8 [3], 2707 ± 31 [22]
	Эклогитовый метаморфизм, субдукция: малоглубинная [26, 27, 29]? глубокая [28]?		2,72 2721 ± 8 [3], 2707 ± 31 [23]
	ТТГ гнейсы, плагиограниты	2740 ± 8	
	ТТГ гнейсы, плагиограниты	2773–2814, 2797 ± 12 [17]	2771 ± 18 [21]
	Тоналитовая лейкосома, секущая эклогиты, разлинзование	2829 ± 11	2831 ± 8, 2816 ± 8 [21]
	Плагиогранит (адакит)	2866 ± 10 [25]	
	Эклогитовый метаморфизм, субдукция: малоглубинная [26, 27, 29]? глубокая [28]?	≥ 2,87 [25]	
Базитовый протолит архейских эклогитов		2,94–2,93 [6, 24, 25]	

Примечание. Курсивом выделены авторские данные; не учтены данные многих других исследователей.

3. Володичев О.А., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12 № 6. С. 609–631.

4. Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Шарков Е.В. Эндогенные процессы // Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 1978. С. 112–171.

5. Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Литосфера (Минск). 2000. № 12. С. 85–97.

6. Каулина Т.В., Япаскурт В.О., Пресняков С.Л., Савченко Е.Э., Симакин С.Г. Метаморфическая эволюция архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой салмы (Кольский полуостров): геохимические особенности циркона, состав включений и возраст // Геохимия. 2010. № 9. С. 926–945.

7. Мельник А.Е. Эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса: геохимическая характеристика и время метаморфизма. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. СПб. 2015. 196 с.

8. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., Каулина Т. В., Белоусова Е. А., Натапов Л. М., Гриффин У. Л., О’Рейлли С. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады Академии наук. 2010. Т. 434. № 6. С. 776–781.

9. Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падерин И.П. U-Pb-возраст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // ДАН. 2010. Т. 432. № 5. С. 668-675.
10. Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Пресняков С.Л. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // ДАН. 2011. Т. 439. № 6. С. 795-802.
11. Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология. 2011. Т. 19. № 5. С. 493-519.
12. Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Алексеев В.И. Возраст протолита эклогитов южной части Пижострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 640-653.
13. Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А., Жанг Л., Кевлич В.И. Архейская и палеопротерозойская мигматизация пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // Доклады Академии наук. 2016. Т. 467. № 1. С. 71-74.
14. Степанова А.В., Степанов В.С., Ларионов А.Н., Азимов П.Я., Егорова С.В., Ларионова Ю.О. Габбро-анортозиты 2.5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и тектоническая позиция // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 581-608.
15. Эз В.В. О роли изоклинальной скалчатости в структуре беломорид // Геотектоника. 1967. № 3.
16. Эз В.В. Особенности структуры метаморфических толщ // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра. 1970. С. 192-258.
17. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. С. 341-364.
18. Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A., Kartushinskaya T.V., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Sibelev O.S., Volodichev O.I., Stepanova A.V., Stepanov V.S., Slabunov A.I. Archean and Paleoproterozoic eclogites and zoisitites in the Gridino area. In: Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook / Slabunov et al. (Eds.). Petrozavodsk. KRC RAS. 2019. P. 11-48.
19. Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A. Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Crustal architecture, timing, and tectonic implications // International Geology Review. 2015. V. 57. P. 1541-1563.
20. Bogdanova S.V., Bibikova E.V. The "Saamian" of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constraints // Precambrian Research. 1993. V. 64. No. 1/4. P. 131-152.
21. Dokukina K.A., Konilov A.N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia). In: Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 25 Years after the discovery of coesite and diamond. Dobrzhinetskaya, L., Cuthbert, S., Faryad, W., Wallis, S. (Eds.). Amsterdam: Elsevier. 2011. P. 579-621.
22. Li X., Zhang L. Wei C., Slabunov A.I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogiteassociation in Gridino complex, Belomorian province, Russia // Precambrian Research. 2015. V. 268. P. 74-96.
23. Li X., Zhang L. Wei C., Slabunov A.I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogiteassociation in Gridino complex, Belomorian province, Russia // Precambrian Research. – 2015. V. 268. – P. 74-96.
24. Liu F., Zhang L., Li X., Slabunov A.I., Wei C., Bader T. The metamorphic evolution of Paleoproterozoic eclogites in Kuru-Vaara, northern Belomorian Province, Russia: Constraints from P-T pseudosections and zircon dating. Precambrian Research. 2017. Vol. 289: P. 31-47.
25. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula // Geology. 2010. V. 38 (8). P. 739-742.
26. Nutman A. P., Friend C. R. L., Paxton S. Detrital zircon sedimentary provenance ages for the Eoarchean Isua Supracrustal Belt southern West Greenland: Juxtaposition of an imbricated ca. 3700 Ma juvenile arc against an older complex with 3920-3760 Ma components // Precambrian Research. 2009. V. 172. P. 212-233.
27. Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L., Hidaka H., Yi K., Lee S.R., Kamiichi T. The Itsaq gneiss complex of Greenland: Episodic 3900 to 3660 ma juvenile crust formation and recycling in the 3660 to 3600 Ma Isukasian orogeny // American Journal of Science. 2013. V. 313. P. 877-911.
28. Shchipansky A.A., Sidorov M.Yu., Balagansky V.V. Vestigial UHP mineral assemblages in the Archean rocks from the Kuru-Vaara quarry, Belomorian Province, Kola Peninsula, Russia // Abstract volume of the 13th IEC. P. 77.
29. Sizova E., Gerya, T., Brown M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 522-545.
30. Yu H. L., Zhang L. F., Wei C. J., Li X. L., Guo J. H. Age and P-T conditions of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia // Journal of Metamorphic Geology. 2017. Vol. 35, no. 8. P. 855-869.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАВУЛКАНИТОВ ИТАНЦИНСКОЙ СВИТЫ

© В.С. Ланцева¹, Н.А. Доронина¹, О.Р. Минина^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, valery_fox@list.ru

²Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия, yaksha@rambler.ru

Ранее породы итанцинской свиты изучались многими геологами (Л.И. Салоп, Г.М. Яценко, В.Г. Беличенко, П.В. Осокин, В.А. Макрыгина, В.К. Хрусталеv, А.Н. Булгатов, Д.Ц. Аюржанаева, С.И. Школьник и др.). Обобщение по петрохимическому составу метавулканитов свиты было опубликовано в монографии А.Н. Булгатова [2]. Наши исследования продолжают и дополняют эти данные.

Итанцинская свита представлена осадочно-вулканогенными породами и широко варьирует по составу. В свите выделяются три литофациальных комплекса: кварцито-песчано-сланцевый, карбонатно-кварцево-сланцевый и карбонатно-сланцево-базальтовый [2]. В последние годы нами более подробно была изучена вулканогенная часть разреза итанцинской свиты.

Породы итанцинской свиты метаморфизованы в разной степени. Вулканиты представлены зелёными сланцами, реже ортоамфиболитами и метариолитами. Структуры основных пород нематогранобластовая, гранобластовая и порфиробластовая. Текстуры зелёных сланцев разнообразны: сланцеватая, линзовидно-полосчатая, брекчиевидная, свилеватая (очковая), сноповидная, а также в ряде случаев наблюдается реликтовая – офитовая. Для метариолитов характерны микрогранобластовая и фельзитовая структуры, текстуры – массивная и сланцеватая. Первичные темноцветные минералы в породах не сохранились.

Зелёные сланцы представлены тремя доминирующими минеральными компонентами, собранными в чередующиеся полосы, сложенные, тончайшим плагиоклазом, темноцветными скоплениями амфибола и титанита, протягивающиеся непрерывными полосами, пережатыми до линз, ветвящимися или вновь сходящимися в полосы. В ряде случаев наблюдается реликтовые зерна пироксенов (авгитов) замещенные амфиболом и титанитом. Амфиболы занимают от 50 до 80 % объема породы и представлены группой кальциевых амфиболов: актинолит, чермакит, феррочермакит, магнезиальная и железистая роговые обманки. Амфибол слагает крупные порфиробласты с линейно-вытянутой структурой, его кристаллы могут представлять веретёнообразные скопления, которые, претерпели скручивание, а также в виде отдельных мелких лейст. Среди полос, сложенных амфиболом, находятся давленные и растёртые выделения ильменита, погружённые в тонкоагрегатную оболочку титанита. Длина полос, сложенных ильменитом, достигает 0,5 × 4,1 мм. Они, также как полосы с амфиболом, могут выклиниваться, менять мощность, обрываться. Из аксессуарных минералов в сланцах встречаются: циркон, апатит и барит. Вторичные минералы представлены эпидотом, клиноцоизитом, хлоритом, редко встречается биотит. Под углом к сланцеватости проходят трещины, выполненные кальцитом и кварцем.

Метариолиты состоят из КПШ, плагиоклаза и кварца, погружённых в фельзитовую основную массу. Основная масса сложена неоднородно, это выражается в обогащённости отдельных полос серицитом, появлении пластинок биотита, играющего роль «цемента» среди более крупнозернистых, кучных скоплений кварца, кроме того на отдельных участках происходит укрупнение материала, кристаллизуются скопления магнетита. Всё вещество ориентировано, наблюдается огибание вкрапленников основной массой. Форма вкрапленников далека от идеальной, только несколько зёрен кварца имеют хорошую ровную, хотя и неправильную форму, большая их часть трещиновата, не сильно гранулирована. Полевой шпат не имеет хорошей огранки, его контуры сильно изъедены основной массой, минерал часто состоит из отдельных фрагментов, сдвинутых относительно друг друга, распадается на отдельные кусочки. Краевые участки перекристаллизованы, корродированы биотитом, внутренняя часть зерна может быть хлоритизирована, серицитизирована, насыщена большим количеством магнетита.

По различному соотношению породообразующих минералов в породе, можно указать на неравномерно протекающий метаморфизм зеленосланцевой фации. Также в некоторых шлифах отмечается метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации.

Для реконструкции первичной природы метаморфизованных пород итанцинской свиты нами использованы диаграммы $Al_2O_3/SiO_2 - SiO_2$ [1] и $SiO_2 - (TiO_2 + Fe_2O_3^* + CaO) - Al_2O_3$ [4]. На рис. 1 (а) точки составов исследованных метавулканитов лежат вне кривой составов терригенных осадочных пород (латериты - пелиты - граувакки - кварциты). На диаграмме Де Ла Роша [4] (рис. 1 б) составы

метавулканитов близки к магматическому тренду в области основных и кислых пород.

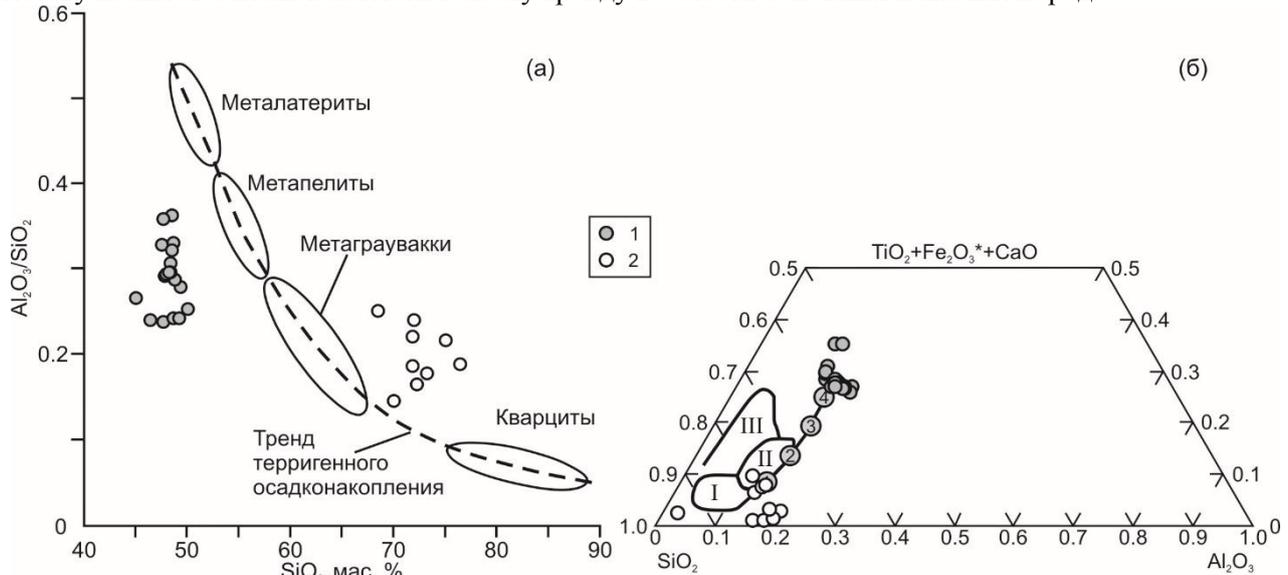


Рис. 1. Диаграммы $Al_2O_3/SiO_2 - SiO_2$ (a) [1] и $SiO_2 - (TiO_2 + Fe_2O_3^* + CaO) - Al_2O_3$ [4] (б) для определения первичной природы метаморфизованных вулканических пород итанцинской свиты. (а) Линия терригенного осадконакопления, поля осадочных пород, по [1]. (б) Поля осадочных пород: I - аркозы, II - граувакки, III - калькаренинты (цифры в кружках: 1 - гранит, 2 - гранодиорит, 3 - диорит, 4 - габбро). Условные обозначения: метавулканиты: 1 – основного, 2 – кислого составов.

Обе петрохимические диаграммы (рис.1а,б) свидетельствуют о первично-магматической природе метавулканитов итанцинской свиты, что позволяет нам использовать диаграммы для магматических пород в дальнейшем при изучении этих пород.

На классификационной диаграмме $SiO_2 - K_2O + Na_2O$ (рис. 2), точки исследуемых пород попадают в поля базальтов, риодацитов, риолитов, низкощелочных риодацитов и риолитов.



Рис. 2. TAS-диаграмма [7] для вулканогенных образований итанцинской свиты. Условные обозначения: 1 – метабазальты; 2 – метариолиты.

Вулканиты итанцинской свиты по химическому составу отнесены к породам нормальной щелочности ($Na_2O + K_2O$ от 2,00 до 3,82 мас. % в метабазальтах и от 3,69 до 7,87 мас. % в метариолитах) (рис. 2). Метабазальты имеют натриевый тип щелочности ($Na_2O/K_2O = 5,6-32,45$), т.к. породы низкокалиевые ($K_2O = 0,09-0,4$ мас. %), а метариолиты - калиевый и калиево-натриевый тип щелочности ($Na_2O/K_2O = 0,07-3,65$). По соотношению $Al_2O_3 - FeO^* + TiO_2 - MgO$ метабазальты относятся к высокожелезистым толеитовым базальтам. По коэффициенту глиноземистости метабазальты относятся к низко- и умеренно-глиноземистым разновидностям ($al^* = 0,46-1,06$), а породы

кислого состава к высоко- и весьма высокоглиноземистым ($a_1'=1,32-20,13$). Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в метабазах италинской свиты характеризуется отсутствием фракционирования ($(La/Yb)_N=1,27-1,56$) и отсутствием Eu-аномалии ($Eu/Eu^*=0,03-0,06$) (рис. 3). В метариолитах наблюдается увеличение содержания легких редкоземельных элементов (рис. 3). 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 слабообогаченным вулканитам E-MORB-типа.

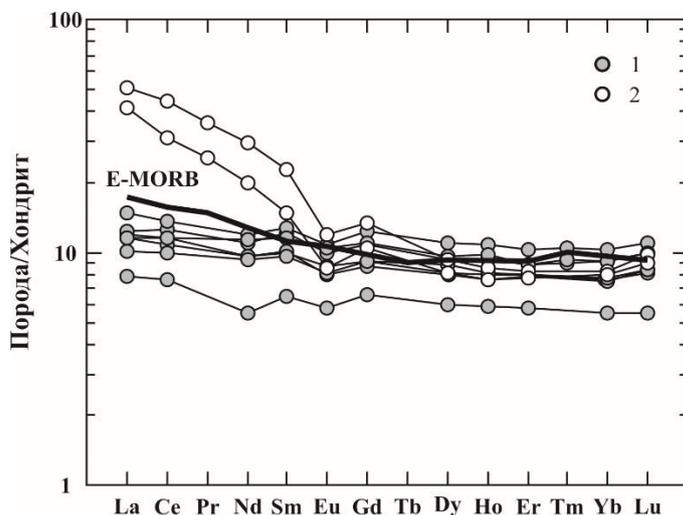


Рис. 3. Спектр распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту [9], в пробах из италинской свиты. Условные обозначения: 1 – метабаза; 2 – метариолиты. Тренд E-MORB по [9].

По геодинамическим условиям образования вулканогенные породы италинской свиты, связаны с субдукционными процессами островодужного типа [2, 6, 3].

Возраст италинской свиты в настоящее время остается дискуссионным. По одним данным возраст свиты позднерифейский (RF₃) [2, 8], по другим – позднеживецко-раннефранский (D₂₋₃) [5].

Работа выполнена по плану НИР ГИН СО РАН, номер гос. рег. АААА-А17-117011650013-4, а также при финансовой поддержке грантов РФФИ № 18-05-00234 и № 19-05-00312.

1. Антипин В.С., Макрыгина В.А. Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: Изд-во Ирк. ун-та, 2006, 354 с.

2. Булгатов А.Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде – раннем палеозое. М.: Академическое изд-во Гео, 2015. 191 с.

3. Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика, 2019. Т. 10. № 2. С. 1-53.

4. Де Ла Рош Х. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории // Материалы I Международного геохимического конгресса. Т. 3, кн. 1. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1972. С. 263-290.

5. Минина О.Р., Аюржанаева Д.Ц., Неберкутина Л.Н. Палинологическая характеристика италинской и бурлинской свит селенгинской серии (Юго-Восточное Прибайкалье) // Материалы конференции. Фундаментальная и прикладная палеонтология. Материалы LXIV сессии Палеонтологического общества при РАН (2–6 апреля 2018 г., Санкт-Петербург). – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2018. С. 80-82.

6. Орсов Д.А., Мехоношин А.С., Гордиенко И.В., Бадмацзыренова Р.А., Канакин С.В., Травин А.В., Волкова М.Г. Рифейский островодужный Метешихинский перидотит-габбровый массив (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2015. Т. 56. № 9. С. 1549-1571.

7. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

8. Школьник С.И., Бараш И.Г., Буянтуев М.Д. Изотопно-геохимический состав, минералогия и генезис марганценосных пород гондитовой формации Икатского террейна (Восточное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2019. Т. 60. № 2. С. 159-178.

9. 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 Special Publ., 1989. V. 42. P. 313-345.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

© Е.И. Ласточкин¹, Г.С. Рипп¹, Д.С. Цыденова¹, В.Ф. Посохов¹, А.Е. Мурзинцева²

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, gin-buryatia-07@yandex.ru

²БНЦ СО РАН, г. Улан-Удэ, muzeybsc@yandex.ru

На протяжении нескольких десятков лет промышленная добыча плавикового сырья в России ведется в основном на Дальнем Востоке и в Забайкалье. К числу объектов, представляющих наибольший практический интерес, относится эпитермальная кварц-флюоритовая формация. В Забайкалье выявлено более 300, а в Монголии несколько сотен проявлений и разведано 60 месторождений флюорита [5].

В регионе кроме эпитермальных распространены также и другие флюоритсодержащие формации. К ним относятся фтор-бериллиевые (20-70% флюорита), молибден-вольфрамовые (до 10-15% флюорита) месторождения, редкоземельные (7-50%) карбонатиты. Эпитермальные флюоритовые месторождения относятся к числу наиболее распространенных постмагматических образований.

Основные исследования эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии даны в работах [2, 5, 6]. Идентичность месторождений Монголии, Восточного и Западного Забайкалья предопределила выделение Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции, протягивающейся от Алдана до Монголии [9]. Основные результаты изучения месторождений Западного Забайкалья зафиксированы в работах К.Б. Булнаева [2, 3].

Главными объектами исследований были месторождения Западного Забайкалья. Кроме того были изучены месторождения Абагайтуй, Калангуй, Усуглинское расположенные в Восточном Забайкалье, Галшарьинское и Бэрх в Монголии.

Среди эпитермальных месторождений выделяют флюоритовый (Куранжинское, Березовское), кварц-флюоритовый (Хурайское, Наранское), кальцит-кварц-флюоритовый (Убукунское, Эгита), барит-кальцит-кварц-флюоритовый (Абагайтуйское, Аро-Таширское, Усуглинское и др.) и пирит-флюоритовый (Калангуйское) минеральные типы.

К настоящему времени проведены единичные К-Аг определения абсолютного возраста флюоритовой минерализации. На Хурайском месторождении [2] он равен 125 ± 6 млн. лет), в Восточном Забайкалье (адуляр) время образования месторождения Солонечного составляет 116 ± 5 млн лет, Гарсонуйского - 123 ± 5 млн лет, Абагайтуйского- 125 ± 5 млн лет [6].

Проявления представлены жилами выполнения открытых трещин и минерализованными брекчиями. Вмещающими породами их служат граниты, основные и средние эффузивы, кристаллические сланцы и гнейсы, конгломераты и песчаники. Типичная минеральная ассоциация включает кварц и флюорит, в подчиненном количестве установлены кальцит, калиевый полевой шпат, барит, пирит, глинистые минералы, редко - геарксутит, гематит, галенит, цеолиты. Рудные тела сопровождаются пиритизацией, окварцеванием, флюоритизацией и аргиллизацией включающей каолинит, монтмориллонит, диккит, галлуазит, гидромусковит. На дорудном этапе сформирована большая часть пирита. Последний слагает рассеянную вкрапленность, прожилки в брекчированных вмещающих породах и контактах флюоритовых тел.

Термобарогеохимическими исследованиями установлено, что минералообразование в Западном Забайкалье происходило в интервале от 250 до 75°C и давлении 200-440 атм [2]. К ним близки РТ значения месторождений Восточного Забайкалья и Монголии (140-220°C) [5, 10].

Около десятка месторождений и рудопроявлений представлено кальцит-кварц-флюоритовым типом. Часть из них локализована среди карбонатных (Эгита, Дархинское, Барун-Алцакское, Верхне-Сангинское) и другие в силикатных породах (Бурун-Ульское, Верхне-Убукунское).

На месторождениях изучены изотопные составы сульфидной и сульфатной серы, кислорода в кварцах, кислорода и углерода в кальцитах. В каолините и геарксутите определен изотопный состав водорода, а во флюорите – первичные изотопные стронциевые и неодимовые отношения.

Состав серы изучен в кварц-флюоритовых, карбонатно-кварц-флюоритовых и баритсодержащих проявлениях. Большая часть анализов серы привлечена из [8]. Величины $\delta^{34}\text{S}$ их варьируют в пределах отрицательных значений, в единичных случаях имеют плюсовые величины (-1.8 - -7.67‰ $\delta^{34}\text{S}$). Состав серы из барита имеет значения в пределах 8-15‰ $\delta^{34}\text{S}$.

Изотопный состав кислорода определен в кварце и околосредних аргиллизитах. На

Манжинском месторождении проанализированы также геарксутит, из центральной зоны рудных тел и калиевый полевой шпат. Главной особенностью кислорода рудного кварца является деплетированность тяжелым изотопом, имеющим в большинстве случаев отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ (-0,1 - -3,0‰). В результате метасоматических процессов изотопно тяжелее кислород в кварце Эгитинского месторождения (от +4,4 до +12‰ $\delta^{18}\text{O}$). Расчеты состава кислорода во флюидах равновесных с кварцем, кальцитом и полевым шпатом показывают на резкую обогащенность их легким изотопом. Это свидетельствует об участии метеорной воды в составе рудоносного флюида. Количество такой воды на месторождениях достигало 75-80%. Вследствие контаминации веществом вещающих пород кислород в аргиллизитах изотопно более тяжелый $\delta^{18}\text{O}$ (0,7 – 2,0‰).

В кальцитах отмечается деплетированность тяжелым углеродом и заметно более легкий (вплоть до отрицательных значений $\delta^{18}\text{O}$) изотопный состав кислорода. Они близки к составам на эпитемальном флюоритовом карбонатсодержащем месторождении Внутренней Монголии (-4.96 - -4.25‰ $\delta^{18}\text{O}$) и углерода (-2.06 - +1.76‰ $\delta^{13}\text{C}$) [10].

Изотопные составы стронция и неодима определены во флюорите и барите, а на Наранском и Эгитинском месторождениях во вмещающих сиенитах и известняках. Значения Sr_0 во флюоритах характеризуются высокой гетерогенностью и варьируют в основном от 0.706 до 0.709. Они близки к составам термальных трещинно-жильных вод Западного Забайкалья [7] и отражают различную степень контаминации вмещающими породами относительно базальтов (0.704 – 0.705) [4]. На Наранском месторождении это значение достигает 0,715.

Для всех изученных образцов флюорита фиксируются отрицательные значения ϵNd (-1.8 - -5.4) и дистанционированность от базальтов ϵNd (0,3 - -1,7) (Рис.).

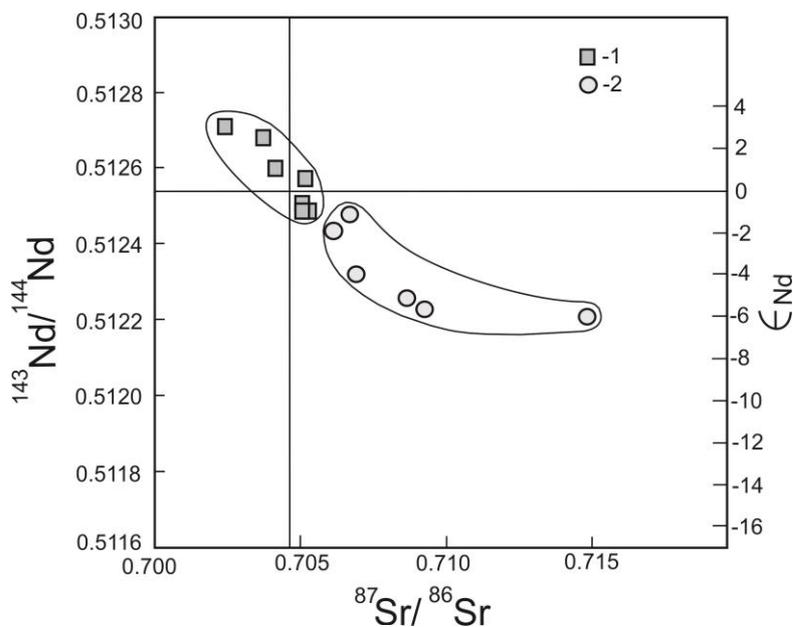


Рис. Sr-Nd характеристика базальтов (1) [1, 4] и флюоритов из эпитермальных флюоритовых месторождений (2).

Анализ примесных элементов во флюоритах фиксируют широкие вариации их содержаний даже в пределах одного месторождения. В большинстве случаев отмечены глубокие минимумы по титану, ниобию, циркону, торью и максимумы по стронцию и урану. Такие же характеристики в целом повторяются в термальных трещинно-жильных водах Западного Забайкалья. Для флюоритов характерны широкие вариации La/Yb отношений, преобладание урана над торием.

Для месторождений Забайкалья характерна обогащенность тяжелыми серой, кислородом и углеродом. Появление легкого кислорода в минералах связано с участием в их образовании метеорной воды. Кислород в воде равновесной с кварцем, кальцитом и КПШ при температурах 180-200°C имеет значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -5 до -15,7 ‰, Состав водорода из каолинита, деплетированного дейтерием (-175.8‰ δD). Согласно расчетам количество метеорной воды составляет от 55 до 85%. Состав водорода (-48 ‰ δD) в воде из геарксутита (Манжинское месторождение) указывает также и на присутствие глубинного флюида. В аргиллизитах контактовых зон флюоритовых тел с силикатными породами, фиксируется утяжеление изотопного состава кислорода.

Наибольшая интенсивность эпitherмального флюоритового оруденения в регионе пространственно и во времени сближена с позднемезозойским базальтовым вулканизмом, формировавшимся вплоть до позднего мела. Базальты послужили источником тепла, фтора и серы и обусловили процессы рециклинга метеорных вод. На этапе миграции растворов произошла контаминация их элементами вмещающих пород. Этот механизм близок к модели формирования современных термальных трещинно-жильных вод Западного Забайкалья [7]. Метеорные воды, проникавшие на глубину до 5-6 км и нагревавшиеся до 120⁰С, получили близкий с флюоритовыми месторождениями характеристики. В результате взаимодействия с вмещающими породами они обогатились фтором, кремнием, РЗЭ, а при выходе на поверхность имеют изотопный состав стронция 0.707- 0.710 [7].

Проведенными исследованиями установлено, что этап флюоритообразования синхронизирован с проявлениями внутриплитных рифтогенных процессов.

Главной особенностью месторождений является деплетированность легкими изотопами серы, кислорода и углерода. В их формирования ведущую роль играли флюиды метеорного источника, вызванного процессами рециклинга.

При проявлении метасоматических процессов в результате контаминации вмещающими породами фиксируются сдвиги в изотопных составах кислорода и углерода.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов: президентский МК-1014.2019.5, РФФИ 17-05-00129.

1. Андрияшченко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимиров И.В. Эволюция юрско-мелового магматизма Хамбинской вулканотектонической структуры (Западное Забайкалье) Геология и геофизика, 2010. Т. 51. №51. С. 944-962.

2. Булнаев К.Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья // Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.

3. Булнаев К.Б. Особенности образования и размещения флюоритовых формаций Забайкалья. // Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. Улан-Удэ, 1981. С. 101-109.

4. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю. Позднемезозойский-раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора // Геология и геофизика, 2016. Т. 57. №5. С. 920-946.

5. Жамсран М., Лхамсурен Ж., Оболенский А.А., Бадамгарав Ж., Батжаргал Ш., Оболенская Р.В., Туменбаяр Б., Цоодол Б., Шийгэр Н. Металлогения Монгольской Народной Республики. Новосибирск, 1986. 48 с.

6. Иванова А.А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья // Москва.: Недра, 1974. 208 с

7. Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 5. С. 647-664.

8. Рипп Г.С. Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.

9. Соловьев А.Т. К вопросу о поясах и этапах флюоритовой минерализации Восточного Забайкалья. Труды ВСЕГЕИ. 1961. Т. 57. С. 141-145.

10. Pei Q., Zhang S., Santosh M., Cao H., Zhang W., Hu X., Wang L. Geochronology, geochemistry, fluid inclusion and C, O and Hf isotope compositions of the Shuitou fluorite deposit, Inner Mongolia, China // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 83. Pp. 174-190.

ИЗВЕСТКОВЫЙ НАННОПЛАНКТОН ИЗ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ДОНБАССА

© Л.М. Матлай¹

¹Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, lidijamatlaim@gmail.com

Установление коррелятивных уровней по планктонным организмам на сегодняшний день является одной из главнейших задач в биостратиграфии. Особенно это важно для нефтегазоносных регионов, таких как Днепровско-Донецкой впадина и северо-западные окраины Донбасса. Здесь юрские породы охарактеризованы в основном комплексами бентосной фауны (фораминиферами, остракодами, гастроподами) [4, 5], которые приурочены к разным фациям одного бассейна. Пестроцветные отложения верхней юры датированы комплексами харовых водорослей, имеющих более широкое стратиграфическое распространение. Известковый наннопланктон не только позволит уточнить стратиграфическое положение отдельных маркирующих слоёв в юрских разрезах региона, но и зафиксировать начало морской трансгрессии – очередного ритма осадконакопления.

По известковому наннопланктону (рис. 1) в юрских отложениях района исследования выделены следующие биостратиграфические подразделения:

1) слои с *Stephanolithion speciosum* раннего байоса в объёме аммонитовой зоны «humphriesianum» (черкасская свита) с комплексом характерных видов: *Stephanolithion speciosum* Deflandre, *Triscutum sullivanii* de Kaenel and Bergen, *Watznaueria britannica* (Stradner) Reinhardt, *Watznaueria manivittiae* Bukry;

2) слои с *Stephanolithion bigotii bigotii* и *Ansulasphaera helvetica* позднего келловоя в объёме аммонитовой зоны «lamberti» (солохская свита) с комплексом характерных видов: *Stephanolithion bigotii* subsp. *bigotii* Deflandre, *Ansulasphaera helvetica* Grün and Zweili, *Triscutum expansus* (Medd) Dockerill и другие;

3) слои с *Stephanolithion brevispinus* и *Anfractus harrisonii* позднего киммериджа в объёме аммонитовой зоны «autissiodorensis» (чернеччинская свита) с комплексом характерных видов: *Stephanolithion brevispinus* (Wind and Wise) Bown, *Stephanolithion bigotii* subsp. *bigotii* Deflandre, *Anfractus harrisonii* Medd, *Truncatoscapus intermedius* Perch-Nielsen, *Staurolithites leptostaurus* (Cooper) Bown, *Staurolithites lumina* Bown, *Zeughrabdotos fissus* Grün and Zweili, *Stradnerlithus fragilis* (Rood and Barnard) Perch-Nielsen и другие [1-3, 6].

В породах изюмской, иваницкой и солохской свит установлен единый комплекс наннопланктона стандартной зоны NJ14 / *Stephanolithion bigotii maximum* верхней части позднего келловоя – раннего оксфорда с характерными видами *Stephanolithion bigotii* subsp. *maximum* (Deflandre) Medd, *Stephanolithion bigotii* subsp. *bigotii* Deflandre, *Lotharingius crucicentralis* (Medd) Grün and Zweili, *Axopodorhabdus cylindratus* (Noël) Wind and Wise, *Hexapodorhabdus cuvillieri* Noël, *Retecapsa incompta* Bown, *Zeughrabdotos fissus* Grün and Zweili и другие. Примечательно, что И.М. Ямниченко в подошве оксфордского яруса фиксировал присутствие прослоя сине-серых шламовых известняков – важного опорного горизонта [5].

В отложениях верхней подсвиты иваницкой свиты определен обедненный комплекс известкового наннопланктона субзоны NJ15a зоны NJ15 / *Cyclagelosphaera margerelii* с характерными видами *Stephanolithion bigotii* subsp. *bigotii* Deflandre и *Lotharingius crucicentralis* (Medd) Grün and Zweili. Он не опровергает оксфордский возраст этих отложений, установленный И.М. Ямниченко по многочисленным остаткам аммонитов *Amoeboceras* aff. *alternans* (Buch.) [5].

Таким образом, маркирующие слои, установленные по известковому наннопланктону в юрских отложениях Днепровско-Донецкой впадины и северо-западной окраины Донбасса, позволяют скоррелировать разнофациальные морские отложения бассейна и более детально сопоставить их с аммонитовыми биогоризонтами Международной стратиграфической

шкалы. Выделенные местные биостратиграфические подразделения по бентосной фауне только наполняют каждый крупный ритм и соответствуют определённым фациально-экологическим обстановкам бассейна.

Автор искренне благодарен канд. геол.-мин. наук В.А. Присяжнюку за высокопрофессиональные консультации.

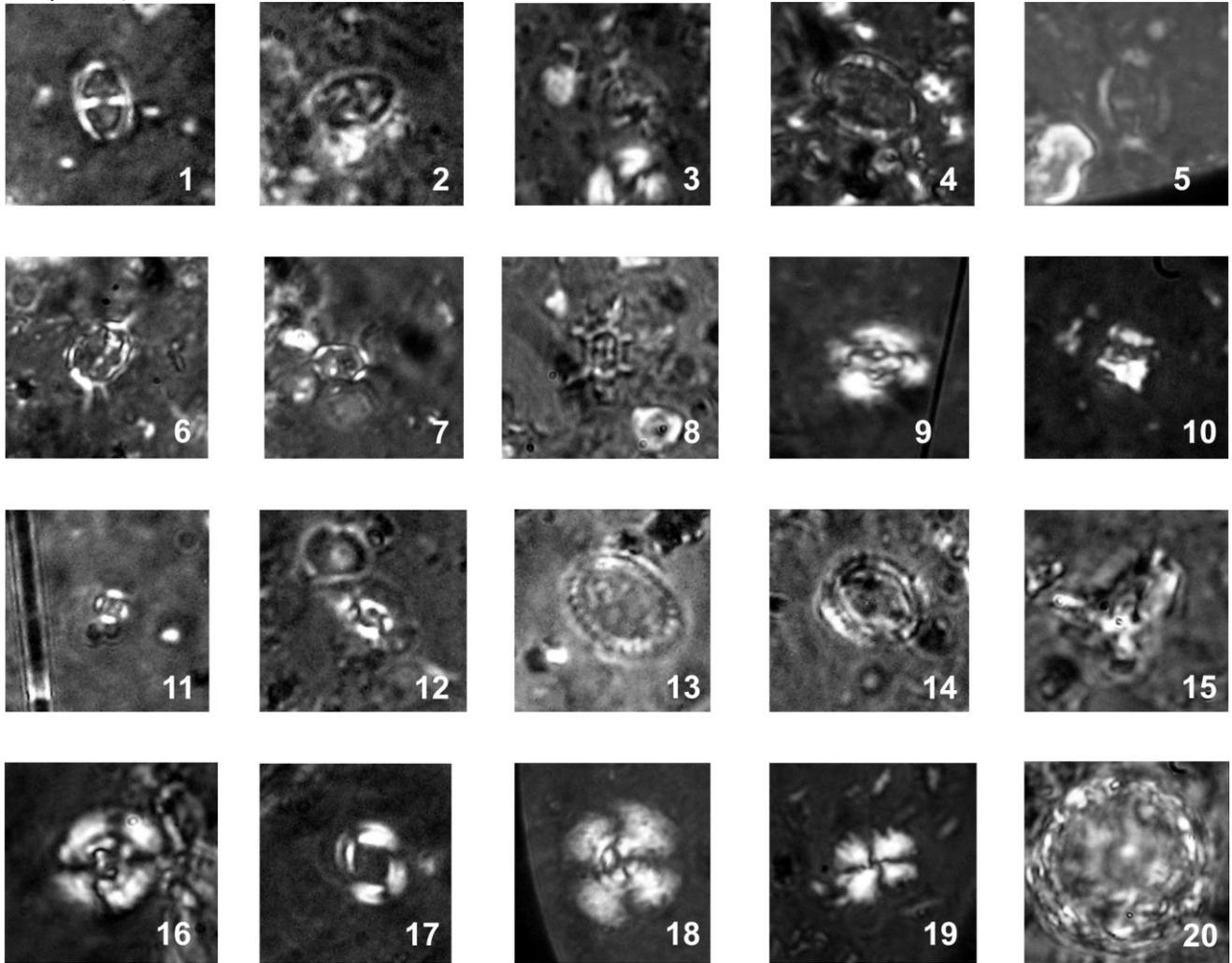


Рис. 1. Известковый наннопланктон из юрских отложений Днепровско-Донецкой впадины и северо-западной окраины Донбасса, x1500: 1 – *Zeughrabdotus erectus* (Deflandre) Reinhardt; 2 – *Staurolithites quadriarculus* (Noël) Wilcoxon; 3 – *Staurolithites lumina* Bown; 4 – *Triscutum sullivanii* de Kaenel and Bergen; 5 – *Retecapsa schizobrachiata* (Gartner) Grün; 6 – *Stephanolithion bigotii* subsp. *maximum* (Deflandre) Medd; 7, 8 – *Stephanolithion bigotii* subsp. *bigotii* Deflandre; 9 – *Lotharingius crucicentralis* (Medd) Grün and Zweili; 10 – *Ansulaspheara helvetica* Grün and Zweili; 11 – *Biscutum dorsetensis* (Varol and Girgis) Bown; 12 – *Biscutum dubium* (Noël) Grün; 13 – *Hexapodorhabdus cuvillieri* Noël; 14 – *Axopodorhabdus cylindratus* (Noël) Wind and Wise; 15 – ? *Podorhabdus grassei* Noël; 16 – *Watznaueria britannica* (Stradner) Reinhardt; 17 – *Watznaueria ovata* Bukry; 18 – *Watznaueria manivitia* Bukry; 19 – *Cyclagelosphaera margerelii* Noël; 20 – *Schizosphaerella punctulata* Deflandre and Dangeard.

1. Матлай Л. Вапняний наннопланктон верхньоюрських відкладів Дніпровсько-Донецької западини // Проблеми геології фанерозою України. Матеріали VI всеукраїнської наукової конференції. 24-26 вересня 2015р. Львів, 2015. С. 103-106.
2. Матлай Л.М. Вапняковий наннопланктон з юрських відкладів Дніпровсько-Донецької западини та північно-західної окраїни Донбасу // Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні. Т. 2. 14-16 травня 2019 р. Київ, 2019. С. 219-220.
3. Матлай Л.М. Известковый наннопланктон из оксфордских отложений Днепровско-Донецкой впадины // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. 10-12 октября 2016 г. М., 2016. С. 18-19.
4. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою у двох томах. Т.1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Гол. ред. П.Ф. Гожик. К., ІГН НАН України. Логос, 2013. 638 с.
5. Ямниченко І.М. Стратиграфія УРСР. Т. VII. Юра. Київ: Наукова думка, 1969. 219 с.
6. Bown P. Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. London: Charman and Hall, 1998. 318 p

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦ-СУЛЬФИДНЫХ РУД ЗУН-ХОЛБИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© М.Л. Москвитина^{1,2}, Б.Б. Дамдинов^{1,2}, Л.Б. Дамдинова^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, homashca@mail.ru

²Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

Зун-Холбинское золоторудное месторождение расположено в юго-восточной части Восточного Саяна на водораздельной части верховий рек Урик и Китой. Оно относится к Урик-Китойской золоторудной зоне и приурочено к Самарта-Холбинской зоне разломов северо-западного простирания [2, 3]. Месторождение залегает в зоне тектонического меланжа, в составе которого присутствуют архейские породы основания Гарганской «глыбы», сланцево-карбонатные отложения чехла, породы офиолитовой ассоциации, гранитоиды сумсунурского комплекса и дайки барунхолбинского вулканоплутонического комплекса (рис. 1). Рудные зоны имеют субвертикальное залегание и вскрыты горными выработками на глубину более 1 км.

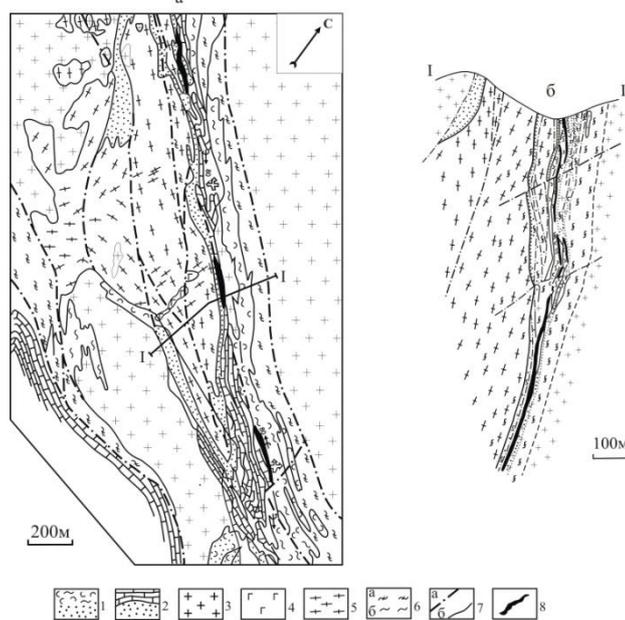


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Зун-Холбинского месторождения: а - план, б - разрез по разведочному профилю, по [2].

1 - углеродистые сланцы, вулканиты и туфотурбидиты ильчирской свиты (PR₃); 2 - терригенно-кремнисто-карбонатные отложения иркутской свиты (PR₃); 3 - плагиограниты и гранодиориты сумсунурского комплекса (PR₃); 4 - дайки габбро и габбро-диабазов (PR₃); 5 - гнейсы и гранито-гнейсы Гарганской глыбы (AR₂); 6 - зоны катаклаза (а) и милонитизации (б); 7 - разрывные нарушения (а) и геологические границы (б); 8 –золоторудные тела.

Руды месторождения, согласно преобладающим рудным минералам, можно разделить на три минеральных типа: кварц-карбонат-сульфидные, пирит-пирротиновые и кварц-полиметаллические (руды) руды.

Кварц-карбонат-сульфидная руда – самый распространенный тип Зун-Холбинских руд, характерный для семи изученных горизонтов (1340, 1390, 1440, 1490, 1740, 2032, 2082). Данный тип сложен чередованием полос серого, темно-серого, белого полупрозрачного кварца, окварцованным серовато-белым карбонатом и гнездами, прожилками, прослоями и вкрапленностью сульфидов. Содержание сульфидов варьирует от 2 до 40%. Основная часть сульфидов приходится на пирит (70-80%).

Сливные пирит-пирротиновые руды сложены агрегатом пирит-пирротинового состава, в межзерновых пространствах которого присутствует серый и темно-серый кварц. Содержание сульфидов достигает 70%. Сульфидные минералы представлены пиритом и пирротинном. Данный тип руды характерен для самого нижнего горизонта месторождения -1290.

Кварц-полиметаллическая руда представлена системами маломощных кварц-полисульфидных жил и прожилков. Отмечаются секущие взаимоотношения с описанными ранее типами руд. Сульфиды представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, в меньшем количестве –

пирротином, блеклой рудой. Рудные минералы слагают гнезда, пятна, прожилки и вкрапленность в кварце, а их содержание может достигать 60%.

Согласно нашим наблюдениям можно выделить пять основных морфологических типов самородного золота Зун-Холбинского золоторудного месторождения:

- а) Округлые и каплевидные включения в нерудной массе;
- б) Сростки неправильной формы с другими рудными минералами (галенитом, сфалеритом, халькопиритом);
- в) Столбчатые выделения самородного золота в пирите;
- г) Угловатые вросстки золотинок в кварце с пиритом;
- д) Выделения золота по трещинам в пирите.

Изучение распределения пробности самородного золота в рудах Зун-Холбинского месторождения показало, что этот параметр не зависит ни от горизонта, ни от типа руды. Проследив распределение, построенное по интервалам глубин, можно отметить, что самое высокопробное золото сосредоточено на горизонте 1490, а самое низкопробное на горизонте 1440. Низкая пробность золота коррелирует с высоким содержанием минералов В₁ в рудах.

Для определения условий рудообразования, производилось изучение флюидных включений (ФВ) в кварце. ФВ имеют различную форму (от округлых и каплевидных до ФВ с извилистыми очертаниями). Размер включений варьирует от 5 мкм до 14 мкм. Все ФВ имеют двухфазовый состав и состоят из газового пузыря и водно-солевого раствора. Измеренные температуры эвтектики варьируют от -36 до -38°, что говорит о том, что в составе рудообразующих растворов преобладают хлориды Mg и Fe, с примесью K и Na [1]. Температуры гомогенизации ФВ варьируют от 168 до 340°C. Используя компьютерную программу FLINCOR [5] и данные, опубликованные в статье [8], были рассчитаны давления и определены условия захвата включений. Исходя из результатов, флюидные включения захватывались при T от 182 до 342° C и при P от 170 до 704 бар (рис. 2).

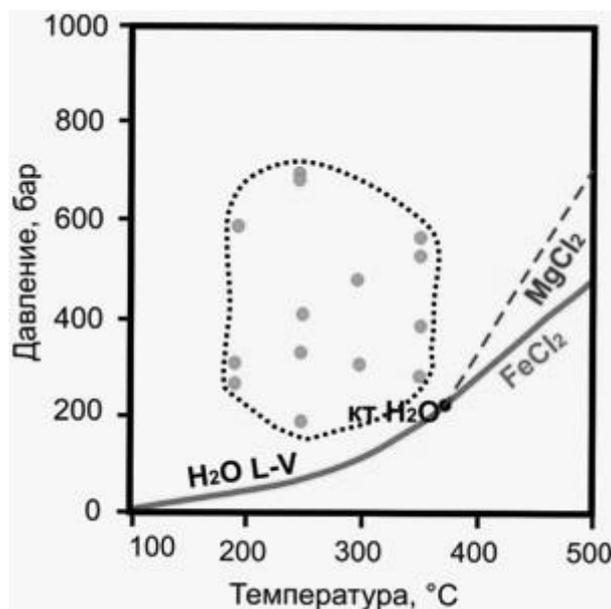


Рис. 2. Диаграмма P-T условий образования флюидных включений.

Для уточнения данных о температурных условиях образования Зун-Холбинских руд нами были использованы два минеральных геотермометра:

1. Электрум-сфалеритовый [4]
2. Арсенопиритовый [6]

Исходя из расчетов, можно сделать вывод, что условия рудообразования по электрум-сфалеритовому геотермометру варьируют от 315 до 464° C, по арсенопиритовому – от 271 до 400 °C.

Таким образом, все три использованных метода показывают согласующиеся значения температур рудообразования.

Результаты изотопного анализа сульфидной серы с разных горизонтов Зун-Холбинского золоторудного месторождения показывают, что общий интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от 0 до +

4,6 ‰. Полученные значения отвечают глубинному (мантийному) источнику серы. Значения $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах Зун-Холбинского месторождения отвечают таковым из руд древних и современных субмаринных гидротермально-осадочных сульфидных отложений («черных курильщиков») [7]. Близкие значения имеют и другие золоторудные месторождения юго-восточной части Восточного Саяна.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ на нижних горизонтах – более 17‰, тогда как с уменьшением глубины, значение постепенно снижается, до 13.3‰. Такое распределение изотопных отношений можно интерпретировать как увеличение доли метеорных вод в приповерхностных условиях, тогда как на глубоких горизонтах в составе флюидов преобладали метаморфогенные воды.

На основе всех полученных данных мы пришли к выводу, что Зун-Холбинское месторождение, имеет метаморфогенно-гидротермальное происхождение и связано с процессом преобразования первичных гидротермально-осадочных сульфидных руд под действием тектонических движений. Это позволяет отнести его к типу орогенных золоторудных месторождений.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ (грант №[18-05-00489](#))

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. №8. С. 16-27.
2. Гордиенко И.В., Рощектаев П.А., Гороховский Д.В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2016. № 5. С. 405-429.
3. Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М., Миронов А.Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое – раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометаллооруденения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. №1. С. 183-197.
4. Молошаг В. П. Использование состава минералов для оценки физико-химических условий образования колчеданных руд Урала // Литосфера. 2009. № 1. С. 28-40.
5. Brown P. E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // American Mineralogist, 1989. Vol. 74, p. 1390 – 1393.
6. Kretschmar U. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application / U. Kretschmar, S. D. Scott // Canadian Mineralogist. 1976. Vol. 14. P. 364-386.
7. Seal R. R. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2006. Vol.61. P. 633-677.
8. Steele-MacInnis M., Lecumberry-Sanchez P., Bodnar R. J. Nokie Flincs_H₂O-NaCl: A Microsoft excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O – NaCl // Computers & Geosciences, 2012. Vol. 49. P. 334-337.

ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ТОЛОГОЙ 2

© О.Д.-Ц. Намзалова

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ojunkanam@mail.ru

Многослойное местонахождение Тологой, открытое в 1951 г. А.П. Окладниковым, расположено на левом берегу р. Селенги в 15 км юго-западнее г. Улан-Удэ (51°45' N, 107°29' E). Здесь представлены континентальные отложения Иволгинской впадины, формирование которых происходило с позднего плиоцена до голоцена.

Геологическое строение опорного разреза плиоцен-четвертичных отложений было изучено Л.П. Александровой и др. (1963), Э.И. Равским и др. (1964), Д.Б. Базаровым (1968), Н.В. Алексеевой (2005) [1, 4, 3, 2]. Все исследователи выделяют здесь три последовательные разновозрастные толщи: нижняя – Тологой 1, представлена красноцветным глинистым песком, по составу фауны млекопитающих датируется поздним плиоценом; средняя – Тологой 2, сложена палево-серыми супесями и суглинком, датируется второй половиной раннего плейстоцена и средним плейстоценом, верхняя – Тологой 3, сложена супесями и песчаными отложениями с обильными карбонатными включениями, датируется как поздний плейстоцен. Во всех трех толщах выявлены погребённые почвы, установлено 13 последовательных фаунистических горизонтов. Наиболее обильные материалы встречены в средней толще местонахождения Тологой 2.

В последние годы в рамках проекта РФФИ собран новый фаунистический материал, который дополнил имевшиеся сведения новыми данными, что позволило уточнить ландшафтно-климатические условия и биостратиграфию региона.

Мощность осадков в разрезе Тологой 2 составляет более 12 м., здесь прослеживается три погребённых почвенных горизонта красновато-коричневого цвета, и установлено 6 последовательных фаунистических горизонтов. Список фауны мелких млекопитающих Тологой 2 приводится в таблице 1 (табл.1).

В нижней части разреза Тологой 2 выявлено 2 фаунистических горизонта: Тологой 2.1 и Тологой 2.2, здесь встречены виды – аналоги кудунской фауны: *Crocidura* sp., *Ochotona tologoica* Nabaeva, 1958, *Ochotona* cf. *sibirica* Erbajeva, 1988, *Spermophilus tologoicus* Erbajeva & Pokatilov, 1966, *Allactaga* sp., *Allophaiomys pliocaenicus* Kormos, 1932, *Prolagurus* cf. *pannonicus* Kormos, 1930, *Lasiopodomys* cf. *mandarinus* (Milne-Edwards, 1871), *Mesosiphneus* cf. *youngi* Teilhard de Chardin [2]. Видовой состав фауны позволяет определить геологический возраст этих горизонтов как конец раннего плейстоцена. Судя по составу фауны и количественному соотношению видов в этот период доминировали степные ландшафты, а лесостепные играли подчиненную роль.

В верхней части разреза установлено четыре фаунистических горизонта, из которых три – Тологой 2.3, Тологой 2.4, Тологой 2.5 включают фауну тологойского комплекса, геологический возраст которых определен, как первая половина среднего плейстоцена. Фауна включает следующие таксоны: *Sorex* sp., *Lepus* sp., *Ochotona gureevi* Erbajeva, 1966, *Spermophilus gromovi* Erbajeva, 1966, *Cricetulus* cf. *barabensis* (Pallas, 1773), *Allactaga transbaikalica* Erbajeva, 1966, *Ellobius tancredi* Blasius, 1884, *Eolagurus simplicidens* Young, 1934, *Meriones unguiculatus* Milne-Edwards, 1867, *Dipus* sp., *Myospalax wongi* Young, 1934; *Lasiopodomys brandti* Radde, 1861; *Microtus gregalis* Pallas, 1779; *Microtus fortis* Büchner, 1889; *Microtus unguurensis* Kastschenko, 1913; *Microtus oeconomus* Pallas, 1776. Впервые в составе фауны найдены *Dipus* sp. В развитии фауны тологойского комплекса установлено две стадии: для ранней стадии (фауна Тологой 2.4) характерно доминирование обитателей луговых степей и присутствие элементов полупустынных ландшафтов и сухих степей. Следующая стадия представлена фауной Тологой 2.5, она характеризуется увеличением числа форм, населявших сухие степные, полупустынные и пустынные биотопы. По видовому составу она сходна с современной фауной юга Монголии. Этот период был наиболее засушливым, доминировали полупустынные и пустынные ландшафты.

Наиболее поздняя фауна средней толщи — фауна Тологой 2.6, установлена в отложениях третьей погребённой почвы, являющейся границей верхней (Тологой 3) и средней (Тологой 2) толщ. Она отнесена к иволгинской фауне, геологический возраст которой средний плейстоцен. Видовой состав фауны представлен следующими видами: *Sorex* sp., *Ochotona daurica* Pallas, 1776, *Marmota sibirica* Radde, 1862; *Spermophilus undulatus* Pallas, 1778, *Cricetulus* cf. *barabensis* (Pallas, 1773), *Allactaga* sp., *Eolagurus* cf. *luteus* Eversmann, 1840, *Lagurus lagurus* Pallas, 1773, *Clethrionomys rutilus* Pallas 1779, *Lasiopodomys brandti* Radde, 1861, *Microtus fortis* Buchner 1889, *Microtus gregalis* Pallas,

1779, *Microtus cf. mongolicus* Radde, 1861. В составе произошло значительное сокращение доли пустынных и полупустынных элементов при увеличении доли луговых. В фауне преобладают представители открытых ландшафтов, обитатели сухих степей, луговых степей, встречаются редкие виды, населявшие полупустынные участки.

Таблица 1. Видовой состав мелких млекопитающих местонахождения Тологой 2 (фаунистические горизонты 2.1-2.6).

Таксоны	Количество остатков мелких млекопитающих по фаунистическим горизонтам					
	T.2.1	T.2.2	T.2.3.	T.2.4.	T.2.5.	T.2.6
Insectivora						
<i>Crocidura</i> sp.	1					
<i>Sorex</i> sp.					17	2
Lagomorpha						
<i>Lepus</i> sp.				4		
<i>Ochotona daurica</i> Pallas, 1776						42
<i>Ochotona tologoica</i> Habaeva 1958	1	2				
<i>Ochotona gureevi</i> Erbajeva, 1966			2	66	235	
<i>Ochotona cf. sibirica</i> Erbajeva, 1988	1	3				
<i>Ochotona</i> sp.						5
Rodentia						
<i>Spermophilus tologoicus</i> Erbajeva & Pokatilov 1966	21	12				
<i>Spermophilus gromovi</i> Erbajeva 1966				36	255	
<i>Spermophilus undulatus</i> Pallas, 1778						8
<i>Spermophilus</i> sp.						10
<i>Cricetulus cf. barabensis</i> (Pallas, 1773)				273	103	15
<i>Marmota sibirica</i> Radde, 1862					35	13
<i>Allactaga transbaicalica</i> Erbajeva, 1966		2		38	272	3
<i>Dipus</i> sp.					2	
<i>Prolagurus pannonicus</i> Kormos, 1930		4				
<i>Eolagurus simplicidens</i> Young, 1934					305	
<i>Eolagurus cf. luteus</i> Eversmann, 1840						4
<i>Lagurus</i> sp.						3
<i>Clethrionomys rutilus</i> Pallas 1779						3
<i>Clethrionomys</i> sp.						4
<i>Lasiopodomys brandti</i> Radde, 1861				11	29	4
<i>Lasiopodomys cf. mandarinus</i> (Milne-Edwards, 1871);	2					
<i>Microtus gregalis</i> Pallas, 1779				4	12	7
<i>Microtus cf. gregalis</i> Pallas, 1779						7
<i>Microtus fortis</i> Buchner, 1889					30	25
<i>Microtus unguensis</i> Kastschenko, 1913					12	
<i>Microtus oeconomus</i> Pallas, 1776					3	
<i>Microtus cf. mongolicus</i> Radde, 1861						1
<i>Microtus</i> sp.					2	
Microtinae gen indet					4	
<i>Ellobius tancrei</i> Blasius, 1884				29	25	
<i>Ellobius</i> sp.				1		
<i>Meriones unguiculatus</i> Milne-Edwards, 1867					3	
<i>Myospalax</i> sp.			1	1	3	
<i>Mesosiphneus cf. youngi</i> Teilhard de Chardin		5				
Всего:	26	29	3	454	1359	257

Фаунистический материал из местонахождения Тологой 2 характеризует природные условия второй половины раннего и среднего плейстоцена. Установлено, что в конце раннего плейстоцена были широко распространены открытые сухие ландшафты с луговыми степями, с присутствием полупустынных участков; климат был умеренно холодным, аридным. В начале среднего плейстоцена

сохраняется мозаичный ландшафт с сухими злаковыми степями с преобладанием ксерофитной растительности: климат был умеренно теплый. Характерной особенностью палеосреды является усиление аридности, о чем свидетельствует присутствие в фауне таких видов, как *Lasiopodomys brandti*, *Eolagurus simplicidens*, *Meriones unguiculatus*, *Dipus* sp. Конец среднего плейстоцена характеризуется значительными изменениями природной среды, связанными с прогрессивным похолоданием климата и некоторым увеличением увлажненности. В фауне уменьшилась доля полупустынных и сухостепных видов, значительно увеличивается доля луговых и появляются лесные и кустарниковые формы. Климат был умеренно теплым, семиаридным.

Выражаю искреннюю благодарность Н.В. Алексеевой за консультацию и огромную помощь в подготовке данной работы.

1. Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г. и др. новые данные о разрезе антропогенных отложений горы Тологой (Западное Забайкалье) // Бюлл. Комис. По изуч. Четвертич. Периода. 1963 №28. С.84-101.

2. Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих). М.: Геос, 2005. 142 с.

3. Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, 1968. 166 с.

4. Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А. и др. Антропогенные отложения юга Восточной Сибири // Тр. ГИН АН СССР, 1964. Вып. 105. 280 с.

ЗАТУХАНИЕ НИЗКОЧАСТОТНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СПЕКТРА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

© П.А. Предеин¹, А.А. Добрынина^{1,2}, Ц.А. Тубанов¹

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, crmpeter@ginst.ru, geos@ginst.ru

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, dobrynina@crust.irk.ru

В работах, посвященных исследованию затухания сейсмических волн, в том числе в районе Байкальского рифта, были получены данные как о частотно-независимом (Жадин, 1973; Дергачев, 1981; Потапов, 1996), так и о частотно-зависимом поглощении (Букина, 1983; Еманов, 1999; Добрынина, 2011, 2016, 2017). В этих работах использовались разные методы оценки затухания и, в основном, аппаратура с рабочей частотой от 1 Гц. Между тем, в работе [3] указывается на то, что для частот до 1 Гц затухание (Q^{-1}) может не зависеть от частоты.

Известно также, что высокочастотные составляющие сейсмического сигнала быстрее затухают при прохождении в среде, по сравнению с гармониками, имеющими более низкие частоты. Очаговые параметры и механизм землетрясения также оказывают влияние на частотный состав сейсмограмм.

В работе [2] нами были получены оценки затухания S-волн и кода-волн для центральной части Байкальской рифтовой системы. Вычисления добротности Q (величины, обратной затуханию) производились для частот от 0.75 ± 0.25 до 12 ± 6 Гц и предполагалось, что добротность Q зависит от частоты. Однако для области низких частот (0.5-1 Гц, 0.75-1.5 Гц) из-за низкого соотношения сигнал-шум для части станций не было получено статистически значимого количества измерений для определения добротности Q .

Преобладание высоких частот в спектре сейсмограмм объясняется, с одной стороны, использованием для обработки записей близких (региональных) землетрясений. С другой стороны, в диапазоне частот до 0.5-0.7 Гц амплитудно-частотная характеристика (АЧХ) короткопериодных сейсмометров, установленных в пунктах наблюдений, имеет спад до 5 дБ на октаву. Связано это с тем, что период свободных колебаний маятника для большинства датчиков составляет 2 с и 1.6-1.8 с соответственно для станций Байкальского и Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН.

Для расширения нижней границы рабочей полосы частотной характеристики сейсмометров использовался метод низкочастотной деконволюции [1]. Для реализации алгоритма в частотной области задаются параметры сейсмометра: собственный период датчика (T_s) и коэффициент затухания (D_s).

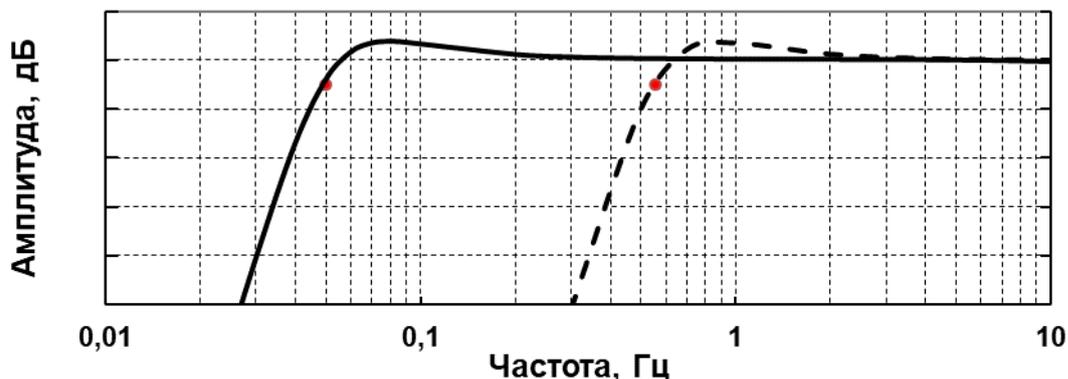


Рис. 1. Пример расширения АЧХ датчика СМ-3 с периодом собственных колебаний $T_s=1.8$ с и затуханием $D_s=0.55$ (пунктирная линия) до $T_s=20$ с (сплошная линия)

Предел использования метода низкочастотной деконволюции ограничен аппаратным шумом (в области низких частот), уровнем целевого сигнала (зависимость от энергии и расстояния до эпицентра) и уровнем микросейсмического шума на станции.

Для вычисления добротности по прямым S-волнам (Q_s) методом нормализации к коду использовались сейсмограммы землетрясений с энергетическим классом от 10 до 12.5, записанные в течение 2018-2019 гг. на станции с минимальным уровнем микросейсмических шумов (Хурамша, HRMR), эпицентры которых находились на расстоянии 100-250 км от станции. Исходные волновые формы модифицировались методом низкочастотной деконволюции до $T_s=20$ сек (0,05 Гц) для короткопериодных датчиков СМ-3КВ, и до 100 с (0.01 Гц) для записей 30-секундного широкополосного сейсмометра Güralp CMG-40T.

Сейсмограммы отфильтровывались пропускающим фильтром Баттерворта 4-й степени в октавных диапазонах с центральными частотами 0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.5, 0.75, 1, 1.5, 3, 6 и 12 Гц. Длина окна обработки коды выбиралась равной 40 с.

Расширение нижней границы частотного диапазона сейсмометров, позволившее усилить низкочастотную составляющую сейсмического сигнала, показало меньшую зависимость полученных значений добротности Q_s от частоты для диапазона периодов от 2 до 20 с (0.05–0.75 Гц) по сравнению с частотами от 1 Гц (Рис. 2). С увеличением частоты добротность Q (для прямых волн) становится частотно-зависимой, и, как правило, увеличивается с частотой.

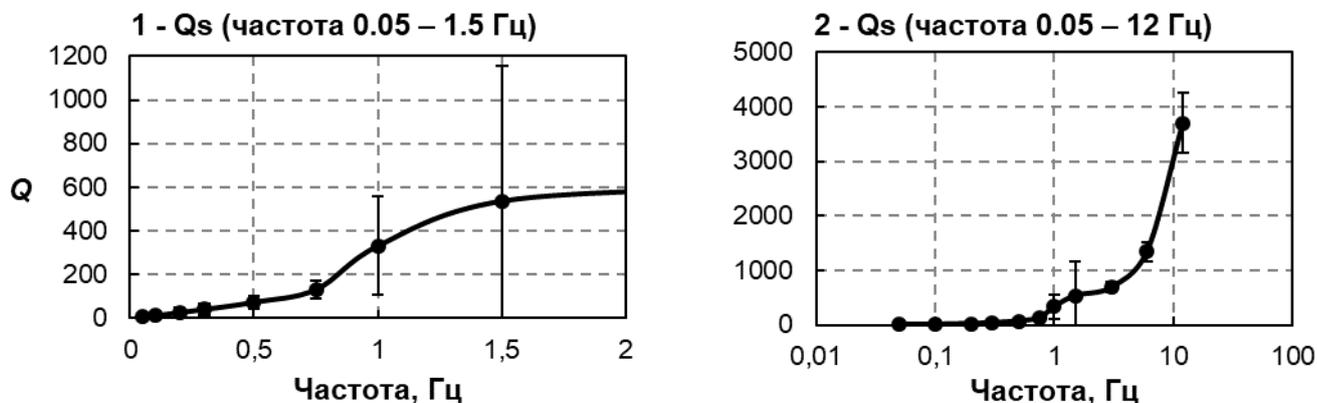


Рис. 2. Добротность Q_s для частот от 0.05 до 1.5 Гц (1), и 0.05-12 Гц (2)

Расширение полосы пропускания АЧХ сейсмометров методом низкочастотной деконволюции может использоваться для расширения АЧХ короткопериодных датчиков до десятков секунд, что позволит использовать такие записи для обработки телесеismicических данных. Также опробовано расширение АЧХ широкополосных сейсмометров с периодов в десятки секунд до сотен секунд.

Работа выполнена в рамках темы НИР ПФНИ ГАН IX.136.1.2 Исследование факторов, определяющих закономерности развития сейсмического процесса и сейсмическую опасность Прибайкалья (Гос номер АААА-А16-116121550016-3).

1. Дергач П. А., Тубанов Ц. А., Юшин В. И., Дучков А. А. Особенности программной реализации алгоритмов низкочастотной деконволюции // Сейсмические приборы. – 2018. – Т. 54. – №. 3. – С. 22-34.
2. Добрынина А. А., Предеин П. А., Саньков В. А., Тубанов Ц. А., Санжиева Д. П., Горбунова Е. А. Пространственные вариации затухания сейсмических волн в Южнобайкальской впадине и прилегающих областях (Байкальский рифт). Геодинамика и тектонофизика. 2019;10(1):147-166.
3. Jones T. D. Frequency-dependent seismic attenuation: Effect on wave propagation // SEG Technical Program Expanded Abstracts 1985. – Society of Exploration Geophysicists, 1985. – С. 359-361.

**МИНЕРАЛОГИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА (КАРАСУГ,
УЛАТАЙ-ЧОЗ), ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ (МУШУГАЙ-ХУДУК) И ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ
(УЛАН-УДЭНСКОЕ)**

И.Р. Прокопьев^{1,2}, А.Г. Дорошкевич^{1,3}, Рипп Г.С.³, А.А. Редина¹, А.М. Николенко¹, В.В. Потапов¹,
А.В. Обухов¹

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,
Prokop@igm.nsc.ru*

²*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

³*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

Исследуемые карбонатитовые комплексы Западного Забайкалья, Центральной Тувы и Южной Монголии входят в состав позднемезозойской Центрально-Азиатской рифтогенной структуры, формирование которой сопровождалось интенсивными тектоно-магматическими процессами [10, 15, 17, 20]. Согласно современным данным, на общем фоне развития внутриплитного магматизма выделяется этап середины раннего мела в 150(135)-120 млн. лет, в течение которого происходило образование карбонатит-содержащих комплексов, формирующих позднемезозойскую карбонатитовую провинцию Центральной Азии [20]. Для карбонатитовых комплексов характерна ассоциация с калиевым щелочным магматизмом [4-6, 10, 15, 17, 20]. Район распространения характеризуется разнообразием близковозрастных карбонатитам ассоциирующих силикатных магматических пород - щелочных и субщелочных габброидов и сиенитов, щелочных ультраосновных пород и гранитоидов. Следующей важной чертой позднемезозойской карбонатитовой провинции в Центральной Азии является их потенциальная рудоносность, большинство карбонатитовых проявлений относится к комплексному формационному типу Fe-P-F-Ba-Sr-REE типу руд [4, 7, 22, 25].

Карбонатиты Центральной Тувы сформировались последовательно в два этапа. На первом этапе внедрились анкерит-кальцитовые карбонатиты (первая фаза), на втором – рудоносные флюорит-барит-сидеритовые (или сидеритовые, вторая фаза) [8, 9]. В рудном поле карбонатитов Центрально-Тувинского региона установлены выходы штокообразных тел щелочных сиенитов, граносиенитов, а также отмечаются дайки лампрофиров (керсантиты) [11]. Парагенетическая связь щелочных пород с карбонатитами однозначно не установлена. Возраст карбонатитов Тувы по данным Rb-Sr, Ar-Ag и U-Pb методов составляет 117-119 млн. лет [8, 22, 24].

Согласно изучению расплавных включений анкерит-кальцитовые карбонатиты щелочного комплекса Карасуг в Центральной Туве образовались из силикатно-карбонатного расплава при температурах 790-820°C [12, 22]. Вторая фаза рудоносных Fe-F-REE сидеритовых карбонатитов Тувы связана с формированием карбонат-сульфат-хлоридных рассол-расплавов при температурах 580-640°C [3, 13, 22]. Из хлоридных рассолов-расплавов сформировались сидеритовые карбонатиты, содержащие магматические минералы флюорит (F), сидерит (Fe) и апатит. Установлено, что гидротермальная Ba-Sr-, F- и REE- минерализация (барит, целестин, флюорит, монацит, паризит + кварц, гематит, сульфиды) сидеритовых карбонатитов Центральной Тувы связана с формированием сульфат-хлоридных, гидрокарбонат-хлоридных и преимущественно хлоридных растворов, при снижении интервала температур гомогенизации флюидных включений от 480 до 310°C. Современные исследования флюидного режима формирования карбонатитов Тувы показали, что LREE элементы концентрируются преимущественно в высококонцентрированных солевых растворах сидеритовых карбонатитов, в то время как в поздних гидротермальных растворах преобладают Ba, Sr, Cu, Pb, Zn, Sb и др. элементы (данные КР-спектроскопии, LA-ICP MS) [22].

В пределах Западно-Забайкальской рифтовой области была выделена одноименная карбонатитовая провинция, в состав которой включены Халютинское, Южное, Аршанское, Торейское, Ошурковское и Улан-Удэнское (Портовое) F-Ba-Sr- и REE проявления карбонатитов [14, 15, 20]. Карбонатиты образуют жильные, трубообразные и плащеобразные тела. С ними ассоциируют дайки шонкинитов и щелочных сиенитов. Породы формировались в интервале 130-122 млн. лет [14, 18, 19].

Первые кристалло-флюидные включения были установлены и изучены на Южном и Аршанском REE-карбонатитах [7]. Установлено, что бастнезит карбонатитов образовался при температурах выше 520°C. Также удалось установить наличие солевых дочерних фаз сульфатов Na, K и Ca и фтор-содержащих минералов во включениях. Температура образования флюорита на

месторождениях Аршан и Южное находится в интервале 370-400°C, а первые оценки температур формирования минерала на Улан-Удэнском проявлении - 233-237°C.

Исследования флюидных включений в бастнезите и флюорите Улан-Удэнского проявления показали, что породы образовались из ортомагматического карбонатитового солевого расплава (до 90 об. % солей во включении) карбонатно (Ca, REE)-сульфатного (Ca, Na) состава при температурах выше 490-520°C. Дальнейшая эволюция ортокарбонатитового флюида на гидротермальном этапе проходила по следующей схеме изменения ТХ-условий процессов минералообразования: при 450-430°C карбонатно-сульфатный (30-40 мас.%) раствор (Ca, Na, REE)-CO₂ → при 350-290°C в хлоридный (K, Na)-CO₂ (30-10 мас.%) раствор (принес, разбавление метеорными водами) → 350-290- >200-150°C гидрокарбонатно-сульфатный – гидрокарбонатно-хлоридный (Ca, Mg, Fe³⁺, Na, K)-CO₂±H₂ низкоконцентрированный (10-1 мас.%) раствор. В первую ортомагматическую стадию кристаллизуется основной парагенезис пород – бастнезит и флюорит первой генерации, флогопит, циркон, ильменит. В гидротермальную стадию формируются флюорит и бастнезит второй генерации, монацит и др. При этом сульфаты также последовательно меняют свой состав от ранней ортомагматической стадии (глауберит) к гидротермальным стадиям (барит, крокит, ярозит) при изменении состава флюида на окисленный (плюмбоярозит Fe³⁺) низкоконцентрированный гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный. Все это позволяет относить изученные флюорит-бастнезитовые породы к производным масштабной региональной карбонатитовой рудно-магматической системы, широко проявленной в виде карбонатитовых F-Ba-Sr- и REE комплексов в Забайкалье: Халюта, Южное, Аршан, Торей, Ошурково.

Вулканическая область Мушугай-Худук в Южной Монголии сложена потоками лейцитовых меланефелинитов, трахитов, фонолитов, небольшими штоками щелочных и нефелиновых сиенитов, магнетит-апатитовых пород, которые прорываются маломощными дайками мелко-тонкозернистых субвулканических флюорит-кальцитовых карбонатитов [5, 6, 16]. Имеющиеся геохронологические данные по породам комплекса варьируют в широком интервале: шонкиниты – 148-138 млн. лет, сиениты – 179-140 млн. лет, апатит-магнетитовые породы - 138-121 млн. лет [16].

Согласно изучению расплавных включений породы комплекса сформировались в результате процессов кристаллизационной дифференциации и жидкостно-солевой несмесимости [1, 2]. Предполагается, что генезис карбонатитов и магнетит-апатитовых пород связан с формированием солевых расплавов карбонат-фосфатного, фосфат-сульфатного, фтор-сульфатного и хлорид-сульфатного составов [1]. Современные исследования расплавных включений в апатите подтверждают, что апатит-магнетитовые породы образовались в результате процессов кристаллизационной дифференциации из силикатно-солевого расплава с высоким содержанием фосфатного и сульфатного компонентов при температурах 740-850°C [21]. Формирование Ba-Sr- и REE- гидротермальной минерализации пород связано с образованием солевых расплавов силикатно-карбонатно -фторидного, -хлоридного и -сульфатного составов при температурах 500-580°C [2, 23]. Дальнейшая эволюция рассолов при понижении температурного интервала от 420 до 360°C приводит к изменению солевого состава системы в область хлоридных растворов, которые отвечают за кристаллизацию гидротермальных флюоритовых пород в пределах щелочного комплекса Мушугай-Худук.

Минералогия и флюидный режим формирования магнетит-апатитовых пород щелочного комплекса Мушугай-Худук показывают высокую активность сульфатной серы в родоначальном расплаве, о чем свидетельствуют состав минеральных (апатит, монацит) и дочерних кристаллических фаз включений (барит-целестин, ангидрит). Состав кристалло-флюидных включений характеризуется высокими содержаниями CO₂, SO₃²⁻, P (апатит), LREE (монацит-Ce), Fe (магнетит, алюмосиликатные фазы и поздний гематит), Ba и Sr (Ba-целестин) и F (флюорит). Гидротермально-метасоматические преобразования магматических минералов также подтверждают высокую активность сульфат-иона на всех стадиях процесса: например, преобразование фторапатита с последовательной кристаллизацией гипса, монацита-Ce и фосфосидерита [21].

Таким образом, мезозойские щелочно-карбонатитовые комплексы Южной Монголии и Западного Забайкалья характеризуются повышенной активностью SO₃²⁻ - лиганда, в отличие от рудоносных хлоридных рассол-расплавов сидеритовых карбонатитов Центральной Тувы. Общей чертой сходства является повышенные содержания CO₂, SO₃²⁻, P, Fe, LREE, Ba, Sr и F в рудоносных флюидах и их окисленный характер. Результаты исследования минералов и флюидов карбонатитов показывают определенную специфику процессов формирования и рудогенеза мезозойских щелочных пород в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена в рамках Гранта Президента РФ МК-1113.2019.5. Минералогические исследования частично выполнены за счет средств гранта РНФ 19-17-00019.

1. Андреева И.А. Силикатные, силикатно-солевые и солевые магмы щелочного карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия (данные изучения расплавных включений). Автореа. канд. дисс. М., 2000. – 27 с.
2. Андреева И.А., Коваленко В.И., Никифоров А.В., Кононкова Н.Н. Состав магм, условия образования и генезис карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима, Восточный Саян // Петрология. - 2007. - №6. 594-619 с.
3. Борисенко А.С., Боровиков А.А., Васюкова Е.А., Павлова Г.Г., Рагозин А.Л., Прокопьев И.Р., Владыкин Н.В. Окисленные магматогенные флюиды, их металлогенность и роль в рудообразовании // Геология и геофизика. - 2011. - Т. 52. - № 1. - С.182-206.
4. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма // Дис. ... д.г.-м.н. в форме научного доклада. Иркутск, 1997. - 80 с.
5. Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. - 2009. - Т.50. - №12. - С. 1443-1455.
6. Владыкин Н.В. Петрология и вещественный состав мезозойских редкометалльных щелочных комплексов Южной Гоби (Монголия) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), 545—568 с.
7. Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., К оценке условий образования редкоземельных карбонатитов Западного Забайкалья Геология и Геофизика. 2004. Т.45. № 4. 492-500 с.
8. Никифоров А.В., Болонин А.В., Покровский Б.Г., Сугоракова А.М., Чугаев А.В., Лыхин Д.А. Геохимия изотопов (O, C, S, Sr) и Rb-Sr возраст карбонатитов Центральной Тувы // Геология рудных месторождений. – 2006. Т. 48. - № 4. – С. 296-319.
9. Никифоров А.В., Болонин А.В., Сугоракова А.М., Попов В.А., Лыхин Д.А. Карбонатиты Центральной Тувы: геологическое строение, минеральный и химический состав // Геология рудных месторождений. – 2005. Т.47. - №4. – С.360-382.
10. Никифоров А.В., Ярмолюк В.В. Позднемезозойская Центрально-Азиатская карбонатитовая провинция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. - Иркутск, 2004. – Т. 2. – С. 47-49.
11. Онтоев Д.О. Геология комплексных редкоземельных месторождений. М.: Недра, 1984. - С. 59-78.
12. Прокопьев И.Р. Геологические и физико-химические условия образования Fe-F-REE карбонатитов центральной Тувы// Дис. ... канд. геол. – мин. наук, 2014, 152 с.
13. Прокопьев И.Р., Боровиков А.А., Павлова Г.Г., Борисенко А.С. Роль хлоридно-карбонатных расплавов в формировании сидеритовых карбонатитов Fe-F-REE месторождения Карасуг (Республика Тува, Россия) // Доклады академии наук. - 2014. – Т.455. - №5. – С.572-575.
14. Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья//Петрология. 2009. Т.17. № 1. 79-96 с.
15. Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. – 224 с.
16. Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатиты в Монголии. М.: Наука, 1983. 276 с.
17. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская—кайнозойская вулканическая провинция Центральной—Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67
18. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Moore K.R. Genesis of the Khaluta alkaline-basic Ba-Sr carbonatite complex (West Transbaikala, Russia)//Mineralogy and Petrology. – 2010. - V.98. - P.245–268.
19. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Viladkar S.G., Vladykin N.V. The Arshan REE carbonatites, southwestern Transbaikalia: mineralogy, paragenesis and evolution//Canadian Mineralogist. – 2008. - V.46. - P.807- 823.
20. Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V. Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // Gondwana Research Vol. 69 (2019) P. 56–72
21. Nikolenko A.M., Redina A.A., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ragozin A.L. (2018). The origin of magnetite-apatite rocks of Mushgai-Khudag Complex, South Mongolia: constraints from mineral chemistry and studies of melt and fluid inclusions // Lithos. Vol. 320–321, November 2018, P. 567-582.
22. Prokopyev, I. R., Borisenko, A. S., Borovikov, A. A., & Pavlova, G. G., 2016. Origin of REE rich ferrocarnatites in southern Siberia (Russia): implications based on melt and fluid inclusions. Mineralogy and Petrology, 110(6), 845-859.
23. Redina, A.A., Prokopyev I.R. Fluid inclusion study of fluorites from the Mushugai-Khuduk carbonatite complex (Southern Mongolia) // XXIV Biennial conference – European Current Research on Fluid inclusions, 23-29 June 2017, Nancy (France)
24. Sal'nikova EB, Yakovleva SZ, Kotov AB, Anisimova IV, Plotkina YV, Nikiforov AV, Yarmolyuk VV, Sugorakova AM (2010) Bastnaesite: a promising U-Pb geochronological tool. Dokl Earth Sci 430:134–136
25. Vladykin N.V. Formation and genesis of super large carbonatite deposits of rare-earth elements // Geochemistry of magmatic rocks - 2010 / Abstracts of XXVII International conference School «Geochemistry of Alkaline rocks». – Moscow - Koktebel'. 2010. – P. 218.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

© М.О. Рампилов, Г.С. Рипп, И.А. Избродин, А.А. Савченко, Е.И. Ласточкин
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, rampilov@ginst.ru

Вольфрамовые месторождения Восточной Сибири изучались многими исследователями. К настоящему времени недостаточно изученными остались источники их вещества и флюидов. Предлагаемое исследование имело целью решение проблемы источников вещества и флюидов вольфрамовых месторождений путем привлечения изотопных методов исследований. В задачи, способствующие достижению цели, входил анализ изотопных составов стабильных и радиогенных изотопов и интерпретация их генетической природы.

Проведены изотопные исследования минеральных парагенезисов начальных, продуктивных и завершающих стадий образования месторождений. Изучены молибден-вольфрамовые (Джидинский рудный узел, Булуктаевское), вольфрамитовые (Бом Горхон, Антонова Гора, Спокойнинское и др.), флюорит-кварц-шеелитовые (Ангокит), кварц-шеелитовые (Скалистое, Казачья Поляна), шеелитоносные золото-кварцевые жилы (Ирокинда).

По изотопному составу сульфидной серы среди вольфрамовых месторождений выделяется две группы. В одной из них сера ложится в границы мантийного источника, нередко имеет отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$. В некоторых месторождениях (Бом-Горхон, Байба) сера изотопно несколько тяжелее. В группе кварц-шеелитовых месторождений сера изотопно утяжелена и близка к значениям в породах континентальной коры.

В изученных месторождениях величины $\delta^{18}\text{O}$ укладываются в интервал значений от вольфрамита-шеелита до кварца. В этих границах по степени обогащения тяжелым изотопом расположены апатит, берилл, калиевый полевой шпат, слюды, триплит, гельвин, и карбонаты, хлорит. Сопоставление составов кислорода в минералах молибденового и вольфрамового этапов молибден-вольфрамовых месторождений показало на отчетливое обогащение тяжелым изотопом кислорода минералов вольфрамового этапа. На Булуктаевском месторождении величина $\delta^{18}\text{O}$ в кварце молибденоносных прожилков равна 7.4 ‰, в вольфрамитовых – 8.6 ‰. В молибденитовых рудах Джидинского месторождения эти значения имеют величины соответственно 5.9 и 8.1 ‰. Анализ состава кислорода в минералах молибденового и вольфрамового этапов на месторождениях показал на отчетливое обогащение тяжелым изотопом кварца, мусковита калиевого полевого шпата вольфрамового этапа. Кварц и вольфрамовые минералы по составу кислорода концентрируются в четыре группы. Наиболее легкий кислород (в основном ниже 10 ‰) характерен для кварца и вольфрамитов молибден-вольфрамовых месторождений (Джидинское, Булуктаевское, Нырокское), близкие к ним значения имеют месторождения Бом Горхон и Букука. Изотопно тяжелее кислород на вольфрамитовых месторождениях Байба, Шерловая гора, Антонова Гора, а наиболее тяжелый – в кварц-шеелитовых проявлениях и золото-шеелитовом месторождении.

В минералах рудного этапа наибольшие значения $\delta^{18}\text{O}$ у кварца, меньше они в слюдах и калиевом полевоом шпате, а наименьшие – в вольфрамите, триплите, шеелите и апатите. Различия $\delta^{18}\text{O}$ сосуществующих кварца и вольфрамита варьируют в интервале 8.0-9.6 ‰, в паре кварц-полевой шпат Холтосонского месторождения варьирует в пределах 1.2-2.3 ‰.

Дистанцирован состав кислорода слюд молибден-вольфрамовых и вольфрамитовых месторождений. Соотношения составов кислорода в вольфрамитах, кварце и слюдах согласуются с известной последовательностью равновесного фракционирования.

Изотопное изучение карбонатов проведено на трех месторождениях. Составы кислорода и углерода их на Джидинском (Холтосонском) и Булуктаевском месторождениях ложатся в поле PIS, типоморфное для мантийной углекислоты. При этом родохрозит, образовавшийся раньше анкерита, имеет более легкий углерод по сравнению с последним. Легкий кислород и углерод установлены в кальците, выделившимся на завершающем этапе рудообразования. Кальцит Ангокитского месторождения имеет типично коровые значения кислорода (20.3 ‰) и углерода (-2.4 ‰), обусловленные контаминацией вмещающими осадочными карбонатными породами.

Контрастно отличается кислород шеелитов из вольфрамитовых и кварц-шеелитовых месторождений. В первых шеелит является вторичным и образовался по вольфрамиту, унаследовал изотопно легкий кислород. Существенно более тяжелый состав кислорода в шеелитовых месторождениях, а наиболее тяжелый обнаружен на Ирокиндинском золото-шеелитовом месторождении. В грейзенах он близок к составу магматического источника. Для месторождений

Джидинского рудного поля это подтверждается составом водорода из гидроксильной воды мусковита ($\delta D = -84.8$ и -83.3%).

Значения температур, полученные по изотопно-кислородному геотермометру в паре вольфрамит-кварц в большинстве своем совпали ($277-380^\circ\text{C}$) с результатами термобарогеохимического изучения газожидких включений. При этом температуры, рассчитанные по паре кварц-калишпат и из грейзенового парагенезиса (мусковит-берил-калишпат) Холтосонского месторождения, заметно выше ($297-391^\circ\text{C}$) и подтверждают их более раннее образование.

Изотопный состав водорода. Большая часть значений δD изученных месторождений характеризуются деплетированностью дейтерием, свидетельствующей об участии в процессах минералообразования воды метеорного источника. Определения состава водорода, выполненные на Спокойнинском месторождении [1], также характеризуются деплетированностью дейтерием. И только кристаллизационная вода в слюдах из грейзенов Холтосонского и Первомайского месторождений, фиксирующих начальную стадию рудообразования, лежит в границах мантийного источника. ($-78.8 \dots -84.8 \%$ δD).

Ассоциация вольфрамового оруденения с гранитами определила распространенность тезиса о существенно коровом источнике его вещества. Это касается магматических пород и рудоносных флюидов. Появление изотопных методов исследований скорректировало эту проблему, что отчетливо зафиксировано в многочисленных зарубежных публикациях включая вольфрамовые и молибденовые месторождения.

Магматические породы, с которыми ассоциируют вольфрамовые руды, изучены на Джидинском месторождении. Гранит-порфиры Первомайского массива, предваряющие молибденовое оруденение и дайки меланократовых сиенитов, предшествовавшие формированию вольфрамовых руд, характеризуются обогащенностью легким изотопом кислорода (соответственно около 5 и 4 $\%$ $\delta^{18}\text{O}$), пониженными первичными изотопными отношениями стронция ($\text{Sr}_0 - 0.704 - 0.705$) и значениями ϵNd . (0.9 - -1.1), лежащими на тренд эволюции мантийного источника. В гранитоидных массивах Западного Забайкалья [3,4] значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в основном в интервале 10-14 $\%$. Изотопная облегченность кислорода установлена в гранитах, сопровождающихся молибденовым и вольфрамовым оруденением – Харитоновском (Wickham et al., 1996), Первомайском (3.8-6.7 $\%$), Жарчихинском (6.2-6.5 $\%$), Тамирском (3.8-5.8 $\%$) участках. Облегчение могло быть обусловлено изменением гранитов на постмагматическом этапе в результате воздействия флюидов с участием воды метеорного происхождения.

Изотопные данные, полученные для постмагматических образований вольфрамовых месторождений свидетельствует об участии в разных соотношениях как мантийного, так и корового компонентов. Низкие первичные изотопные стронциевые отношения и положительные значения ϵNd в породах и минералах Джидинского рудного поля предполагают вместе с калием, фтором, углекислотой поступление из мантийного резервуара. По данным изотопного состава серы [2] среди молибденовых и вольфрамовых месторождений установлено две группы. У одной из них она имеет значения с вариацией от +5 до 13 $\%$ $\delta^{34}\text{S}$, у другой – близка к метеоритному стандарту. К последним относятся наиболее крупные месторождения (Булуктаевское, Мало-Ойногорское, Ореkitканское, Бом-Горхонское, Джидинское), сопровождающиеся повышенными концентрациями сульфидных минералов и флюорита.

Проведенные изотопные исследования свидетельствуют о существенном различии источников вещества позднепалеозойских и мезозойских вольфрамсодержащих месторождений. В образовании объектов мезозойского этапа, формировавшихся в рифтогенных обстановках, отчетливо фиксируется участие мантийный источника флюидов. Для позднепалеозойского этапа, сопровождавшегося образованием существенно шеелитовых проявлений, распространенного на площадях развития Ангаро-Витимского батолита, характерно преобладание существенно корового источника вещества и флюидов.

Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ 17-05-00129 и Президента РФ (МК-1014.2019.5).

1. Матвеева С.С., Спасенных М.Ю., Сушевская Т.М., Бочков А.Ю., Игнетье А.В., Геохимическая модель формирования Спокойнинского вольфрамового месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) //Геология рудных месторождений, 2002. Т. 44. № 2, С. 125-147.

2. Рипп Г.С. (1984) Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях. Изд-во Наука, 192 с.

3. Litvinovsky V.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and

alkaline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 845–874.

4. Wickham S.M., Alberts A.D., Zanzvilevich A.N., Litvinovsky B.A., Bindeman J.N. and Schanble E.A. (1996) A stable Isotope Study of Anorogenic Magmatism in East Central Asia. *Petrology* 37(5), 1063-1095.

О ХАРАКТЕРЕ СВЯЗИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЖАРЧИХИНСКОГО МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© А.А. Савченко, Г.С. Рипп

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, savchenko.alena.alex@rambler.ru, ripp@ginst.ru

Месторождение Жарчиха и расположенные вблизи него проявления Надеено, Колобки, Шалоты находятся в границах бериллиеносной и карбонатитовой провинции, Центрально-Азиатского флюоритоносного пояса (рис.1) [1-4]. Присутствие алюмофторидной и бериллиевой минеральных парагенезисов исследователями были отнесены к стадиям формирования молибденового этапа. На месторождении обнаружены также жилы флюоритосодержащих карбонатитов. Это предопределило проведение специализированных исследований по установлению формационной принадлежности выявленных минеральных парагенезисов и их связи с молибденовым оруденением, источников вещества и флюидов.

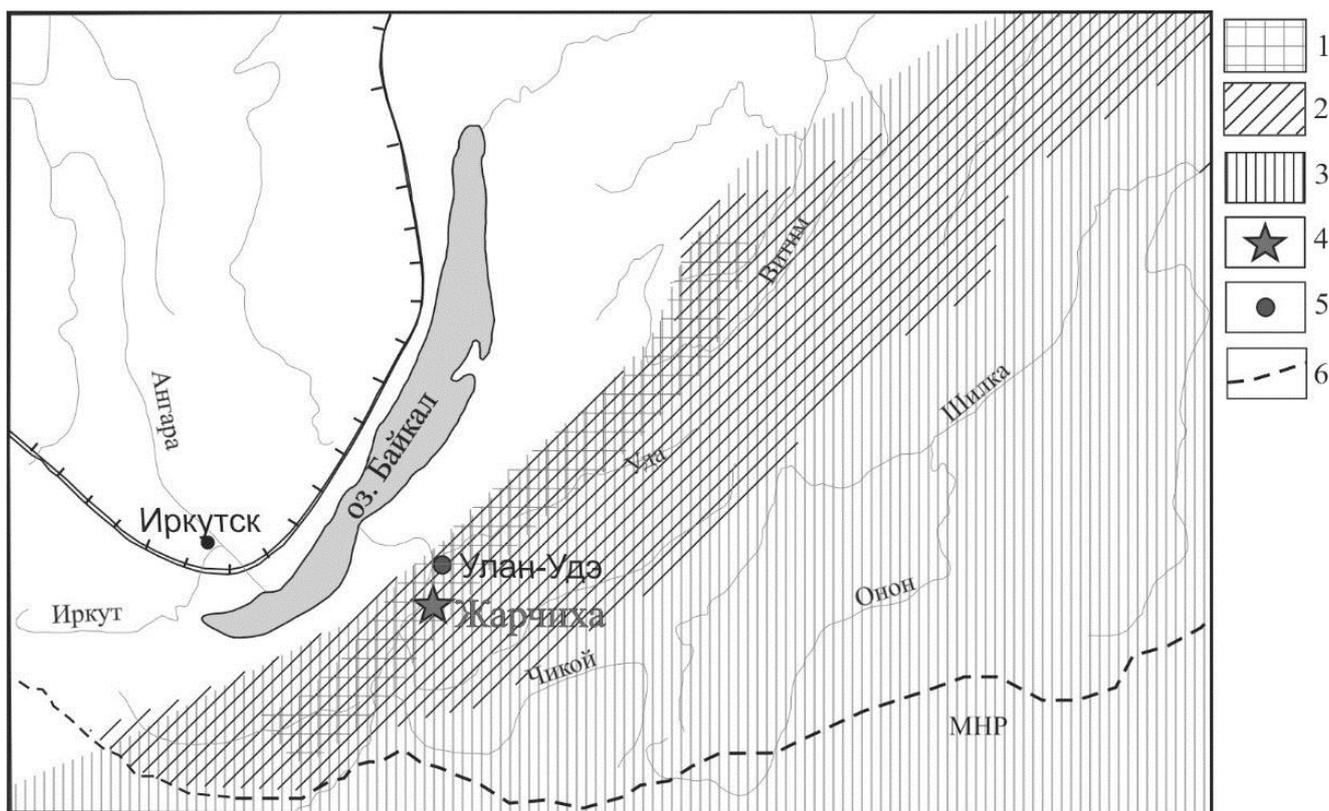


Рис. 1. Схематическая карта расположения месторождения Жарчиха относительно бериллиеносной и карбонатитовой провинции, Центрально-Азиатского флюоритоносного пояса. 1 – карбонатитовая провинция, 2 – бериллиеносная провинция, 3 – Центрально-Азиатский флюоритоносный пояс, 4 – месторождение Жарчиха, 5 – город, 6 – государственная граница.

На месторождении в дорудный этап образовались гранитные пегматиты, кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы. Рудный этап сопровождался выделением молибденитовых, кварц-молибденитовых прожилков в ассоциации с убогой вкрапленностью пирита и флюорита. Позднее сформировались фтор-бериллиевая и алюмофторидная минерализация с сульфидами железа, свинца и цинка. Кварцевые прожилки с анатазом, арфедсонитом, эгирином и биотитом образовались после молибденитовых. Щелочная их специализация предполагает их связь с алюмофторидным парагенезисом. К наиболее поздним мы относим образование карбонатитов.

Имеющиеся геохронологические данные позволяют относительно корректно выделить три этапа формирования минеральных парагенезисов – молибденовый (279 млн. лет), фтор-бериллиевый (200-240 млн. лет) и карбонатитовый (205 млн. лет).

Молибденовая минерализация слагает рассеянную вкрапленность, ступки агрегатных скоплений и прожилки молибденитового, кварц-молибденитового состава в интенсивно дробленных породах.

Среди минералов алюмофторидного этапа наиболее распространены прозопит, ральстонит, диксит-каолинит, сидерит. Они обычно приурочены к осевой части прожилков, где выполняют интерстиции между зернами кварца и друзовые полости. В меньших количествах присутствуют геарксутит, барит, кальцит, флюорит, жарчихит.

Флюорит-кварц-полевошпатовые прожилки с бериллийсодержащими минералами представленные фенакитом и бертрандитом встречаются в гранитах и сиенитах периферических частей месторождения.

Карбонатиты установлены в виде развалов обломков жильного тела мощностью около 0,5 м. Они дистанцированы от молибденовых руд. Кроме кальцита, в них установлены флюорит, калиевый полевой шпат, апатит, монацит, рутил, бадделеит, циркон, алюиноселадонит. Порода претерпела перекристаллизацию с образованием по трещинкам вторичного крупнокристаллического кальцита. Участками в породе фиксируется наложенное окварцевание.

Для оценки источников вещества и флюида минеральных ассоциаций, кроме проведенных ранее анализов стабильных изотопов, изучены составы радиогенных изотопов и составы РЗЭ.

В таблице приведены результаты изучения Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем трех ассоциаций Жарчихинского месторождения. Величина ϵ_{Nd} с отрицательным значением и первичное изотопное Sr отношения (0,707) фиксируют коровую природу бериллиевой минерализации и близость к значениям руд Ермаковского фтор-бериллиевого месторождения. В карбонатных породах установлены низкие значения первичных стронциевых отношений (0,706) и положительные величины ϵ_{Nd} . Они указывают на мантийный их источник и свидетельствуют о принадлежности к карбонатитам. Высокие стронциевые отношения (0,708) и отрицательные величины ϵ_{Nd} в образованиях алюмофторидного этапа указывают на коровую природу этой минерализации.

Таблица. Результаты анализа Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем

Этапы минералообразования	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	+/-2s	$\epsilon_{Nd}(T)$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	+/-2s	I (Sr)
F-Be минерализация	0,1197	0,512336	4	-3,63	7,7860	0,732443	6	0,706972
Al-F минерализация	0,2493	0,512519	4	-3,33	0,0404	0,708266	6	0,70818
Карбонатит	0,1833	0,512681	2	1,19	2,1503	0,712795	9	0,706526
Карбонатит	0,2325	0,512801	8	2,24	1,8347	0,71181	6	0,706461

Графики нормированных редкоземельных элементов (рис. 2) отчетливо фиксируют различную формационную принадлежность источников описываемых ассоциаций. Их совмещенность в пределах одного рудного поля обусловлена приуроченностью к провинциям специализированным на фтор-бериллиевое оруденение и карбонатиты.

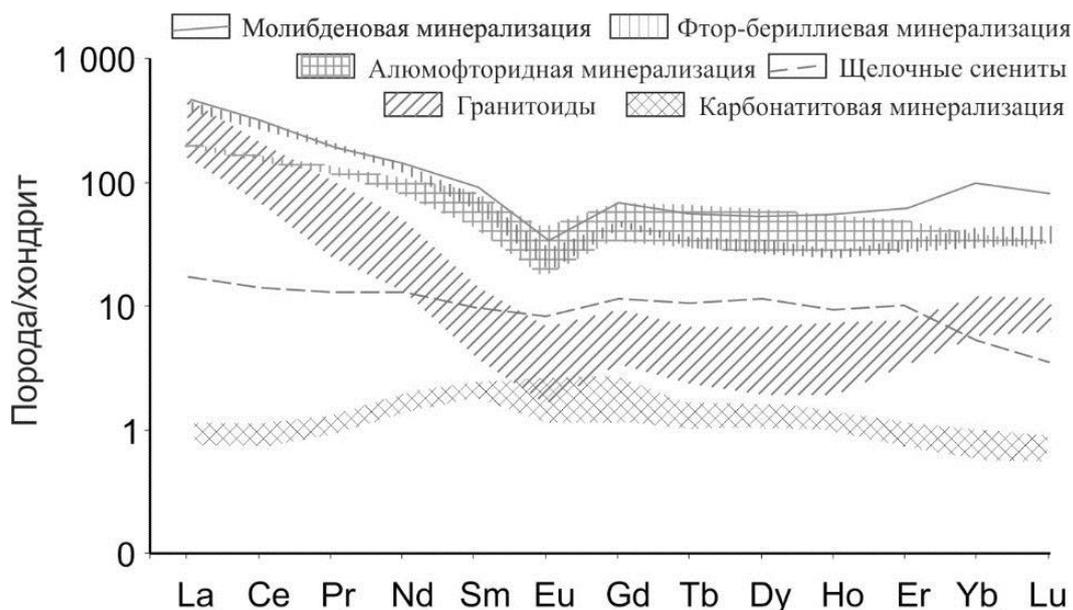


Рис 2. Диаграмма нормированных [5] содержаний РЗЭ в полиформационных минеральных ассоциаций.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ 17-05-00129_ а, гранта Президента Российской Федерации МК-1014.2019.5

1. Батурина Е.Е., Рипп Г. С. Молибденовые и вольфрамовые месторождения Западного Забайкалья (основные черты металлогении и геохимии). Москва. Наука. 1984. 152 с.
2. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России. Москва. ГЕОС. 2011. 354 с.
3. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источник вещества. Москва. Геос. 2015. 256 с.
4. Рампилов М.О. Рипп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Посохов В.Ф. Проблема источников флюидов Оротского бериллиевого месторождения (Западное Забайкалье) Известия Сибирского отделения. Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 1. С. 42–51.
5. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth. Chemical Geology. 1995. Vol.120, P. 228

МИГРАЦИЯ ФЛЮИДОВ, РАСЧЕТНАЯ И АНАЛОГОВАЯ МОДЕЛЬ

© Г.Д. Санжиев

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, sandorzik@mail.ru

На основе концептуальной, расчетной и аналоговых моделей в работе рассмотрены проблемы поступления мантийных флюидов в земную кору. Предложен новый механизм этого процесса - восходящая миграция трещинных полостей с флюидом за счет возникновения избыточного давления и гидроразрыва в их головной части.

Ключевые слова: мантийный флюид, трещинные полости, избыточное давление, флюидоразрыв, пластическое состояние, миграция флюидов.

Известно, что в вулканических областях мантийные флюиды поступают на поверхность с магмой в растворенном виде и при декомпрессии отделяются от нее в газовую фазу, а для образования самой магмы необходимо присутствие водного флюида. Имеются достоверные сведения появления мантийных флюидов в пределах верхней коры и на поверхности в рифтовых зонах [1].

Хотя большинство исследователей признают наличие потоков мантийных флюидов к поверхности, но конкретных и достоверных механизмов их поступления до сих пор не предложено. Можно считать, что сегодня механизм, объясняющий поступление интрателлурических (трансмантийных) флюидов из глубин Земли к областям выплавления магмы и в верхнюю кору, разработан еще недостаточно.

Нами был предложен механизм миграции флюидов в виде замкнутых трещинных полостей реализующийся в условиях пластичности окружающей среды (мантии) [2]. Движение осуществляется за счет сжатия стенок нижней части полости литостатическим давлением, а флюид, в силу его меньшей плотности, передает давление в «голову» трещины, где возникает избыточное давление флюида (ИДФ), пропорциональное вертикальному размеру системы и разности плотностей флюида и породы (рис. 1а). Рассчитанные векторы флюидного и литостатического давления на стенку полости показаны на (рис. 1б). При достаточной вертикальной протяженности и разнице плотностей флюида и вмещающей пластичной среды ИДФ становится выше прочности породы и происходит «флюидоразрыв» в голове и, в силу постоянства объема, – схлопывание хвостовой части полости.

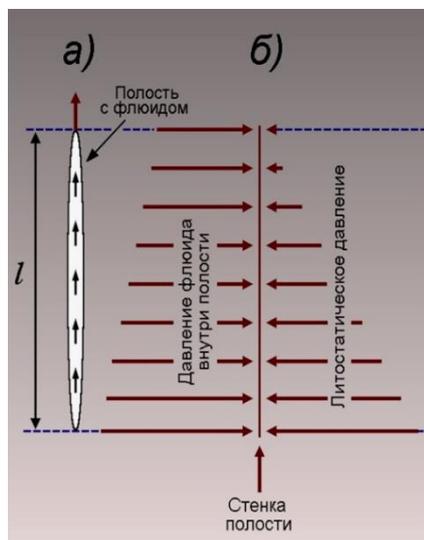


Рис. 1. Механизм возникновения избыточного давления в замкнутой трещинной полости в условиях пластических деформаций. (а) – вертикальная полость с флюидом: стрелками показан переток флюида внутри полости и гидроразрыв в голове трещины; l – высота полости. (б) – векторы гидростатического давления флюида, действующего изнутри, и литостатического давления, действующего снаружи на стенку полости.

Для подтверждения принципиальной возможности миграции трещинных полостей, содержащих флюид, авторами была разработана опытная установка и проведены аналоговые эксперименты (рис. 2), а также рассмотрены результаты наших экспериментов по тензометрии упруго пластичных деформаций модельной среды.

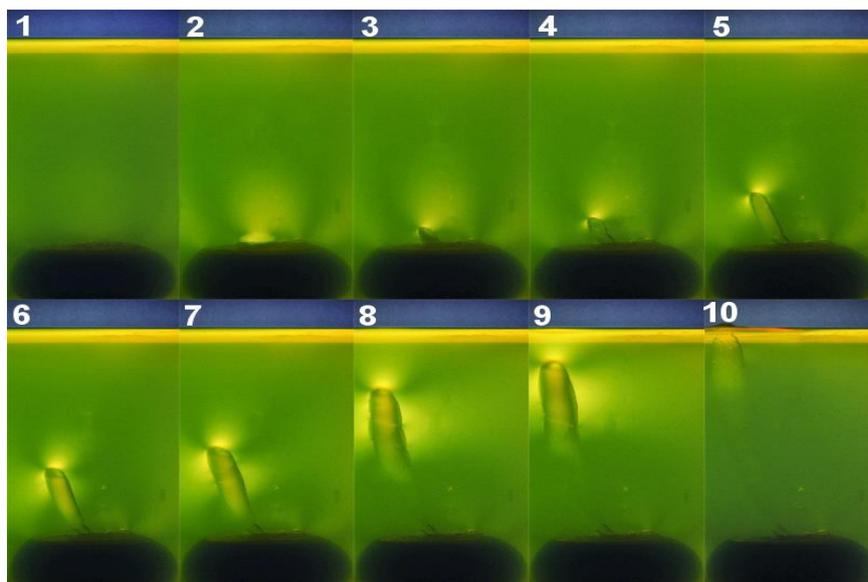


Рис. 2. Результаты эксперимента по прохождению флюидной полости из расплавленной матрицы через твердую среду.

1. Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН, 2005, Т. 404, № 3. – С. 380–384.

2. Жатнуев Н.С., Васильев В.И., Санжиев Г.Д. Восходящая миграция флюидов в мантии. Концептуальная, расчетная и аналоговая модели // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 24–30.

3. Поляк Б.Г. Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журнал наук о Земле, 2000, Т. 2, №2. – С. 109–136.

АНАЛИЗ ГРУППИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО БАЙКАЛА

© Д.П.-Д. Санжиева^{1,2}, Ц.А. Тубанов^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, sanzhieva@ginst.ru

²Бурятский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Улан-Удэ, Россия, geos@ginst.ru

Район Центрального Байкала (105.5°–109.2° в.д. и 51.5°–53.7° с.ш.) относится к одной из сейсмически активных областей России – Байкальской рифтовой системе (БРС), и характеризуется довольно высокой плотностью микро- и слабых землетрясений (с энергетическим классом <8) и наличием эпицентров сильных землетрясений с $K_p > 13$. [6] Локальная сеть, начавшая свою работу в 1996 году и охватывающая район исследования, [5] регистрирует более полутора тысяч землетрясений ежегодно начиная с 4,5 энергетического класса. Таких показателей регистрации удалось достичь после перевода всех станций сети на непрерывную запись и установки цифровой аппаратуры к 2003 году. На данный момент в состав локальной сети входит 10 станций. [2]

Исследуемая зона нами была условно разделена на две зоны – «среднебайкальская» и «ольхоно-святоноская». Такое разделение обусловлено как территориальным делением, так и различиями в характере сейсмичности. Линейные, вытянутые вдоль оз. Байкал пространственные группы эпицентров в среднебайкальской зоне (северная часть южнобайкальской впадины), более рассеянный характер эпицентрального поля с изометричными скоплениями очагов землетрясений в ольхоно-святоносской зоне (южная окраина северобайкальской впадины) [3]. Границы раздела между зонами достаточно условны, но приурочены к слабоактивным участкам. Наибольшее число землетрясений регистрируется в зимний период, исключения составляют весна 2008г и лето 2011г, что объясняется афтершоковыми активизациями, связанными с Максимихинским (20.05.2008г $K=14,3$) и Туркинским землетрясениями (16.07.2011г $K=14,5$).

Кроме пространственного распределения эпицентров, также можно выделить и пространственно-временные группы землетрясений разного характера. Их можно классифицировать: а) по скорости протекания процесса - медленно- и быстропротекающие – по количеству землетрясений, произошедших за сутки [4]; б) по количеству землетрясений в группе – дуплеты, триплеты и мультиплеты; в) по энергии землетрясений – роевые, в которых все землетрясения имеют примерно одинаковую энергию, форшоковые, когда одному-двум сильным землетрясениям предшествует рой более слабых землетрясений, отличающихся от основного толчка более чем на 1-2 класса, а также афтершоковые группы, когда рой более слабых землетрясений следует после сильного землетрясения.

Положение сейсмических групп соотносится с областями наиболее плотного расположения эпицентров землетрясений. В ольхоно-святоносской зоне за 2001-2013 гг было выделено 80 групп землетрясений, не считая дуплетов. 68 групп включает до 20 событий, 7 групп – 21-50 событий, 3 группы до 100 событий и 2 группы свыше 200 событий. Группы относительно изометричны. Наиболее многочисленные группы (свыше 200 событий) – это афтершоковые активизации после Максимихинского и Туркинского землетрясения (рис. 1). Примечательно, что ни до, ни после Туркинской афтершоковой активизации (группа 68 на рис. 1) на данной территории групп выделено не было. За этот же промежуток времени в среднебайкальской зоне выделено 43 группы.

Доля событий, вошедших в выделенные кластеры составляет 14,3% (3000 против 20911) от всего количества землетрясений и, по нашему мнению, представляет сосредоточенную сейсмичность [1]

Сильные землетрясения за короткие периоды (до одного года) распределяются в пространстве случайным образом, что характерно для рассеянной сейсмичности. В то же время за многолетний период, концентрируясь в протяженные очаговые области, они могут отражать сосредоточенную сейсмичность. Слабые землетрясения имеют тенденцию к группированию, образованию роев в ограниченных областях, при этом рассеиваясь по всей исследуемой площади. В целом, полученные данные свидетельствуют разномасштабном характере сосредоточенной и рассеянной сейсмичности.

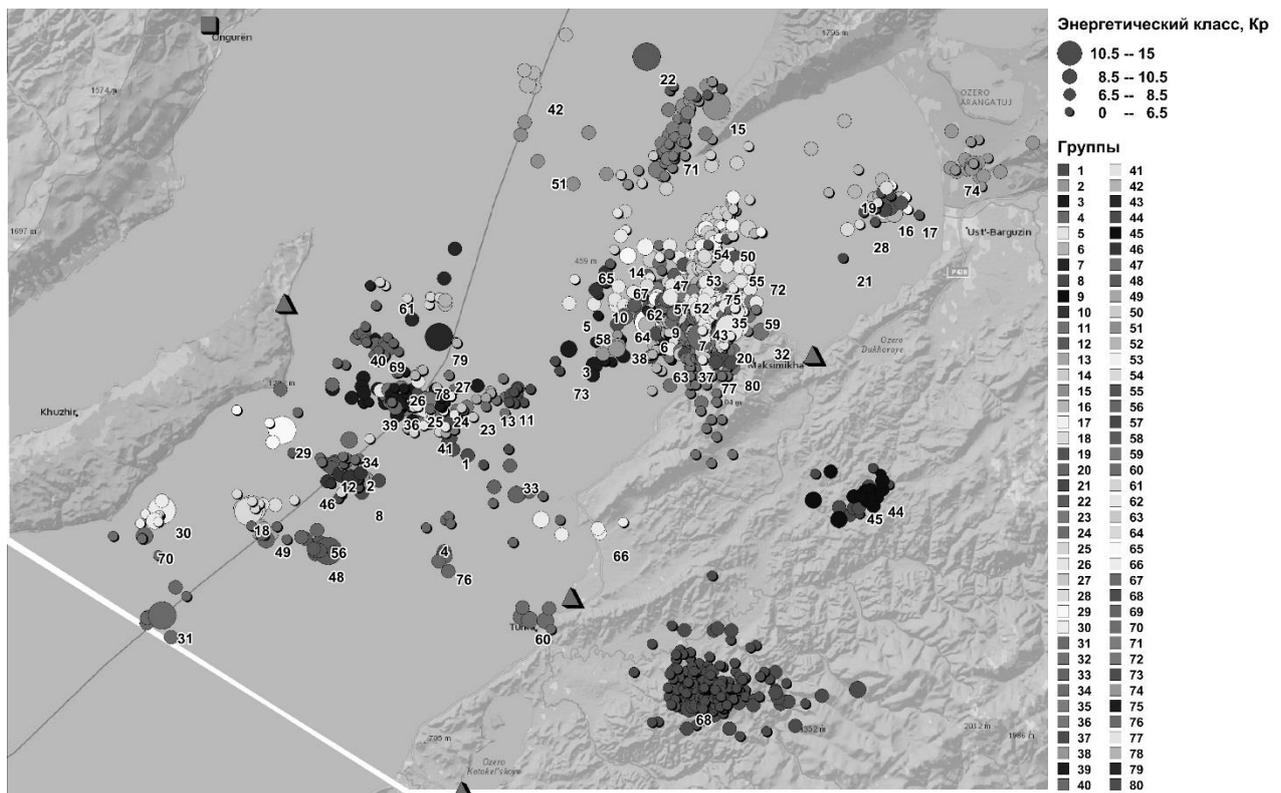


Рисунок 1. Группы землетрясений за 2001-2013гг в ольхоно-святоносской зоне.

Работа выполнена в рамках темы НИР ПФНИ ГАН IX.136.1.2. Исследование факторов, определяющих закономерности развития сейсмического процесса и сейсмическую опасность Прибайкалья Гос номер АААА-А16-116121550016-3

1. Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. Москва. Академкнига. 2003. 375 с.
2. Масальский О.К., Гилёва Н.А., Хамидулина О.А., Тубанов Ц.А. Результаты сейсмического мониторинга различных регионов России. Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения России в 2017 году. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2019. – С. 41-47.
3. Санжиева Д.П.-Д., Тубанов Ц.А. Пространственно-временная характеристика сейсмичности центральной части Байкальского рифта. Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике: Материалы IV Всероссийской молодежной научной конференции, Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН. 2017. С. 181-183. https://elibrary.ru/download/elibrary_32765887_30972573.pdf
4. Тубанов Ц.А., Санжиева Д. П.-Д. Особенности сейсмичности Байкала по данным локальной сети наблюдений. Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы III Всероссийского совещания и II Всероссийской молодежной школы по современной геодинамике, Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2016. С. 202–203.
5. Цыдыпова Л.Р., Тубанов Ц.А., Предеин П.А, Санжиева Д.П.-Д. Селенгинская сеть сейсмологических и вибросейсмических наблюдений. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой международной сейсмологической школы, Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 342–345.
6. Radziminovich N.A., Gileva N.A., Melnikova V.I., Ochkovskaya M.G. Seismicity of the Baikal rift system from regional network observations. – Journal of Asian Earth Sciences, 2013, vol. 62. P. 146–161.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ И Sr -ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

© М.С. Скрипников, Л.И. Ветлужских

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, m1skr@ya.ru

В состав Саяно-Байкальской горной области (СБГО) входят Восточные Саяны, Южное, Восточное и Западное Прибайкалье, Северо-Байкальское и Патомское нагорья, Олекмо-Витимская горная страна и Витимское плоскогорье. Наиболее представительные разрезы кембрия расположены в Бирамьино-Янгудской, Удино-Витимской, Окино-Китойской и Джидинской структурно-формационных зонах [10]. В основу данной работы легли материалы, полученные в результате изучения разрезов олдындинской, курбинской, и хохюртовской свит, в составе которых выделяются карбонатные отложения, содержащие многочисленные остатки археоциат и другой кембрийской фауны.

Для олдындинской свиты характерно наличие крупного комплекса археоциат атдабанского-ботомского ярусов. Значительный вклад в изучение фауны археоциат СБГО внес М. М. Язмир в шестидесятые годы прошлого столетия [11]. В дальнейшем при ревизии палеонтологического материала и изучении новых шлифов авторами были обнаружены виды археоциат, не указанные ранее – *Neoloculicyathus ex gr. Tolli*, *Protopharetra grandicaveata* Vologdin [8]. Также были описаны криврициаты – проблематичная группа организмов, которая ранее считалась личиночной формой археоциат. Они представлены одностенными формами с простой морфологией *Dubius*, *Ramifer*, реже двустенными *Akademiophyllum*, *Dolichocyathus*, *Leibaella*, *Lomaticyathus*, *Striatocyathus* [9].

В разрезах курбинской свиты по р. Ямбуй были собраны: *Coscinocyathus* sp., *Coscinocyathus dianthus* Bornemann., *Archaeolynthus sibiricus* Toll, *Archaeolynthus polaris* Vologdin., *Fransuasaecyathus cf. subtumulatus* Zhuravleva., *Ajacycyathus* sp., *Cambrocyathellus ex. gr. polyseptatus* Vologdin., *Tumulocyathus* sp., *Capsulocyathus callosus* Vologdin [3].

Для хохюртовской свиты, отличающейся очень сложным фациальным составом и объединяющей вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, характерно наличие таких форм археоциат как *Coscinocyathus* sp., *Archaeocyathus* sp., *Rhabdocyathus* sp. *Archaeocyathus acutus* Bornemann., *Archaeocyathus amplus* Vologdin., *Cyclocyathus* sp., *Sibirecyathus* sp., *Bicyathus* sp., *Protopharetra laxa* Bornemann., *Labyrinthomorpha* sp., *Ethmophyllum karagani* Vologdin., *Ajacycyathus* sp., *Ethmophyllum obrutschevi* Vologdin [1].

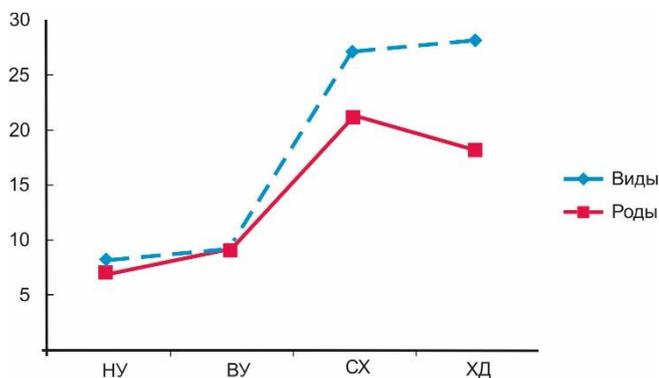


Рис. 1. Изменение родового и видового разнообразия археоциат Саяно-Байкальской горной области. Горизонты: НУ-нижнеульдзуйтуйсуй, ВУ-верхнеульдзуйтуйский, СХ-сухореченский, ХД-хулудинский (по Язмиру, 1968).

Наиболее широкое таксономическое разнообразие археоциат характерно для Удино-Витимской зоны, в меньшей степени – Окино-Китойской, Джидинской и Бирамьино-Янгудской зон. На территории СБГО и Западного Забайкалья археоциаты появляются в атдабанское время, достигают своего расцвета в конце атдабана – начале ботомы и исчезают в тойонское время. Таким образом, возможно проследить влияние среднеботомского кризиса, широко проявившегося в кембрии, в частности на Сибирской платформе. В раннеботомское время разнообразие археоциат продолжало увеличиваться и достигло своего максимума. На территории рассматриваемого региона количество родов археоциат возросло с 33 до 61, но в ботомское время резко сокращается до 29, в тойонское – до 12. В этот период появился лишь один новый род – *Pluralicyathus* (=Erbocyathus). На

Сибирской платформе этому этапу соответствуют положительные аномалии $\delta^{13}\text{C}$ [6].

В 1966 г. в известняках курбинской свиты Э.П. Перинова обнаружила примитивные хиолиты *Hyolithellus* sp., *Torelella* sp. (определения М.М. Язмира), близкие к таковым из суннагинского и устькундатского горизонтов Сибирской платформы и Алтае-Саянской горной области. В настоящее время указанные роды относят к хиолитотельминтам двух семейств, выделяемых в составе отряда *Hyolithelminthida* Fisher с учетом формы поперечного сечения раковин и других морфологических различий: *Hyolithellidae* Walcott и *Torelellidae* Holm. Позднее в результате изучения палеонтологических шлифов и препаратов, полученных при химическом препарировании известняков курбинской свиты в 2-3%-ном растворе муравьиной кислоты, автором были обнаружены и описаны хиолиты [8].

Метод стронциевой изотопной (хемо-) стратиграфии (SIS) для карбонатных пород основывается на изучение вековых вариаций изотопного состава Sr в воде палеоокеанов. Причиной возникновения этих вариаций были значительные тектонические перестройки в земной коре и верхней мантии. Изотопный состав стронция при круговороте в гидросфере зависит от отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах, которые взаимодействуют с водой на поверхности Земли. Таким образом, осадочные карбонаты и эвапориты во всех регионах мира сохранили память об изменении изотопного состава Sr в океанах и на континентах в протерозое и фанерозое [5]. Наиболее сложной задачей, стоящей на пути такого обоснования, является отбор образцов, способных адекватно отражать первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в момент осадконакопления. В случае докембрийских карбонатных пород, наилучшим образом информацию об изотопном составе Sr в среде седиментации сохраняют известняки с отношениями $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 5$ и $\text{Mg}/\text{Ca} < 0.024$ [4].

В результате работ по ГДП-200/2, ГКК1000/3 нового поколения (ГФУП «Бурятгеоцентр») и исследований, проводимых сотрудниками лаборатории геодинамики ГИН СО РАН (Улан-Удэ) и ГИН РАН (Москва), были получены принципиально новые данные о возрасте и составе стратиграфических подразделений ряда структурно-формационных зон центральной и северо-восточной частей Западного Забайкалья. В геологических комплексах, традиционно считавшихся венд-кембрийскими, было установлено широкое развитие осадочных и вулканогенно-осадочных стратифицированных образований верхнего девона - нижнего карбона [7]. Эти новые данные требуют более детального уточнения возраста осадочных образований Саяно-Байкальской горной области. И здесь, помимо палеонтологической характеристики, находит свое применение метод Sr-изотопной хеомстратиграфии, в основе которого лежат знания о вариациях изотопного состава Sr в морской воде геологического прошлого [4, 5].

Изотопный состав Sr в карбонатных породах олдындинской, курбинской и хохюртовской свит был изучен в ИГГД РАН (чл.-к. РАН Кузнецов А.Б., г.Санкт-Петербург). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках олдындинской свиты (0.7083-0.7085) показывает, что эти осадки образовались в атдабанское-ботомское время, что подтверждается комплексом археоциат [11]. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитистых известняках курбинской свиты, содержащих примесь глинистого материала, равно 0.7089, что отвечает тойонскому времени кембрия (рис. 2). В целом, полученные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках соответствует нижнему кембрию.



Рис. 2. Изотопный состав Sr в карбонатных отложениях СБГО в сравнении с кривой эволюции $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в древнем океане [4].

Отдельной темой встает вопрос о возрасте хохюртовской свиты и происхождении изученных образцов. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое равно соответственно 0.7072 и 0.7059, показало, что известняки хохюртовской свиты могут иметь позднерифейский - вендский возраст, что противоречит определению возраста по наличию в известняках остатков нижнекембрийских археоциат.

Анализируя данные о содержании Sr и Mn возможно, указать на условия седиментогенеза нижнекембрийских известняков. Осадочные породы ульдзуйтуйских и сухореченских горизонтов олдындинской свиты соответствуют мелководным, прибрежно-морским обстановкам осадконакопления, что соответствует представлениям о развитии Удино-Витимской островодужной системы в атабанское время [2]. Ко всему прочему, вышеуказанные известняки со средними содержаниями Sr-216-280 мкг/г подходят под определение рифовых известняков. К концу ботомского времени отмечается резкое сокращение содержания Mn (290 мкг/г) и незначительное уменьшение содержания Sr и увеличение Mg. Для тойонского времени (Удино-Витимская зона, Туркинская подзона, курбинская свита) характерны более глубоководные обстановки, судя по малым содержаниям Mn, и Sr, близким к кларку. Известняки курбинской свиты магнезиальны, в связи с этим и содержание Sr выше, по сравнению с вышеуказанными породами.

Таким образом, полученные данные при изотопных исследованиях известняков Удино-Витимской зоны, согласуются с биостратиграфическими и геодинамическими построениями. Это показывает, что метод стронциевой изотопной стратиграфии может быть использован в дальнейших исследованиях для уточнения палеогеодинамических, а также палеобиогеографических реконструкций, межрегиональной корреляции осадочных отложений и совершенствования стратиграфических схем.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00986).

1. Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР / Геолком СССР. - М.: Недра. - 1964. - 630 с.
2. Гордиенко И.В. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее - палеозое / И.В. Гордиенко, А.Н. Булгатов, С.В. Руженцев, О.Р. Минина, В.С. Климук, Л.И. Ветлужских, Г.Е. Некрасов, Н.И. Ласточкин, В.С. Ситникова, Д.В. Метелкин, Т.А. Гонегер, Е.Н. Лепехина // Геология и геофизика. - Т.5.- № 5.- 2010.- С. 589-614.
3. Кременецкий И.Г., Далматов Б.А. Новые данные по стратиграфии Восточного Прибайкалья. Кембрий, подстилающие и перекрывающие его отложения // Кембрий Сибири и Средней Азии - Тр. ИГиГ СО АН СССР. - Вып. 720. - М.: "Наука". - 1988. - С. 83-97.
4. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. - Т. 22. - № 6. - 2014. - С. 3-25.
5. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. - Т. 26. - № 4. - 2018. - С. 3-23.
6. Лучинина В. А. Биофашии раннего кембрия Сибирской платформой по бентосу (хиолиты, мелкораквинная проблематика, археоциаты, трилобиты, и известковые водоросли.) / В. А. Лучинина, И. В. Коровников, Н. В. Новожилова, Д. А. Токарев // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2013, Т. 21, № 2, с. 3-21.
7. Минина О.Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция). Автореферат. Дис... докт. геол.-минер. наук. - Иркутск, 2014г. - 18 с.
8. Скрипников М.С. Хиолиты из курбинской свиты (Западное Забайкалье) // Материалы XI Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Геология в развивающемся мире». - Пермь, 2018. - Т. 2. - 2018. - С. 291-294.
9. Скрипников М.С., Ветлужских Л.И. Крибрициаты олдындинской свиты (Западное Забайкалье) // Материалы IV Всероссийской молодежной научной конференции. - Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 2017. С. 61-63.
10. Скрипников М.С., Ветлужских Л.И. Стратиграфия и корреляция нижнекембрийских отложений Саяно-Байкальской области и Монголии по археоциатам // Взаимодействие учреждений Роснедра, Минобрнауки России и РАН при региональном геологическом изучении территории Российской Федерации и ее континентального шельфа: материалы V международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского. - 2017. - С. 195-199.
11. Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К.. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. М.: Недра. 1975, 184 с.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ СЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХОДОКАНСКОЙ СВИТЫ (ХОДОКАНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ, НЕЧЕРСКОЕ ПОДНЯТИЕ, БОДАЙБИНСКИЙ РАЙОН)

© В.В. Степченко

Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, vstepchenko373@gmail.com

Территория исследования расположена в 350 км северо-восточнее г. Бодайбо в пределах Нечерского поднятия, антиклинорной структуры Байкальской горной области, расположенной на сочленении западной части Алданского щита и Сибирской платформы. Положение площади на стыке геоструктур с разным стилем развития обусловило его крайне сложное геологическое строение и своеобразие минерации. Анализируемая площадь охватывает северный склон Нечерского поднятия, Приленской зоны и прилегающих Мамско-Бодайбинского и Байкало-Муйского прогибов.

Цель исследований – выявление петрографических, минераграфических и геохимических характеристик сланцевых отложений. Определение минерального состава сланцев проводилось петрографическими и минераграфическими методами исследования с помощью поляризационных микроскопов Микромед-полар 3 и Olympus BX–51 в проходящем и отраженном свете. Содержание Au в породах установлено методами сцинтилляционной атомно-эмиссионной спектрометрии (САЭС). Определение органического вещества в сланцах выполнялось фотометрическими и гравиметрическими методами.

Ходоканская свита представлена мелко-среднезернистыми, хлоритизированными метапесчаниками и филлитовидными сланцами с жилами (мощностью до 40 см) и прожилками кварца. Видимая мощность свиты 400–550 м [1]. В данной работе исследовались сланцевые отложения коренного выхода ходоканской свиты мощностью до 15 м, расположенных по правому борту в русле реки Малый Ходокан [2]. Основную часть обнажения составляют сланцы тёмно-серого и светло-серого цвета с убогой сульфидной минерализацией. Вдоль сланцеватости наблюдаются жилы кварц-плагиоклаз-карбонатного состава с линзовидными раздувами шириной до 0,6 м. На контакте жил с вмещающими сланцами наблюдаются прожилковые выделения хлорита. Жилы кварца по трещинам содержат примазки гидроксидов железа. В северной части обнажения обнаружена зона углеродистых сланцев, мощностью от 0,3 до 0,7 м, обогащённая сульфидной минерализацией и органическим веществом.

Сланцевые отложения с убогой сульфидной минерализацией представлены: хлорит-серицит-кварцевыми, хлорит-серицитовыми, двуслюдяными-хлорит-кварцевыми и филлитовыми сланцами. Структура лепидобластовая, лепидогранобластовая, гетеробластовая. Текстура сланцеватая, реже плейчатая. Данные породы характеризуются следующим составом: кварц 40 %, мусковит 35 %, биотит 6 %, хлорит 10% и кальцит 9 %. Кварц (0,04×0,02; 0,08×0,04; 0,1×0,06 мм), в основном мелкие зерна, вытянуты вдоль сланцеватости пород, иногда отмечаются порфиробластовые выделения. Слюда чаще всего представлена мелкой разновидностью – серицитом, чешуйки серицита (0,04×0,02 мм) вытянуты вдоль сланцеватости. Редко встречаются чешуйки мусковита (0,08×0,02 мм), которые участвуют в строении порфиробластовых выделений. Чешуйки биотита (0,02×0,01; 0,09×0,03 мм) вытянуты и распределены по породе беспорядочно. Хлорит в породах встречается двух видов: первый равномерно вкраплен и вытянут вдоль сланцеватости в ассоциации с чешуйками серицита; второй участвует в строении листоватых, веерообразных чешуек, чаще всего сложенных в агрегаты, линзы или прожилки. Мелкие зерна плагиоклаза (0,05×0,03 мм), вытянуты вдоль сланцеватости. Аллотриоморфнозернистый кальцит, (0,07×0,04; 0,1×0,07 мм), отмечается по зернам кварца в виде пойкилитовой структуры. Чаще всего кальцит встречается в ассоциации с гидроксидами железа. Из аксессуарных минералов встречаются андалузит (хиастилит?), апатит, циркон и турмалин.

Сульфидная минерализация в основной части сланцевых отложений (<1 %) наблюдается по всему объёму пород равномерно рассеянной мелкозернистой вкрапленности пирротина (0,03×0,01 мм) с единичными знаками сфалерита (0,02×0,015 мм) и халькопирита (0,015×0,01 мм), в подчинённом количестве отмечается пентландит (<0,01 мм). Кроме сульфидов постоянным аксессуарным рудным минералом является рутил (0,03×0,01 мм).

Жилы кварц-плагиоклаз-карбонатного состава в сланцевых отложениях сложены преимущественно кальцитом 40 %, плагиоклазом 30 % и кварцем 20 %, реже чешуйками мусковита 8 % и хлорита 7 %. Редко встречаются кубической формы рудные минералы. Аллотриоморфные зёрна кальцита (0,08×0,05 мм) формируют линзовидные агрегаты, встречаются также порфиробласты чаще аллотриоморфные (0,9×0,7 мм) реже идиоморфного облика (0,7×0,7; 0,5×0,2 мм), редко наблюдаются

мелкие аллотриоморфные зерна (0,05×0,02 мм) с мелкими включениями кварца. Порфиробласты плагиоклаза (0,5×0,3 мм; 0,3×0,1 мм) тесно ассоциируют с кварцем и мусковитом (серицитом). Очень часто в зернах наблюдается замещение плагиоклазов серицитом. Зерна кварца (0,5×0,3 мм) наблюдаются как в виде отдельных зёрен, так и в виде прожилков между хлорит-серицитовой агрегатами и зёрнами кальцита. Порфиробласты мусковита встречаются в ассоциации с кварцем и плагиоклазом.

Чешуйки хлорита формируют прожилки и веерообразные выделения в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, мусковитом и кальцитом.

Углеродистые сланцы сложены: хлорит-мусковитовым и филлитовым сланцами с микропрожилками карбонат-кварцевого состава и линзовидными образованиями, выполненными карбонатными минералами. Структура сланцев лепидобластовая, лепидогранобластовая; текстура: сланцеватая, плейчатая. Сланцы характеризуется следующим составом: мусковит 40 %, хлорит 20 %, кварц 30 %, карбонат 10 %, рудные минералы. Мусковит (0,03×0,01; 0,07×0,03), в основном представлен серицитом в единичных случаях отмечаются порфиробласты мусковита, размером 0,4×0,2 мм. Чешуйки мусковита вытянуты вдоль сланцеватости. Мелкие чешуйки хлорита (0,03×0,01 мм) равномерно распределены по всему объёму породы. В единичных случаях хлорит отмечается в виде микропрожилков приуроченных в основном к контакту сланцев и прожилков карбонат-кварцевого состава. Пржилки сульфид-карбонат-кварцевого состава вытянуты вдоль сланцеватости пород. Кварц слагает линзовидные выделения. Более крупные зерна (0,7×0,4; 0,3×0,3 мм) имеют вытянутую или изометричную форму. Мелкие зерна (0,05×0,03 мм) в этих скоплениях вытянуты. Границы зерен мозаичного типа, чаще ровные, реже извилистые. Карбонаты (0,8×0,4; 0,1×0,05 мм) образуют ксеноморфные выделения в ассоциации с гидроксидами железа. В прожилках отмечаются крупные идиоморфные кристаллы пирита.

Сульфидная минерализация в углеродистых сланцах (15 %) представлена пиритом (0,4×0,4; 0,6×0,6 мм), марказитом (0,2×0,1), пирротинном (0,03×0,01 мм), халькопиритом (0,04×0,02 мм). Кроме сульфидных минералов, повсеместно отмечается рутил.

В разрезе сланцевых отложений устанавливаются прямые корреляционные связи между золотом и углеродом (табл. 1). С увеличением количества углерода возрастает содержание золота и размерность частиц. Наиболее высокие содержания Au зафиксированы в зоне углеродистых сланцев с повышенной сульфидной минерализацией и органическим веществом.

Таблица 1. Распределения золота и углерода методами САЭС и $C_{орг}$.

№ п.п.	Образец	Au г/т						$C, 10^{-4}$ мас. %	$C_{орг.}$ %
		Общее число частиц шт.	Распределение частиц по диаметрам (мкм), %						
			2-6	6-10	10-16	16-22	>22		
1	88/17	7	85,7	14,3	0	0	0	0,01	0,3
2	89/17	4	100	0	0	0	0	0,008	0,13
3	90/17	7	100	0	16,7	0	0	0,01	0,17
4	91/17	14	100	0	0	0	0	0,015	0,3
5	92/17	16	75	0	25	0	0	0,05	9,89
6	93/17	10	100	0	0	0	0	0,01	5,51
7	94/17	13	53,8	15,4	15,4	7,7	7,7	0,09	9,56
8	98/17	4	75	25	0	0	0	0,01	0,5
9	101/17	6	100	0	0	0	0	0,005	0,63

10	102/17	10	100	0	0	0	0	0,01	0,63
11	103/17	2	100	0	0	0	0	0,002	0,19
12	95-97;99;100/17	3	100	0	0	0	0	0,005	0,55

Примечание: в таблице № 5,6,7 отмечена зона наиболее обогащенная сульфидами и органическим веществом, № 12 отмечены пробы, которые были объединены в единую пробу, для выделения органического вещества. Методы проводили САЭС д.г.-м.н. Е.В. Шабанова; С_{орг} П.Т. Долгих.

Таким образом, можно сделать следующие выводы: Породы ходоканской свиты изменены в условиях биотит-хлоритовой субфации. Метасоматические изменения в зоне рассланцевания и сульфидизации происходили в условиях метаморфизма серицит-хлоритовой фации, что говорит о наложении более низких температурных условий относительно вмещающих пород. Карбонат проявляется в обеих зонах в ассоциации с кварцем и является вторичным минералом относительно кварца в сланцах. Рудная минерализация проявляется во всей толще сланцевых отложений. Темно-серые сланцы с убогой сульфидной минерализацией в большей степени представлены мелкими зернами пирротина, в меньшей степени пирита. Углеродистые сланцы характеризуются в большей степени пиритом и марказитом, в меньшей степени пирротинном. Повышенные содержания золота относительно кларковых значений проявляются как в темно-серых сланцах с убогой сульфидной минерализацией ($\Sigma - 0,008 \text{ max } 0,015 \text{ г/т}$), так и в углеродистых сланцах с повышенной сульфидной минерализацией ($\Sigma - 0,05 \text{ max } 0,09 \text{ г/т}$). Здесь же отмечают повышенные содержания золота и размерность частиц. В пределах изученного разреза отмечается повышенная корреляция (0,857) между С_{орг} и Au.

1. Иванов А.И., Лившиц В.И., Первалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья, 1995. С. 352.

2. Степченко В.В., Будяк А.Е. Тарасова Ю.И., Радомская Т.А. Минеральный состав нижнепротерозойских отложений Ходоканского рудного поля // Вопросы естествознания, 2018. Научный журн. № 4. С. 52-61

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЯКШИНСКОЙ СВИТЫ БАГДАРИНСКОЙ ПОДЗОНЫ ВИТИМКАН-ЦИПИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.С. Ташлыков

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Имеющиеся современные геодинамические реконструкции, в основном, базируются на данных магматической петрологии и геохимии, в то время как седиментологические критерии также служат надежными индикаторами геодинамических режимов. В пределах осадочных бассейнов формируются специализированные осадочные и осадочно-вулканогенные формации с характерным набором признаков, служащие индикаторами определенных геодинамических обстановок. Поэтому, одним из важных элементов восстановления тектонической истории развития складчатых поясов является реконструкция осадочных бассейнов.

Наши исследования связаны с комплексным изучением стратифицированных образований и направлены на реконструкцию палеозойского бассейна седиментации Багдаринской подзоны Витимкан-Ципинской зоны. В структурном отношении подзона представляет собой крупную синформу со сложной покровно-складчатой структурой, которая сформировалась в конце ранненегерцинского этапа (C₁₋₂). [1,3]

В строении синформы выделены: нижний и верхний структурные этажи. Нижний структурный этаж образован докембрийскими, верхнепалеозойскими комплексами. Верхний структурный этаж объединяет отложения нижнего (D₂-D₃) и верхнего (D₃-C₂) стратиграфических уровней и представлен двумя типами разрезов: ороченским и точерским. Объект наших исследований – якшинская свита относится к нижнему стратиграфическому уровню. Якшинская свита впервые выделена П.В. Осокиным [2]. Свита, мощностью 1300 м, сложена терригенно-карбонатными породами и имеет двучленное строение и подразделяется на нижнеякшинскую (мощность 460 м) и верхнеякшинскую (мощностью 850 м) подсветы. Якшинская свита разными авторами относилась к позднему венду или нижнему кембрию, в настоящее время по комплексам органических остатков датирована поздним девонem [1,3,4]. В нижнеякшинской подсвете обнаружены кораллы *Gracioloporasp.*, *Pachyporasp.* (D₂-D₃f) и *Chaetetessp.* (D-P); мшанки *Geramoporasp.* (O-D); водоросли *Rothpletzellasp.* (S-D) и харовые (D); строматопороидеи (PZ₂); конодонты *Spathognathodussp.* (D₃), *Palmatolepiscf.transitansMull.*, *Panderodussp.*, *MesotaxisasymmetricusBisch.* etZiegl. И *Palmatholepiscf.triangularisSann.*(D₃f₁); миоспоры (D₃f₁), определяющие франский возраст подсветы. В верхнеякшинской подсвете установлены сифоновые водоросли (D), криноидеи (PZ₂), строматопороидеи *Actinostromacf.guasifenestratum Khromych*(D₃fm), хитинозои *Conochitinasp.*, *Rhabdochitinasp.*, *Desmochitinasp.* (O-D) и миоспоры (D₃fm). Подсвета датирована фаменом. [3, 4]

Нижнеякшинская подсвета (мощность 250 - 460 м), существенно карбонатная, сложена ритмично переслаивающимися битуминозными темно-серыми, серыми алевритистыми, песчанистыми известняками и серыми, темно-серыми алевролитами, глинистыми сланцами, при подчиненном значении доломитов, песчаников. Верхнеякшинская подсвета (мощностью 450 - 850 м) терригенная, представлена ритмичным флишоидным переслаиванием серых, темно-серых, мелкозернистых песчаников, филлитизированных глинистых и углисто-глинистых сланцев, тонкоплитчатых алевролитов, алевропелитов. [1, 3].

Согласно существующим на сегодняшний день методикам изучения осадочных толщ [5,6,7], использование литогеохимических данных позволяет расшифровать как вещественный состав пород в области источников сноса этих пород, так и геодинамические условия бассейна их седиментации. Используя результаты литохимического состава оксидов терригенных пород якшинской свиты были рассчитаны значения гидролизатного модуля (ГМ= 0.34-0.48). Эти данные позволяют классифицировать их как нормосиаллиты. Значения титанового модуля (ТМ) нижнеякшинской подсветы различны с данными верхнеякшинской подсветы. Согласно расчетам, терригенные породы верхнеякшинской подсветы классифицируются как 0.030-0.070 (нормосиаллиты), в то время, как породы нижнеякшинской карбонатной подсветы классифицируются как 0.071-0.100 (суперсиаллиты). В первом случае для пород характерны фациальные обстановки открытого шельфа, во втором - прибрежно-морские фациальные обстановки. Разумеется, одним из факторов повышенного ТМ карбонатных пород может быть закономерность Мигдисова, поскольку очень многие из них (детритовые известняки) - образования мелководные, формировавшиеся при энергичных движениях воды, создававших возможность не только отмучивания глинистой примеси,

но даже шлихования тяжелых минералов. [7].

На классификационной диаграмме Ф.Дж. Петтиджона [7] фигуративные точки пород обеих подсвит якшинской свиты расположились преимущественно в поле граувакк (рис 1).

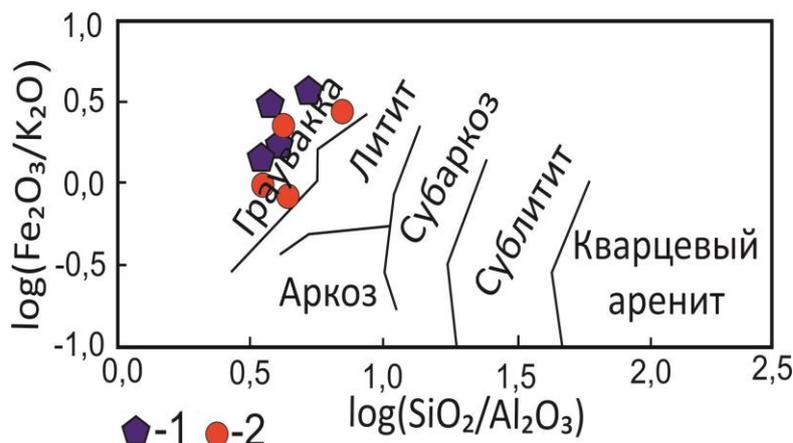


Рис 1. Классификационная диаграмма Петтиджона $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ для песчаников. 1 – нижнеякшинская подсвита; 2 – верхнеякшинская подсвита

В то же поле преимущественно попали точки пород якшинской свиты на диаграмме Хирона [6].

По данным петрографического изучения терригенные породы якшинской свиты характеризуются аркозовым составом. Так, обломочный материал песчаников представлен кварцем (до 30%), полевыми шпатами (до 30%), обломками измененных пород (до 33%), присутствуют доломит (до 1%), хлорит (до 3%), единичные зерна рудного, лейкоксена, отмечается присутствие красных хромшпенелидов.[4] Однако, эти данные не совпадают с полученными нами геохимическими характеристиками и требуют дополнительных исследований.

Для характеристики источников сноса якшинской свиты были использованы треугольные диаграммы М.Бхатия [5] (Th-Co-Zr/10) (рис 2).. Терригенные породы якшинской свиты попадают в поле океанических островных дуг. Предполагается, что основным источником сноса для терригенных пород якшинской свиты были верхнерифейские вулканы (усойская, жанокская, буромская свиты, сиваконская толща) и габбро-диориты, (шаманский комплекс шаманской пластины) Витимкан-Ципинской зоны.

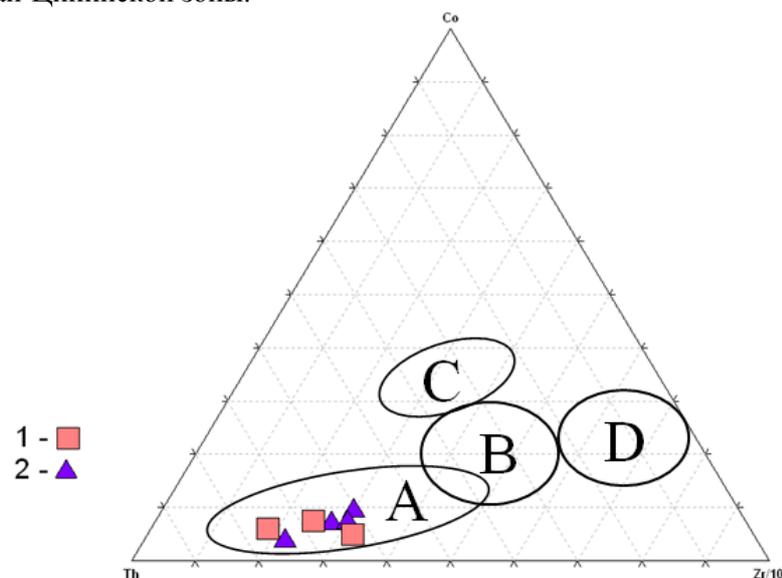


Рис 2. Треугольная диаграмма М.Р. Бхатия (Th-Co-Zr/10). Поля: А — океаническая островная дуга; В— континентальная дуга; С - активная континентальная окраина; D- пассивная континентальная окраина

Основываясь на полученных результатах можно сделать следующие выводы:

1. Породы якшинской свиты характеризуются как нормосиаллиты и попадают в поле граувакк,

2. Геохимические данные позволяют говорить о том, что нижнеякшинская подсвита накапливалась в обстановках мелководного шельфа при энергичных движениях воды, верхнеякшинская - в более глубоководных обстановках открытого шельфа.

3. Породы якшинской свиты образовались в результате разрушения островодужных комплексов.

4. Источниками сноса, могли быть верхнерифейские вулканы и габбро-диориты, Витимкан-Ципинской зоны.

1. 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.

2. Осокин, П.В. Новые данные о возрасте верхнепротерозойских отложений Чина-Амалатского междуречья Витимского плоскогорья [Текст] / П.В. Осокин // Геолог.-производ. информ. БГУ. Улан-Удэ: - 1959. - № 2. - С. 36 - 41.

3. 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 [Текст] / С.В. Руженцев, // Геотектоника. - 2012. - № 2. - С. 3 - 28.

4. Шелгачёв К.М., Шатковская Л.В., Скулыбердин А.А., Минина О.Р., Курбатова Е.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-ХII (Ципикан). Объяснительная записка / СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. - 2011. - 109 с

5. Bhatia M.R. Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins / M.R. Bhatia, K.A.W. Crook // Contrib. Mineral Petrol. - 1986. - V. 92. - P. 181 - 193.

6. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sedim. Petrol., 1988, v. 67, p. 137 - 150.

7. Pettijohn F.J. Sand and Sandstones / F.J. Pettijohn, P.E. Potter and R. Siever. -New York: Springer-Verlag, 1972. - 158 p.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ, ПОРОВЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД БРАТСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

© Э.Н. Тирских¹, В.И. Полетаева²

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Россия, г. Иркутск, etirskikh@igc.irk.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Россия, г. Иркутск, alieva@igc.irk.ru

Изучая основной ионный состав любой природной воды важно понимать, какие факторы влияют на его формирование. По результатам многих исследований концентрации главных ионов в различных типах природных вод варьируют в широких пределах [1]. На химический состав вод могут влиять различные факторы и условия, которые условно можно разделить на физико-географические, геологические, физические, физико-химические и биологические. Важной составляющей современного гидрохимического режима водоемов и водотоков является техногенная нагрузка и связанная с ней трансформация основного ионного состава поверхностных, подземных и поровых вод.

Братское водохранилище является крупнейшим в Ангарском каскаде ГЭС. Важнейшей особенностью формирования водных масс р. Ангары и Братского водохранилища является влияние олиготрофного оз. Байкал, которое во многом определяет их гидрохимический режим. Изменения ионного состава р. Ангары связаны с поступлением вод с притоками, литологией и геоморфологией водосборного бассейна, техногенной нагрузкой и т.д. Создание Братского водохранилища привело к трансформации качества поверхностной воды за счет резкого замедления течения, влияния затопленных земель и растительности, а также оказало существенное влияние на гидрогеологические условия: повышение уровней подземных вод, увеличение водообильности существующих водоносных горизонтов, а также образование новых водоносных горизонтов в сильнотрещиноватых и относительно водоупорных породах [2]. Взаимосвязь поверхностных и подземных вод Братского водохранилища [3] определяет необходимость изучения химического состава сформированной при образовании донных осадков водоема поровой воды, которая может являться связующим звеном между поверхностными и подземными водами. В связи с этим, целью работы стала сравнительная характеристика основного ионного состава поверхностных, поровых и подземных вод Братского водохранилища.

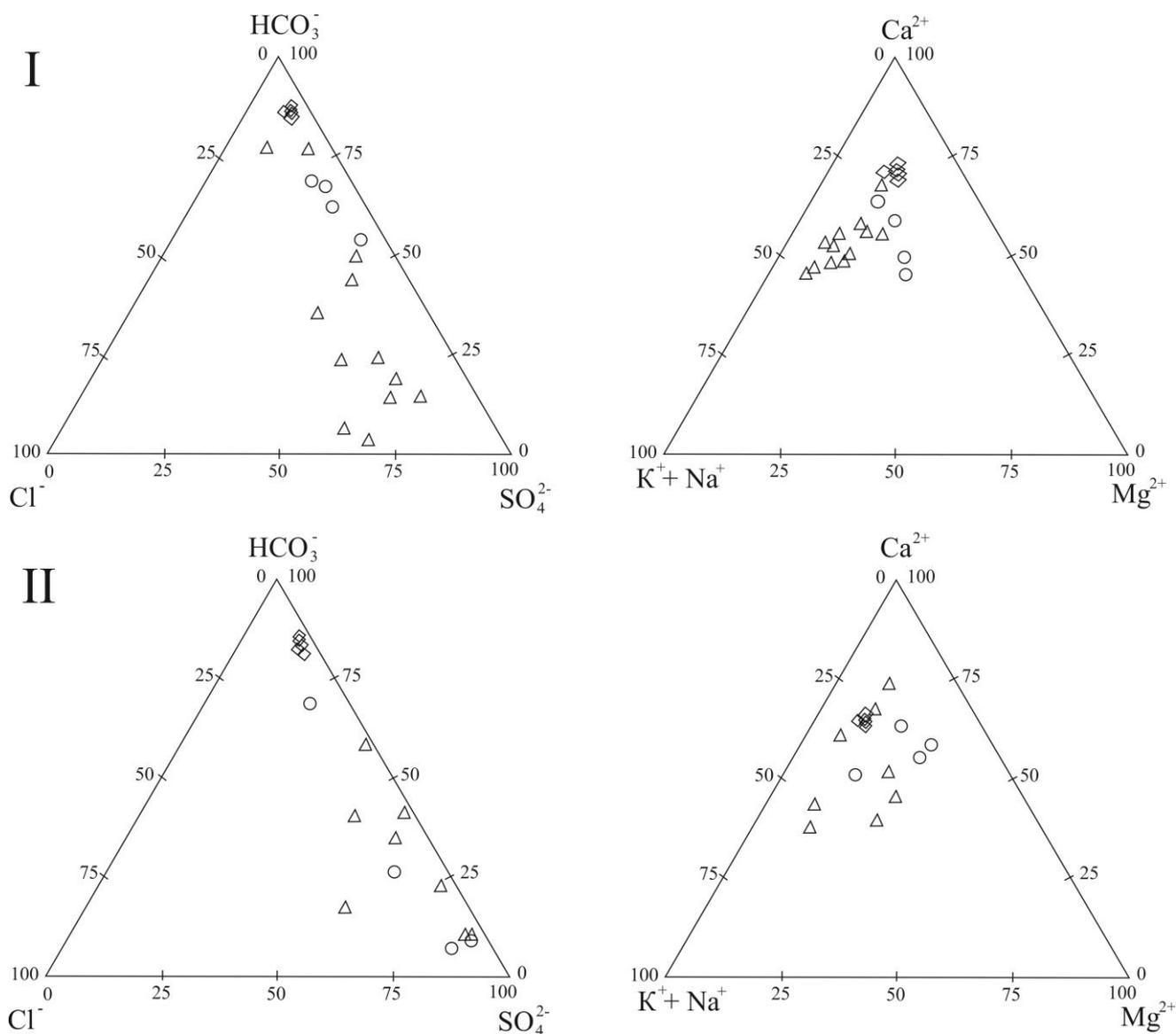
Исследование было проведено на верхней части Братского водохранилища и прилегающих к нему территориях от г. Свирск до д. Балаганск. Подземные воды отбирались из скважин питьевого и хозяйственного водоснабжения населенных пунктов, расположенных на побережье Братского водохранилища: Свирск, Каменка, Поздеева, Новоленино, Молька, Ташлыкова и Балаганск. Станции отбора поверхностных и поровых вод, расположенные в русловой части и заливах Братского водохранилища, были максимально приближены к местам отбора подземных вод. Поверхностные воды были отобраны с глубины 0,1 м и в метровом слое от дна, поровые воды извлечены из разных слоев керна донных отложений, с помощью центрифугирования при скорости 2200-2300 об/мин. С помощью стандартных методик [4], во всех отобранных пробах воды определены концентрации главных ионов (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+). Аналитические работы выполнены с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

В гидрогеологическом плане район исследований входит в состав Ангаро-Ленского артезианского бассейна. В пределах этой территории выделяется несколько водоносных горизонтов: грунтовые воды четвертичных отложений, трещинно-пластовые воды, связанные с породами юрского, силурийского, ордовикского и кембрийского возрастов и воды трещинно-карстового типа в гипсоносных и карбонатных породах кембрия. Братское водохранилище характеризуется разнообразием подземных вод, как по условиям залегания, так и по химическому составу [3].

Поверхностная вода Братского водохранилища на участке исследования гидрокарбонатная кальциевая, маломинерализованная. Концентрации главных ионов незначительно различаются как по глубине, так и длине водоема и составляют в среднем: HCO_3^- – 71,7 мг/л, SO_4^{2-} – 13,6 мг/л, Cl^- – 1,3 мг/л, Ca^{2+} – 19,2 мг/л, Mg^{2+} – 4,9 мг/л, Na^+ – 3,3 мг/л, K^+ – 1,0 мг/л.

Основной ионный состав подземных вод изменяется по площади и зависит от состава вмещающих пород, условий питания и интенсивности водообмена. По результатам исследований выделено два района с разным гидрогеохимическим типом вод (рис. 1). К первому району (I) относятся скважины, расположенные в г. Свирск и деревнях Каменка и Поздеева. Здесь преобладают подземные воды гидрокарбонатного типа, кальциево-магниевого состава с величиной минерализации

до 0,7 мг/л. Гидрохимический тип поровых вод выделенного района изменяется от верхнего слоя керна донных отложений к нижнему от гидрокарбонатных натриево-кальциевых к сульфатным кальциевым. Концентрации главных ионов значительно возрастают от поверхностной к подземной и далее в поровой воде. Наибольшие различия отмечены для SO_4^{2-} , Cl^- и Na^+ . На химический состав поровых вод этого района большое воздействие может оказывать гидрогеохимический купол [3], влияние которого определяет подток высокоминерализованных вод хлоридно-сульфатного состава в ложе водохранилища. Накопление ионов хлора и сульфат-ионов в поровых водах также может быть связано с выходами напорных высокоминерализованных подземных вод. На площади верхней части Братского водохранилища имеется несколько известных скважин с высокими концентрациями вышеуказанных компонентов. Одна из них – скважина Бродовича в г. Усолье-Сибирское, которая имеет ярко выраженный хлоридный натриевый состав. Концентрации ионов хлора и натрия в этой скважине достигают 37396 и 22260 мг/л, соответственно.



○ - подземные воды; □ - поверхностные воды; △ - поровые воды.

Рисунок 1. Гидрогеохимический тип природных вод Братского водохранилища, I : г. Свирск – д. Поздеева; II : д. Молька – д. Балаганск.

Величина минерализации подземных вод второго района (II) – в деревнях Молька, Ташлыкova, Новоленино увеличивается до 1,2-2,5 мг/л. Этот район отличается более сложными гидрогеохимическими условиями, в связи с чем их химический состав отличается от подземных вод I района. Согласно [3], здесь широко развиты сульфатные породы, загипсованные карбонатные и терригенные отложения, что указывает на развитие высокоминерализованных подземных вод. Также

на формирование химического состава влияют процессы выщелачивания солей и минеральных частиц из горных пород. Концентрации SO_4^{2-} , Cl^- и Na^+ и в поровых и подземных водах II района еще более увеличены, чем в I районе. Как видно на рисунке 1, гидрохимический тип подземных и поровых вод близок между собой: в основном сульфатный кальциево-магниевый или магниевый-кальциевый.

Скважина в пос. Балаганск, расположена в самой нижней по течению точке и по своему гидрохимическому составу схожа с поверхностной водой Братского водохранилища – гидрокарбонатная, магниевый-кальциевый. Этот участок отличается меньшей загипсованностью пород и, как следствие, распространением вод с более низкой минерализацией.

Таким образом, полученные данные по основному ионному составу поверхностных, подземных и поровых вод показывают, что на их гидрохимические характеристики оказывают влияние ряд факторов. Состав поверхностных вод Братского водохранилища отражает трансформированный состав оз. Байкал и остается гидрокарбонатным кальциевым на всем протяжении. Взаимосвязь поверхностных и подземных вод в большей степени прослеживается в зоне влияния гидрогеохимического купола хлоридного натриевого состава. Отражением этого является повышенные концентрации ионов Cl^- и Na^+ в воде верхней части Братского водохранилища. Взаимосвязь поверхностных и поровых вод отмечена на участках с наименьшим осадконакоплением, где их тип воды близок между собой. Результаты исследований выявили схожесть ионного состава поровых и подземных вод, что указывает на общие факторы их формирования, в частности состав вмещающих пород и структурными особенностями территории.

1. Zhang Q., Kang Sh., Wang F., Li Ch., and Xu Y. Major Ion Geochemistry of Nam Co Lake its Sources, Tibetan Plateau // *Aquat Geochem.* 2008. Vol. 14. P. 321-336 p.

2. Братское водохранилище. Инженерная геология территории. Издательство академии наук. :Москва. 1963. – 275 с.

3. Овчинников Г.И., Павлов С.Х., Тржцинский Ю.Б. Изменение геологической среды в зонах влияния Ангаро-Енисейских водохранилищ. Новосибирск. Н.: Сибирская издательская фирма. 1999. – 254 с.

4. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши. Под ред. Семенова А.Д. Л.: Гидрометеиздат. 1977. – 540 с.

5. Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии. – Москва. Изд.: Наука. 1977. – 191 с.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ТВЕРДОФАЗНОЙ ЭКСТРАКЦИИ ДЛЯ АНАЛИЗА СОСТАВА РАСТВОРЕННЫХ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ В УГЛЕКИСЛЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОДАХ

© А.В. Украинцев, А.М. Плюснин

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ukraintsev87@bk.ru

Органическое вещество в минеральных водах имеет полигенную природу, накопление некоторых органических соединений является следствием глубинных процессов с участием сверхкритических флюидов CO_2 и H_2O [1]. В подтверждение этому существует ряд работ, раскрывающих высокую растворяющую способность углекислого газа, находящегося в сверхкритическом состоянии [2,3]. CO_2 переходит в сверхкритическое состояние при давлении 7,38 МПа (75 кгс/см²) и температуре 30,9°С, в этих условиях он образует не смешивающуюся с водой фазу и начинает интенсивно растворять и накапливать в своем составе разнообразные компоненты, в том числе широкий спектр органических веществ.

При определении состава растворенных органических веществ, содержащихся в минеральных водах, необходимо учитывать, что после выхода на поверхность часть соединений может со временем удаляться из раствора, либо трансформироваться в результате взаимодействия с атмосферным воздухом, солнечным светом и другими факторами внешней среды. В связи с этим, особую важность приобретает пробоподготовка. Причем, при уменьшении промежутка времени от отбора воды, до соответствующей обработки пробы, увеличивается вероятность того, что будет зафиксирован именно тот состав растворенного органического вещества, который присутствует непосредственно на выходе минерального источника.

Одним из наиболее подходящих методов для пробоподготовки образцов воды с целью сохранения состава растворенных органических соединений является метод твердофазной экстракции (ТФЭ). Метод состоит в концентрировании и отделении от матрицы целевого вещества (аналита) с использованием твердофазных сорбентов, с последующим элюированием (экстракцией) подходящим растворителем. Преимуществами ТФЭ по сравнению с другими методами экстракции являются существенное снижение времени обработки пробы, и, что очень важно для анализа природных вод, относительная простота и возможность оптимизации процесса. В результате ТФЭ: 1) интересующие нас компоненты пробы концентрируются; 2) целевые вещества переводятся на другую матрицу, что позволяет сохранить их состав неизменным до проведения анализа; 3) проба очищается от нежелательных примесей [4].

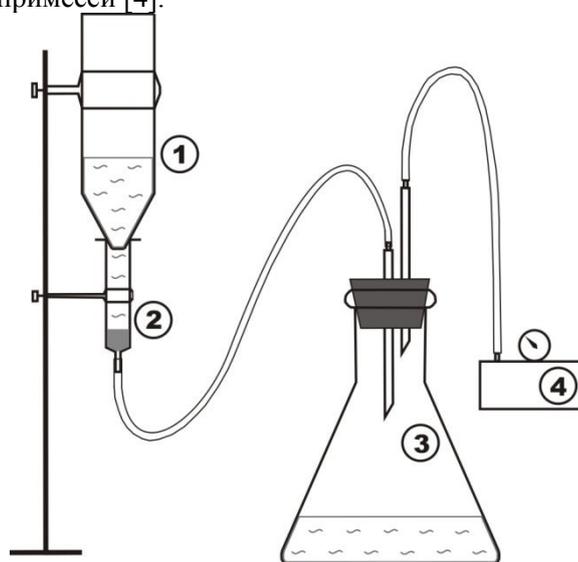


Рис. 1. Принципиальная схема установки для проведения ТФЭ в полевых условиях. 1 – емкость для анализируемой воды; 2 – патрон с сорбентом; 3 – емкость для слива воды; 4 – вакуумный насос.

Примечание: на этапе элюирования после патрона (2) подключается специальный переходник для сбора концентрата в вialу.

С учетом возможностей данного метода, нами была разработана портативная установка для проведения ТФЭ в полевых условиях, ее применение позволяет производить пробоподготовку

непосредственно вблизи источников, сразу после отбора пробы (рис. 1). В концентрирующей установке используются патроны с универсальным сорбентом Strata C18-E (Phenomenex) на основе силикагеля с химически привитыми функциональными группами. Данный сорбент способен извлекать из водных растворов широкий спектр органических соединений [5]. Через патрон с сорбентом пропускается 100 мл предварительно профильтрованной анализируемой воды. Для поддержания стабильной скорости потока используется ручной вакуумный насос и ресивер, представляющий собой стеклянную колбу, объемом 1 л. Разряжение порядка 0,9-0,95 атм позволяет поддерживать скорость потока воды 1 мл/мин. В качестве растворителя для кондиционирования (подготовки) патрона и экстракции аналита используется ацетонитрил. При элюировании через сорбент пропускается 1 мл ацетонитрила, концентрат органических соединений собирается в специальные стеклянные виалы, объемом 1,2 мл, в которых пробы могут храниться до проведения анализа. Методика позволяет концентрировать органические вещества в 100 раз. Упаривание полученной пробы на водяной бане может дополнительно повысить коэффициент концентрации до 1000. Состав органических веществ в концентрате определяется методом газовой хромато-масс-спектрометрии. Анализ полученных нами образцов проводился в Институте катализа СО РАН с использованием имеющегося в этом институте банка данных органических веществ и стандартных образцов.

После лабораторной отработки методики, нами были опробованы несколько источников углекислых минеральных вод двух различных гидроминеральных областей. В их числе 4 холодных источника, разгружающихся в пределах Витимского плоскогорья – Хульский, Погроминский, Хуретинский и Романовский, и 3 скважины, вскрывающие углекислые воды Тункинской впадины – скважины №39 и №41 Аршанского месторождения и скважина Г-1 в местности «Вышка». В результате проведенных работ впервые были определены относительные содержания 55 различных органических соединений в этих водах. Определенные вещества были сгруппированы в 7 основных классов, кроме них в отдельных водопрооявлениях обнаружены гликоли, фенолы и терпены (табл.1) [6].

Табл. 1. Относительные содержания органических соединений, обнаруженных в углекислых водах Витимского плоскогорья и Тункинской впадины, %

Класс веществ	скв. №41 «Саяны»	скв. №39 «Аршан»	скв. Г-1 «Вышка»	ист. Хульский	ист. Погроминский	ист. Хуретинский	ист. Романовский
Алканы	11,17	8,7	9,87	0,37	0,64	11,41	4,49
Алкены	3,41	4,37	4,48	0	0	0	1,87
Спирты	14,96	17,04	17,52	8,31	10,36	11,22	11,07
Альдегиды	0,35	0,43	0,6	0,59	0	0,72	0
Эфиры	66,95	64,05	65,42	87,16	85,96	55,94	73,56
Органич. кислоты	0	0	0	0,34	0,2	2,55	0
Сложные эфиры	0	0,75	0,86	2,25	1,14	7,42	7,61
Гликоли	0	0	0	0	0	4,6	0
Фенолы	0	0	0	0	0	0,36	0
Терпены	0	0	0	0	0	0	0,56
Не определенные вещества	3,18	4,66	1,22	0,99	1,69	5,79	0,83

Относительно повышенными содержаниями в воде характеризуются алканы и алкены. Эти две группы веществ обычно имеют невысокие содержания в природных водах, так как характеризуются низкой способностью к растворению в воде. Установлены высокие содержания спиртов, которые представлены веществами с различной молекулярной массой. Содержание альдегидов в водах невысокое, в проанализированных водах наблюдается их значительная дисперсия, что может быть связано с их низкими содержаниями во вмещающих породах или активным преобразованием в более окисленные соединения. Наиболее высокими содержаниями характеризуется группа эфиров. На данном этапе этот факт еще не получил объяснения, хотя существуют работы, которые показывают, что основными формами миграции органики в геотермальных системах являются эфиры и нормальные алканы [7].

В углекислых водах Тункинской впадины были зафиксированы более высокие относительные содержания алканов и алкенов, это может быть связано с тем, что растворимость этих соединений возрастает под воздействием углекислого газа, находящегося в сверхкритическом состоянии. На Витимском плоскогорье источники углекислых вод холодные, мерзлота выполняет роль экрана, препятствующего проникновению воды. Поэтому газ смешивается с водой вблизи поверхности, когда он из флюида уже перешел в газообразное состояние и потерял растворенную органику в нижележащих горизонтах. Окислительное воздействие флюида углекислого газа проявляется в повышении доли спиртов в углекислых водах вскрытых скважинами в Тункинской впадине.

Органические кислоты, вероятно, образуются при окислении органических веществ кислородом воздуха, поэтому мы наблюдаем их повышенные содержания в источниках углекислых вод Витимского плоскогорья. Наблюдается относительно повышенное содержание сложных эфиров в Хуретинском и Романовском источниках. Разгрузка этих источников минеральных вод происходит в заболоченной местности, где наблюдается взаимодействие глубинных восходящих вод с поверхностными водами. С последними, вероятно, поступают органические кислоты, которые вступают в реакцию со спиртами [6].

Методика твердофазной экстракции, адаптированная для пробоподготовки в полевых условиях, позволила определить качественный состав растворенных органических веществ в нескольких источниках углекислых минеральных вод Витимского плоскогорья и Восточного Саяна. Установлены существенные различия в содержании и качественном составе органики, что связано с особенностями геолого-гидрогеологического строения этих территорий и воздействием сверхкритического состояния углекислого газа.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту IX.137.1.4. «Взаимодействие в системе...» № гос. рег. АААА-А17-117021310076-3, частично по проекту РФФИ № 18-45-030003\18.

1. Абрамов, В.Ю. Формирование органического химического состава углекислых минеральных вод Эссентукского и Нагутского месторождений / В.Ю. Абрамов // Разведка и охрана недр. – 2014. – № 5. – С. 47-51.
2. Лифшиц, С.Х. Возможный механизм образования нефти в потоке сверхкритического флюида на примере диоксида углерода / С.Х. Лифшиц, О.Н. Чалая // Сверхкритические флюиды: теория и практика. – 2010. – №2. – С. 45-55.
3. Соболева, Е.Б. Термогидродинамика сверхкритических флюидов при наличии температурных неоднородностей / Е.Б. Соболева // Сверхкритические флюиды: теория и практика. – 2013. – №4. – С. 62-77.
4. Другов, Ю.С. Пробоподготовка в экологическом анализе / Ю.С. Другов, А.А. Родин. – СПб.: Анатолия, 2002. – 755 с.
5. Environmental Sample Preparation: Application Guide. – Phenomenex inc., 2017. – 16 p.
6. Плюснин, А.М. Органическое вещество в углекислых минеральных водах Витимского плоскогорья и Восточного Саяна / А.М. Плюснин, А.В. Украинцев, М.К. Чернявский // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: мат-лы Всерос. конф. с междунар. участием 20-25 августа 2018г., г.Чита (ИПРЭК СО РАН, ИНГГ СО РАН, ЗабГУ). – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2018. – С.68-71.
7. Потурай, В.А. Органическое вещество в поверхностных и подземных водах района Анненского геотермального месторождения (Дальний Восток) / В.А. Потурай // Геохимия. – 2017. – №4. – С. 372-380.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА ДЛЯ ПОРОД КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА БЕЛАЯ ЗИМА.

© Е.А. Хромова¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}, И.А. Избродин¹

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, lena.khromova.00@mail.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

В последние годы в литературе появилось большое количество новых геологических, минералогических и геохимических данных по карбонатитовым комплексам, что позволяет ответить на ряд вопросов связанных с источниками вещества. Для решения этой проблемы, нами был проведен изотопный анализ пород формирующих комплекс Белая Зима.

Зиминский рудный район - один из уникальных редкометальных районов России. Он включает ряд месторождений Nb, Ta, TR, U, Pb, Zn и P, образующих Восточно-Саянскую провинцию ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Белая Зима, входит в состав района, и является одним из крупнейших ниобиевых месторождений этой провинции. Геологическое строение массива детально изучалось А.А. Фроловым [6]. Центральная часть комплекса, представляет собой карбонатитовый шток, по периферии он обрамляется щелочными силикатными породами. Комплекс Белая Зима прорывает породы песчано-сланцевой толщи верхнего протерозоя с пластами кварцитов и согласными дайками диабазов [6]. Возраст пород комплекса составляет 645-643 млн лет [8, 9].

В пределах щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима наиболее распространенными силикатными породами являются мельтейгиты, ийолиты и нефелиновые сиениты. Мельтейгиты - меланократовые средне – крупнозернистые породы, состоящие из клинопироксена (80%) и нефелина (до 15 -20 %). Ийолиты - массивные породы, сложены приблизительно равными количествами нефелина и клинопироксена. Второстепенные минералы мельтейгитов и ийолитов представлены магнетитом, титанитом, перовскитом, ильменитом, реже встречаются щелочной амфибол, апатит, флогопит, кальцит, гранат. Акцессорные – бадделеит, касит, вторичные – либнерит, канкринит. Нефелиновые сиениты главным образом состоят из калиевого полевого шпата (до 70% породы), клинопироксена и нефелина, который на 50 % замещается канкринитом. Второстепенные минералы представлены щелочным амфиболом, флогопитом, кальцитом, апатитом. Среди акцессорных наиболее распространены циркон, титанит, ильменит, рутил, пироксид [3,5,7,10].

Среди карбонатитов самыми распространенными являются кальцитовые, кальцит-доломитовые и анкеритовые. Кальцитовые карбонатиты представлены крупнозернистыми, массивными разновидностями. Породы на 80% сложены кальцитом. Второстепенные минералы представлены клинопироксеном, флюоркальциопироксидом, флогопитом, апатитом, магнетитом, оливином (частично серпентинизирован), щелочным амфиболом. Акцессорные - анкилит, минералы группы бербанкита, монацит-Се, карбоцернаит, лаашит (в виде мелкой вкрапленности в кальците) ильменит, стронцианит, цирконолит, баритокальцит, Nb – рутил, торит, бадделеит. Кальцит-доломитовые карбонатиты - среднезернистые, порфириовидные, часто полосчатые разновидности. Основными минералами являются доломит, кальцит, минералы группы биотита, щелочной амфибол. Второстепенные представлены апатитом, кенопироксидом, магнетитом, сульфидами (пирит, сфалерит). Акцессорные - анкилит, бербанкит, цирконолит, монацит-Се, катаплеит, ильменит, циркон, бадделеит. Анкеритовые карбонатиты распространены реже, они представляют собой мелко-среднезернистые, пятнистые, реже полосчатые породы. Состоят преимущественно из анкерита, доломита и кальцита, с подчиненным количеством апатита, барита, сульфидов (в основном, пирита), гидропироксидов. В породах широко распространены фторкарбонаты РЗЭ (бастнезит-Се, паризит-Се и синхизит-Се) и монацит-Се. Их количество в отдельных участках занимает 10-15% породы. Фторкарбонаты РЗЭ формируют тесные сростания друг с другом, встречаются в виде вкрапленности, и образует скопления кристаллов размером 0,1-0,8 мм. Монацит-Се образует пластинчатые, шестоватые зерна и их скопления. Акцессорные минералы анкеритовых карбонатитов - бадделеит, баотит (в виде включений в гидропироксиде), карбоцернаит, анкилит, циркон.

Мельтейгиты характеризуются минимальным содержанием кремнекислотности среди щелочных силикатных пород комплекса. Сумма Na_2O и K_2O достигает 5 мас. %. Отношение натрия к калию колеблется от 0,5 до 2,5. Магнезиальность мельтейгитов ($\text{Mg}\# = 44-56$), коэффициент алкальности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) меньше единицы. Для пород характерны наиболее высокие содержания магния, титана, кальция и низкие алюминия и щелочей по сравнению с ийолитами и щелочными сиенитами. Для ийолитов характерно содержание кремнезема от 35 до 42 мас.%, при более высокой общей щелочности пород по сравнению с мельтейгитами, сумма Na_2O и K_2O в

отдельных пробах достигает 16 мас. % Натрий преобладает над калием $Na_2O/K_2O=2$, в среднем. С повышением количества кремнезема до 42 мас. % увеличивается значение коэффициента агайтности (Ка), который варьирует в пределах 0.55-0.85. По сравнению с ранними мельтейгитами, отчетливо прослеживается увеличение содержания алюминия и уменьшение содержания таких элементов как железо, магний, титан и фосфор. Магнезиальность пород ($Mg\# = 36-49$). Нефелиновые сиениты характеризуются незначительными вариациями SiO_2 и обогащены глиноземом по сравнению с ультраосновными щелочными породами. Содержание суммы Na_2O и K_2O варьирует от 11 до 16 мас. %, при практически равном содержании натрия и калия, отношение элементов в среднем 1. Коэффициент агайтности достигает 0.83, и является наиболее высоким среди щелочных силикатных пород. Для пород характерна низкая магнезиальность ($Mg\# = 28-33$), по сравнению с мельтейгитами и ийолитами. Среднее суммарное содержание РЗЭ в породах комплекса увеличивается от ийолитов и мельтейгитов (0,07 мас %) к кальцитовым (0,13 мас %), кальцит – доломитовым (0,25 мас %) и анкеритовым карбонатитам (4,9 мас %). Исключением являются щелочные сиениты, в которых средние содержания РЗЭ равны 0,02 мас %. Для всех пород комплекса Белая Зима характерно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, и увеличение количества лантаноидов от ранних пород к поздним. La/Yb_c отношение в среднем увеличивается в следующем порядке: 5-30 в силикатных породах, 20-40 в кальцитовых, 25-50 в кальцит-доломитовых, 2500-3500 в анкеритовых карбонатитах. В составе всех пород слагающих комплекс наблюдаются низкие содержания итрия, рубидия, и высокие ниобия и тантала.

Изотопно-геохимические исследования проведены по всем разновидностям пород комплекса. Для всех пород, слагающих комплекс Белая Зима, значения $\epsilon_{Nd}(T)$ варьируют в пределах от - +3,2 до +4,9 (рис.1). Первичные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения колеблются в интервале 0,702672-0,703125 (рис.1). Значения для нефелинового сиенита и кальцитового карбонатита равны 0,704212 и 0,705938, соответственно. Подобное отклонение может быть обусловлено коровой контаминацией.

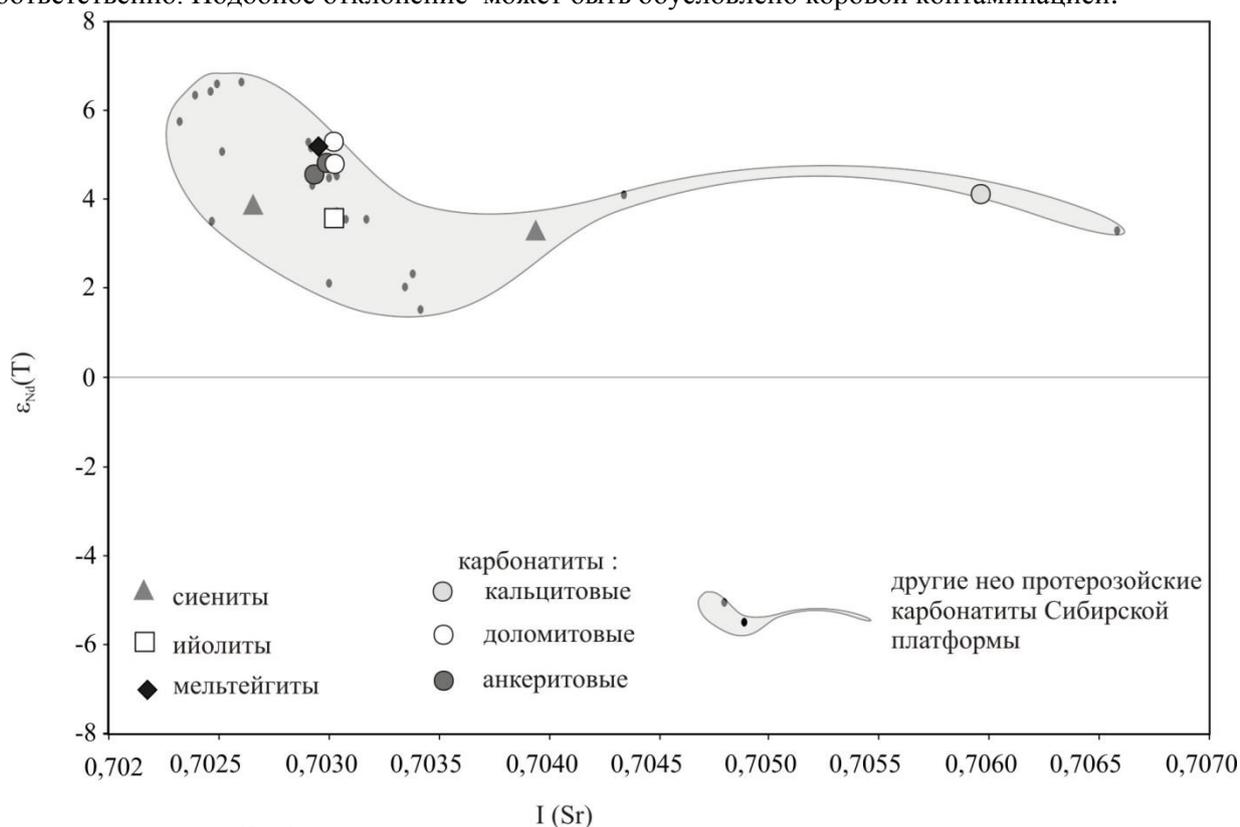


Рис. 1. $\epsilon_{Nd}(T)$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$ (I) изотопные отношения в щелочных породах и карбонатитах комплекса Белая Зима. Данные по неопротерозойским щелочным карбонатитовым комплексам, располагающимся вдоль южной окраины Сибирской платформы приведены по [8].

Корреляция между значениями ϵ_{Nd} и первичными $^{87}Sr/^{86}Sr$ изотопными отношениями в карбонатитах и щелочных породах комплекса (рис. 1), свидетельствует о том, что большинство фигуративных точек изученных пород ложатся в область умеренно деплетированного мантийного источника [2]. С другой стороны, породы комплекса Белая Зима характеризуются повышенными

концентрациями редких элементов. Такое противоречие объясняется тем, что непосредственно перед плавлением, деплетированный мантийный субстрат подвергался активной метасоматической проработке и привнесу вещества, обогащенного летучими и редкими элементами [1, 4]. Высокое содержание несовместимых элементов в породах Белой Зимы (Sr и Nb, La/Sm отношение) свидетельствуют о пользе того, что вероятный мантийный метасоматический агент имел карбонатный исходный состав. Кроме того, обогащение легкими РЗЭ и низкие концентрации тяжелых РЗЭ и Y пород могут указывать на то, что первичные расплавы пород были сформированы из гранат-содержащего источника при низкой степени частичного плавления. Низкие содержания Rb, K и Pb по сравнению с HFSE и LREE позволяют полагать, что в первичных расплавах элементы буферировались флогопитом в процессе плавления.

Одновозрастные неопротерозойские карбонатитовые комплексы, располагающиеся по краю Сибирского кратона, характеризуются изотопными Sr-Nd значениями схожими с таковыми для пород комплекса Белая Зима (рис.1), что позволяет предполагать, что эти типы магм были получены из единого умеренно деплетированного мантийного источника, расположенного под Сибирским кратоном. Исследователи [8], основываясь на расположении щелочных комплексов вдоль границы Сибирского кратона, предположили, что их образование происходило в результате процессов внутриплитного рифтогенеза и распада суперконтинента Родиния, с отделением Сибири от Лаврентии.

Исследования выполнены за счет средств проекта РНФ № 19-17-00019.

1. Андреева И.А., Коваленко В.И., Никифоров А.В., Кононкова Н.Н. Состав магм, условия образования и генезис карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного комплекса Белая Зима, Восточный Саян // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 594-619.

2. Владыкин Н.В. Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия//Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы (ред. Н.В. Владыкин). - Иркутск, 2005. - С.13-30.

3. Гайдукова В.С., Здорик Т.Б. Минералы редких элементов в карбонатитах / Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 86-117.

4. Когарко Л. Н., Хендерсон М., Фоланд К. Эволюция и изотопные источники Гулинского ультраосновного щелочного массива (Полярная Сибирь) // Геохимия. 1999. Т. 364. №2. С. 235-237.

5. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 268 с.

6. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. – Москва: Изд-во НИИ – Природа. 2003. 287 с.

7. Khromova E.A., Doroshkevich A.G., Sharygin V.V., Izbrodin I.A. Compositional Evolution of Pyrochlore-Group Minerals in Carbonatites of the Belaya Zima Pluton, Eastern Sayan // Geology of Ore Deposit. 2017. №. 8. P. 752–764.

8. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады АН. 2005. Т. 404. №3. С. 400-406.

9. Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids. // J. Asian Earth Sci. 2016. Vol. 26. P. 81–96.

10. 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. N 284-285. P. 91-108.

УСЛОВИЯ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА В РАННИЙ ЖЕЛЕЗНЫЙ ВЕК ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ЭПОХА ИМПЕРИИ ХУННУ): РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ УГЛЕРОДА И АЗОТА

В.Б. Хубанов^{1,2}, Б.А. Базаров^{3,4}, Д.А. Миягашев^{3,4}, А.М. Хубанова¹

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, khubanov@mail.ru

²Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

³Институт монголоведения, буддологии и тибетологии СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁴АУ РБ «НПЦ охраны памятников», Улан-Удэ, Россия

На рубеже III-II вв. до н.э. во Внутренней Азии племенами хунну была образована первая кочевая империя. Политическая структура созданного номадного государства впоследствии легла в основу всех кочевых империй Евразии [1,4]. Процессы формирования хунну и их исторические деяния, завоевания и миграция по всему пространству евразийского степного пояса вплоть до западных его пределов, оставили громадное, во многом еще неразгаданное историческое наследие.

Одним из факторов, объединяющих, в том числе централизующих в единое сообщество, кочевников Внутренней Азии является общность их кочевого образа жизни, которая, как предполагается, обусловлена близостью экологических условий для скотоводства на всем протяжении степного пояса Евразии. Для эпохи хунну палеогеографические реконструкции базируются на анализе письменных источников и видового состава животных, обнаруженных в археологических памятниках – могильниках и поселениях. В контексте расшифровки ландшафтно-климатических условий обитания и рациона питания, как животных, так и собственно людей, дополнительные данные могут быть получены из анализа состава стабильных изотопов в коллагене, выделенного из палеонтологических и антропологических остатков.

В настоящем исследовании на основании анализа состава стабильных (углерод и азот) изотопов коллагена из костных и зубных тканей палеонтологических остатков животных и человека проведена реконструкция условий выпаса домашнего скота и палеодиеты кочевников хунну Западного Забайкалья.

Пробоподготовка и изотопный анализ проводились в Аналитическом центре минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Измерения изотопных отношений сделаны с помощью масс-спектрометра Finnigan 253, аналитик Посохов Ф.В.

Костные остатки людей и животных для исследования состава стабильных изотопов были представлены из рядовых могильников хунну шести археологических комплексов, относящиеся II в. до н.э. - I в. н.э.: Ильмовая падь, Нижний Мангиртуй, Нур-Тухум, Гуджир Мыгэ, Енхор, Баргай (Острая Сопка). Отбирались преимущественно зубы: мелкого рогатого скота (МРС, *Ovis/Capra*) – 10 особей, крупного рогатого скота (КРС, *Bos taurus*) – 10 особей, лошадей (*Equus caballus*) – две особи, одной собаки (*Canis lupus*) и одной косули (*Capreolus pygargus*). Из костных остатков, принадлежащие людям, были взяты фрагменты костей нижних конечностей 9 индивидуумов.

Для значительной части проб МРС и КРС $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от -19 до -18‰ и $\delta^{15}\text{N}$ – от 7 до 9‰. Близкий изотопный состав наблюдается для собаки из комплекса Гуджир Мыгэ. Изотопный состав углерода и азота лошадей Ильмовой Пади, косули и единичных представителей МРС и КРС относительно облегчен: $\delta^{13}\text{C}$ от -21 до -20‰ и $\delta^{15}\text{N}$ от 6 до 5.5‰. У людей значения отношений изотопов углерода варьируют от -16 до -13‰, а азота - от 12 до 13‰.

Относительно утяжеленный состав стабильных изотопов большей части домашнего скота свидетельствует о доминировании ксерофитной травянистой растительности в их рационе, которая произрастает в условиях сухой степи, возможно на пастбищах с истощенным растительным покровом и высокой степенью унавоженности. Можно предположить, что такие условия типичны вблизи скотоводческих поселений с полуоседлым и оседлым хозяйственным укладом. При этом лошади Ильмовой Пади и отдельные представители рогатого скота, а также косуля имеют относительно облегченный изотопный состав углерода и азота, что предполагает более благоприятные условия их питания, без водяного и пищевого стресса, и наличия в их рационе кустарниковой и лесной растительности. Вероятно, эти животные паслись либо в лесостепной и/или лесной зоне, либо на пастбищах с чередованием степных, лесостепных и лесных угодий [7]. Состав стабильных изотопов у собаки ($\delta^{13}\text{C} \sim -18\text{‰}$ и $\delta^{15}\text{N} \sim 8.5\text{‰}$) сопоставим с составом травоядных животных степной зоны, но при этом по изотопному составу углерода на 1-1.5‰ и по изотопному составу азота на 3-4‰ выше значения изотопного состава животных лесостепной и лесной зоны. Этот факт говорит о том, что рацион питания собаки состоял в основном из мяса лесных травоядных

животных – по-видимому, это была охотничья особь.

Изотопный состав углерода для представителей хунну существенно утяжелен относительно значений $\delta^{13}\text{C}$, даже для случая, когда рацион питания состоит преимущественно из мяса животных. По-видимому, диета этих людей состояла не только из мяса, но, и также из растений с С4-типом фотосинтеза, для которых типичен наиболее утяжеленный состав углерода. Действительно в раскопанных поселениях хунну обнаружены запасы зерна просо и земледельческий инструмент [2,3,4]. Просо относится к растениям с С4 типом фотосинтеза и характеризуется $\delta^{13}\text{C}$ около 12‰ [8]. С учетом эффекта изотопного фракционирования от продуцента к консументу изотопный состав углерода в костном коллагене человека при смешанном рационе питания, состоящем из мяса и просо, будет находиться между значениями -5.5‰ и -18‰. Именно такие промежуточные значения от -16 до -13‰ наблюдаются у хунну. Относительно утяжеленный изотопный состав азота не противоречит диете хунну состоящей из мяса, просо и рыбы. Об употреблении в пищу последнего продукта древним населением свидетельствуют находки костных остатков пресноводных рыб в археологических комплексах хунну [5].

Таким образом, по результатам анализа стабильных изотопов установлено, что скотоводство хунну организовывало на пастбищах, располагавшихся в различных ландшафтных условиях. Значительная часть рогатого скота паслась на сухостепных или степных пастбищах, возможно с истощенными кормовыми ресурсами и в сильной степени подверженных пастбищной дигрессии. Выпас лошадей и отчасти МРС и КРС был на площадях в пределах лесостепной или лесной зоны, с менее истощенными кормовыми ресурсами.

Обнаруженные в погребениях хунну зерна проса можно связать как с территориями Северной Монголии и Забайкалья, так и с территорией земледельческого Китая. Однако, тот факт, что зерна проса плохо очищены, свидетельствует в пользу монголо-забайкальских степей, пригодных для земледелия и использовавшихся для создания земледельческих и ремесленных поселений из пленных и перебежчиков, поскольку из Китая в основном вывозилось в качестве даров очищенное зерно. Следует отметить, что согласно [6] наличие семян проса практически во всех курганах хуннской знати указывает на особую роль проса в погребальном обряде. В результате проведенного изотопного исследования было установлено, что человеческие кости из рядовых могильников хунну имеют утяжеленный состав изотопа углерода, а это свидетельствует о том, что наряду с мясной и молочной пищей основу диеты кочевых представителей хунну составляло просо.

Исследования проведены при финансовой поддержке мегагранта Правительства Российской Федерации для государственной поддержки научных исследований № 14.W03.31.0016 и выполнены в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ.

1. Гумилёв Л.Н. Хунну. Срединная Азия в древние времена. М.: Изд-во Восточной литературы, 1960. 292 с.
2. Давыдова А. В. Иволгинский археологический комплекс. СПб.: Петерб. востоковедение, 1995. Т. 1: Иволгинское городище. 94 с.
3. Давыдова А.В., Шилов В.П. К вопросу о земледелии у гуннов // Вестник древней истории. 1953. Т. 2. С.193-201.
4. Крадин Н. Н. Империя Хунну. М.: Логос, 2002. 312 с.
5. Крадин Н.Н. Социально-экономический строй хунну Забайкалья // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005. № 1(21). С. 79-86.
6. Полосьмак Н.В., Богданов Е.С. Курганы Суцзуктэ (Ноин-Ула, Монголия). Часть 1 Новосибирск: Инфолио, 2015. 136 с.
7. Bocherens H. Isotopic biogeochemistry and paleoecology of the mammoth steppe fauna //Advances in mammoth research. DEINSEA, 2003. Vol. 9. P. 57–76.
8. Murphy E. M., Schulting R. J., Beer N., Chistov Y. K., Kasparov A., Pshenitsyna M. Iron Age pastoral nomadism and agriculture in the eastern Eurasian steppe: implications from dental palaeopathology and stable carbon and nitrogen isotopes // Journal of Archaeological Science. 2013. Vol. 40 (5). P. 2547–2560.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ КОЛЛАГЕНА КОСТНЫХ И ЗУБНЫХ ТКАНЕЙ ТРАВояДНЫХ ЖИВОТНЫХ МОНГОЛИИ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.М. Хубанова¹, В.Б. Хубанов^{1,2}, В.Ф. Посохов¹

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, hubanova81@mail.ru

² Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

Анализ стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и азота ($\delta^{15}\text{N}$) довольно широко используется для восстановления палеодиет и палеогеографических условий обитания животных и человека в палеоэкологических и археологических исследованиях [4,5,6,7]. При этом реконструкции на основе сравнительного анализа (актуализма) требуют знаний об изотопных характеристиках современных животных. Однако наблюдается дефицит этих данных для животных, обитающих в различных ландшафтно-географических обстановках Центральной Азии. Целью данного исследования являлось сопоставление изотопного состава углерода и азота травоядных животных, населявшие пустынные, степные и лесостепные ландшафты Внешней Монголии и Западного Забайкалья.

Сборы подъемного костного материала были проведены в следующих ландшафтах:

1) пустыня Гоби (Средне-Гобийский, Южно-Гобийский аймаки Монголии) – *Equus ferus caballus* (лошадь)

2) сухая степь южной части Хангай-Хентейского нагорья (Центральный, Баянхонгорский аймаки Монголии) и Удинской впадины (Заиграевский и Хоринский районы Бурятии) – *Bos taurus* (бык), *Bos mutus* (як), *Equus ferus caballus* и *Ovis aries* (баран).

3) луговая степь центральной части Хангайского нагорья (Дзабханский, Архангайский аймаки Монголии) и долины р. Джида и р. Селенга (Джидинский и Селенгинский районы Бурятии) – *Bos taurus*, *Bos mutus*, *Equus ferus caballus* и *Ovis aries*.

4) лесостепь предгорья хр. Хамар-Дабан (Тункинский, Закаменский районы Бурятии и Тунгокоченский, Балейский, Агинский районы Забайкалья) – *Bos taurus*, *Equus ferus caballus*, *Capreolus pygargus* (косуля), *Moschus moschiferus* (кабарга).

Пробоподготовка и изотопный анализ проводились в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ. Методика включала в себя стадии: деминерализация костных и зубных тканей, выделение, очищение коллагена по модифицированной методике Лонджина [8], измерение изотопных отношений углерода и азота в коллагене на масс-спектрометре Finnigan 253 [2].

В общей сложности исследован изотопный состав 43 проб. Для всех них фиксируются атомные соотношения углерода к азоту ($\text{C}/\text{N}_{\text{ат}}$) в диапазоне от 2.9 до 3.6, что свидетельствуют об удовлетворительной сохранности этих образцов [1, 3].

Максимальные значения отношения изотопов углерода наблюдаются для животных пустыни Гоби $\delta^{13}\text{C}$ от -18.55 до -15.41‰. Минимальные $\delta^{13}\text{C}$ – для травоядных лесостепных ландшафтов, которые составляют от -23.58 до -22.57‰. Фауна сухих (от -22.7 до -18.79‰) и луговых (от -22.87 до -20‰) степей имеют промежуточные значения изотопного состава углерода. Наиболее утяжеленный изотопный состав углерода животных пустынных ландшафтов, по-видимому, обусловлен наличием в рационе их питания растений с C4-типом фотосинтеза, которые произрастают в Гоби. Тогда как в умеренной полосе, где полностью доминируют растения с C3 типом фотосинтеза, вариации отношений изотопов углерода у животных контролируется открытостью (степные) или закрытостью (лесостепные) пастбищных пространств. В последнем случае к облегченному изотопному составу углерода в растительности ведет сокращение освещенности под пологом леса, повторная ассимиляция CO₂ в относительно закрытом пространстве (в плотном лесу) и истощение питательных веществ в почве [1, 4].

По изотопному составу азоту изотопно-геохимическая обособленность ландшафтов менее четко выражена. Тем не менее, прослеживается тренд утяжеления изотопного состава азота у лошадей, обитавших на выпасах от степных ($\delta^{15}\text{N}$ 3-4‰) к пустынным (5.5-8.5‰) в Монголии, и от лесостепных (3-5‰) к сухостепным (5-8‰) ландшафтам в Забайкалье. Следует заметить, что наиболее облегченный изотопный состав азота предлагает относительно благоприятные условия обитания в плане водопоя и пищевых ресурсов, тогда как утяжеленный состав может быть обусловлен водным и/или пищевым стрессом [4].

Таким образом, территория Западного Забайкалья и Северной Монголии характеризуются разнообразием ландшафтных обстановок от пустынных и полупустынных ландшафтов до луговых степей и лесостепей. Наиболее отчетливо изотопно-геохимическая обособленность ландшафтов, на

которых кормились травоядные животные выделяется по изотопному составу углерода, который зависит от типа потребляемой растительности. При этом изотопный состав азота у животных в значительной степени контролируется достаточностью воды и пищи и в меньшей степени зависит от ландшафтной обстановки.

Пробоподготовка и изотопный анализ проведены в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ.

Исследования осуществлены в рамках программы фундаментальных исследований ГИН СО РАН (базовый проект IX.127.1.5, № гос. рег. АААА-А16-116121550056-9 и IX.137.1.4, № гос. рег. АААА-А17-117021310076-3).

1. Святко С. Анализ стабильных изотопов: основы метода и обзор исследований в Сибири и Евразийской степи // Археология, этнография и антропология Евразии. 2016. Т. 44. №2. С. 47-55. doi:10.17746/1563-0110.2016.44.2.047-055

2. Хубанова А. М., Хубанов В. Б., Новосельцева В. М., Соколова Н. Б., Клементьев А. М., Посохов В. Ф. Особенности состава изотопов углерода и азота в коллагене зубов *Equus ferus* и *Alces americanus* из археологического местонахождения Усть-Кеуль I (Северное Приангарье) // Известия Иркутского государственного университета. Серия Геоархеология. Этнология. Антропология. 2017. Т. 21. С. 33–59.

3. Ambrose S. H. Preparation and characterization of bone and tooth collagen for isotopic analysis. *Journal of Archaeological Science*. 1990, Vol. 17, P. 431–451.

4. Bocherens H. Isotopic biogeochemistry and paleoecology of the mammoth steppe fauna. *Advances in mammoth research, DEINSEA*, 2003. Vol. 9. P. 57–76.

5. Drucker D.G., Hobson K. A., Ouellet J.-P., Courtois R. Influence of forage preferences and habitat use on ^{13}C and ^{15}N abundance in wild caribou (*Rangifer tarandus caribou*) and moose (*Alces alces*) from Canada. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 2010. Vol. 46, No. 1. P.107–121

6. Germonpre M., Lbova L. Mammalian Remains from the Upper Palaeolithic Site of Kamenka, Buryatia (Siberia). *Journal of Archaeological Science*. 1996, No. 23. P. 35-57

7. Lee Y.I., Lim H.S., Yoon H.I. Carbon and nitrogen isotope composition of vegetation on King George Island, maritime Antarctic. *Polar Biology*, 2009. Vol. 32. P.1607-1615

8. Longin R. New method of collagen extraction for radiocarbon dating *Nature*. 1971, Vol. 230, P. 241–242.

ГЛУБИННЫЕ ГРАНИЦЫ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

© Л.Р. Цыдыпова

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, tsydyпова@ginst.ru

Современные сведения о структуре глубинных оболочек Земли основываются на данных, получаемых, в первую очередь, из геофизических исследований. Сейсмологические, а также геохимические и геотермические данные указывают на структурную, температурную и вещественную неоднородность мантии, связанную с условиями формирования и геологической эволюцией Земли в целом. Основными глобальными границами мантии Земли являются поверхности, граничащие с земной корой и ядром, названные именами ученых, выделивших их – граница Мохоровича (Мохо) и граница Гутенберга. Первая сейсмическая граница лежит в пределах от первых километров в океанах до 70 км в горных областях, вторая находится на глубине 2900 км и примечательна тем, что ниже этой границы продольные волны резко замедляются, теряя 40% своей скорости, а поперечные волны исчезают, не проходя ниже [1]. Мантия, занимая больше половины объема Земли, имеет свои внутримантийные глобальные разделы, т.е. границы, прослеженные повсеместно, находящиеся на глубинах 410 км и 660 км. Вторая граница является разделом между верхней и нижней мантией. Первая – промежуточной границей раздела верхней мантии. Однако, на самом деле, границ, на которых происходит скачкообразное изменение скорости волн Р и S, больше и сами границы характеризуются некоторой переходной областью.

С чем связаны эти границы, могут дать ответы петролого-геохимические данные, основанные, в первую очередь, на определениях состава мантии по ксенолитам, Р-Т равновесиям и фазовым диаграммам минеральных систем. Известно, что в составе земной мантии преобладает небольшая группа химических элементов – кремний Si, магний Mg, железо Fe, алюминий Al, кальций Ca и кислород O. Они сосредоточены в различных силикатных фазах в верхней части мантии до глубины 670 км и в перовскитоподобных силикатных фазах в нижней зоне мантии [2].

Временные характеристики верхней мантии для Байкальского региона и его сопредельных областей были определены на основе метода приемных функций [1]. Приемные функции продольных волн позволяют исследовать сейсмические границы в коре, верхней мантии и переходной зоне. Суммарные приемные функции вычисляются для ряда пробных глубин обмена в диапазоне глубин от 0 до 800 км и в диапазоне эпицентральных расстояний от 30° до 90°. Типичное число суммируемых приемных функций составляет около 110, что в общем случае позволяет выделять сейсмические фазы с амплитудой около 2% от амплитуды первичной Р волны. Эта величина характерна для обменных волн от границ в переходной зоне мантии. Большинство эпицентров используемых землетрясений находится в юго-восточном квадранте. Q компонента приемных функций состоит из обменных волн Ps и многократно отраженных волн, приходящих к приемнику в виде поперечных волн.

Среднемировые времена пробега волн P410s и P660s очень близки к стандартным временам в модели IASP91 – 44.0 и 67.9 с соответственно. Эти границы соответствуют фазовым переходам с отрицательным и положительным наклоном кривой фазового равновесия, и глубина границ зависит от температуры. С повышением или понижением температуры в переходной зоне различие в глубине границ уменьшается или увеличивается, как и разность времени пробега соответствующих обменных волн. Стандартная разность времени пробега означает и стандартную глубину границ. В нашем случае, волна P660s на нескольких станциях регистрируется с большой амплитудой (3,5% от амплитуды продольной волны) на времени около 69,3 с, т.е. с опозданием около 1,4 с относительно стандартного времени. Волна P410S регистрируется на времени около 44,79 с опозданием примерно на 0,8 сек. В нашем случае наблюдается аномальное время пробега волн P410s и P660s, определяемое аномальными скоростями верхней мантии. По [1] скачки скорости на глубине ~400 км связаны со скачками плотности и соответствуют смене моноклинной структуры пироксенов на ромбическую (ClinoPx → OrthoPx) и переходу оливина в вадслеит (Ol → Wds).

1. Винник Л.П., Орешин С.И., Цыдыпова Л.Р., Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Тубанов Ц.А. Кора и мантия Байкальской рифтовой зоны по данным приемных функций продольных и поперечных волн // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. Стр. 695-709.

2. Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МАКРОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА ВОДЫ ИСТОКА РЕКИ АНГАРЫ (2017 – 2018 гг.)

© С.Б. Цыдыпова, В.А. Гребенщикова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова, Иркутск, stsydyпова@igc.irk.ru.

Одной из глобальных проблем современности является дефицит пресной питьевой воды. С каждым годом при развитии инфраструктуры и ростом населения потребность в воде увеличивается.

Байкал – крупнейшее пресноводное озеро нашей планеты (23 тыс. км³), объем которого превышает общий объем воды, содержащейся в пяти Великих озерах Северной Америки. Это делает его одним из самых важных стратегических объектов мира.

Главной задачей является сохранность качества воды оз. Байкал. Для решения этой задачи необходимо детальное изучение химического состава воды Байкала. Река Ангара является единственной рекой, которая вытекает из озера Байкал. Можно предполагать, что ее химический состав отражает состав воды Байкала. В отличие от Байкала р. Ангара не замерзает зимой [3], что дает возможность постоянно исследовать воду в мониторинговом режиме.

Для детального изучения химического состава воды р. Ангары, начиная с 1997 г., Институт геохимии СО РАН проводит подекадный и ежемесячный отбор проб.

Первые данные, полученные о химическом составе воды Байкала и истока Ангары, появились в 30-х годах 19 века. Наше исследование воды выполнено на основе собственных материалов, полученных в 2017-2018 гг. [3-6]. Точка отбора проб поверхностной воды расположена на истоке р. Ангары в 55 км от г. Иркутск (рис. 1.)

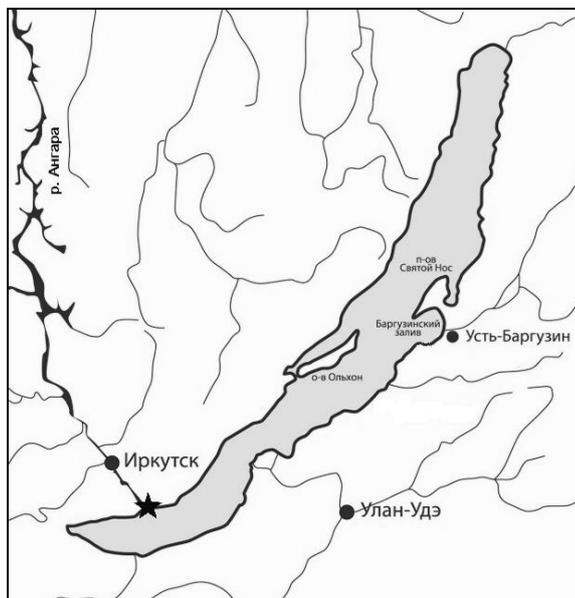


Рис. 1. Карта – схема расположения точки отбора проб воды в истоке Ангары (звездочка).

За 2 года мониторинговых исследований было отобрано 24 пробы для определения ионного состава воды. Определение содержания главных ионов (HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , PO_4 общ., F^-) выполнено на оборудовании ЦКП «Изоотно-геохимических исследований» Института геохимии СО РАН. Правильность результатов подтверждена анализом стандартных образцов состава воды Байкала.

По полученным аналитическим данным вода Ангары, как и Байкала, слабоминерализованная, гидрокарбонатно – кальциевая. Это подтверждает ранее полученные данные других исследователей [1-4], что макрокомпонентный состав байкальской воды со времени его изучения фактически не изменяется или изменяется в очень незначительном диапазоне значений.

К сезонным изменениям наиболее подвержены анионы HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , так же TDS, pH, O_2 (Рис.2 - 4). Незначительные сезонные изменения характерны для катионов Mg^{2+} и Ca^{2+} .

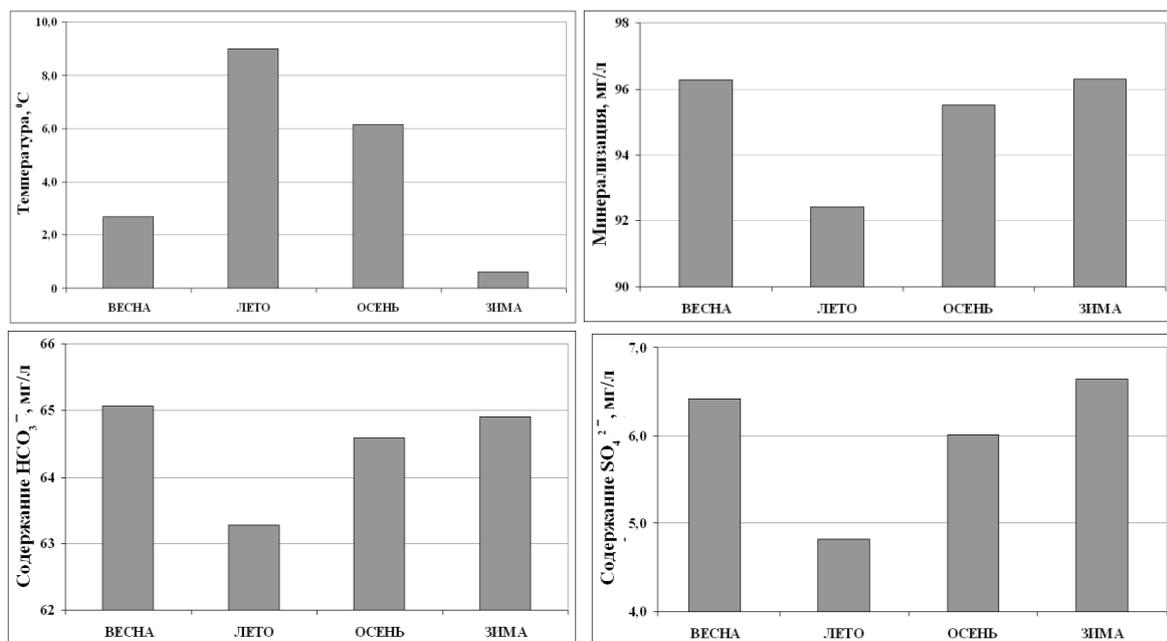


Рис. 2. Сезонные изменения температуры, минерализации, содержаний HCO_3^- , SO_4^{2-} в воде в истоке Ангары.

Величина pH является важнейшим показателем геохимического состояния вод. От него зависит жизнедеятельность и развитие живых организмов и миграция химических элементов [3]. Диапазон изменения величины pH в течение двух последних лет варьирует от 7,5 до 8,0, что позволяет относить воду к нейтральной, слабощелочной.

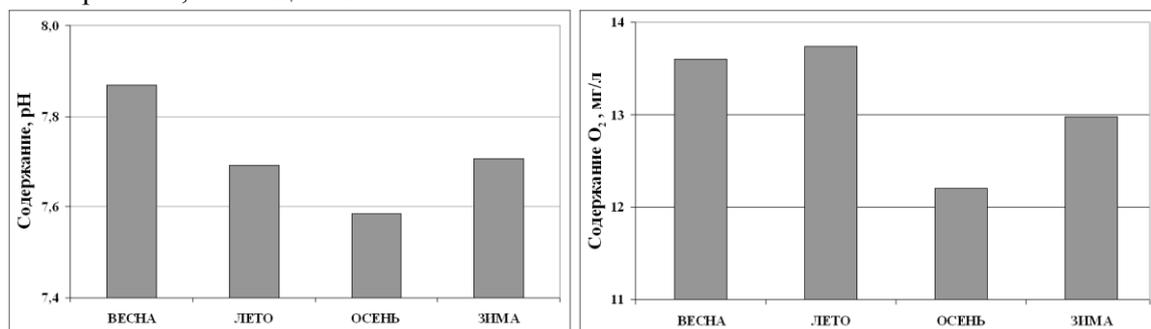


Рис. 3. Сезонные изменения pH, O₂.

Содержание кислорода в воде изменяется в пределах 11 – 14 мг/л, что соответствует среднегодовым содержаниям за предыдущие 20 лет [5-8]. В осенний период наблюдается понижение содержания кислорода, что объясняется повышением температурного режима и интенсивной жизнедеятельностью организмов [1-4].

Весенний минимум концентрации нитратов, скорее всего, связан с бурным развитием диатомовых водорослей [1-4, 9].

Содержание ионов F⁻ в воде истока и Байкала изменяется в небольших пределах. Ион F⁻ заметно повышается в весеннее время года. Это повышение можно объяснить таянием снегового покрова на Байкале и дополнительным поступлением снеговой воды в исток Ангары. Анализ снеговой воды подтверждает это предположение.

Ион Cl⁻ в воде истока, наоборот, незначительно повышен в осеннее время года. Причиной может являться огромный поток туристов, посещающих Байкал и Ангару и сточные воды туристических баз.

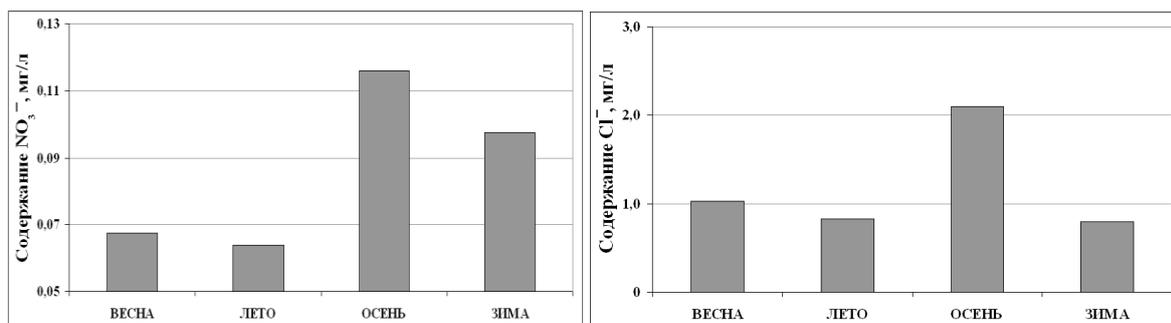


Рис. 4. Сезонные изменения NO₃⁻, Cl⁻.

Совокупность полученных данных показывает, что в течение всего периода исследований, содержание макрокомпонентов в воде р. Ангары не превышает предельно допустимых концентраций, установленных для водоемов рыбохозяйственного и питьевого водоснабжения.

Работа выполнялась при финансовой поддержке гранта РФФИофи_м № 17-29-05022 и проекта НИР (0350-2016-0027).

1. Вотинцев К.К. Гидрохимия озера Байкал // Тр. Байкал. лимнол. ст. АН СССР. 1961. Т. 20. 311 с.
2. Вотинцев К.К., Глазунов И.В., Толмачева А.П. Гидрохимия рек бассейна озера Байкал // Тр. ЛИН СО АН СССР. 1965. Т.8 (28). 495 с.
3. Галазий Г. И. Байкал в вопросах и ответах – Иркутск: ООО «Форвард», 2012. 320 с.
4. Грачев М. А. О современном состоянии экологической системы озера Байкал. Новосибирск: Изд – во СО РАН, 2002. 156 с.
5. Гребенщикова В.И., Кузьмин М.И., Пройдакова О.А., Зарубина О.В. Многолетний геохимический мониторинг истока реки Ангары (сток Байкала) // ДАН. 2018. Т. 480. - № 4. С. 449-454.
6. Гребенщикова В.И., Кузьмин М.И., Цыдыпова С.Б. Цикличность распределения концентраций элементов в воде истока Ангары (сток Байкала) в 1997-2017 гг. // «Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии»: Материалы V Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 45-летию Геологического института СО РАН. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2018. С. 126-128.
7. Гребенщикова В.И., Цыдыпова С.Б., Серебрякова А.С. Годовой (2017г.) цикл изменения ионного состава воды истока Ангары (сток Байкала) //сб. "Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований". Мат-лы Всероссийской НТК "Геонауки-2018". Выпуск 18. Иркутск, 2018. С. 207-212. ISBN 978-5-8038-1302-6.
8. Цыдыпова С. Б., Гребенщикова В. И. Сравнительная характеристика химического состава воды истока Ангары (сток БАЙКАЛА) в 2017 году // Вопросы естествознания 2018, №4(18) . С. 93-98.
9. Khodzher T.V., Domysheva V.M., Sorokovikova L.M., Tomberg I.V., Sakirko M.V. Hydrochemical studies in Lake Baikal: history and nowadays // Limnology and Freshwater Biology. 2018 (1): 2-9.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОВРАЖНО-БАЛОЧНОЙ СЕТИ В БАССЕЙНЕ РЕКИ КУЙТУНКА

В.Н. Черных¹, Д.М. Аюшеева², Б.Б. Раднаева³, Д.В. Бондаренко⁴

¹Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия, geosibir@yandex.ru

²Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова, Улан-Удэ, Россия, dimka71323@mail.ru

³Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова, Улан-Удэ, Россия, www.balik.angam@mail.ru

⁴Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова, Улан-Удэ, Россия, dendj@mail.ru

Бассейн реки Куйтунка (правый приток Селенги) занимает территорию площадью 1141 км² в центральной части Селенгинского среднегорья. Включает долины рек Куйтунка и Куналейка, невысокие отроги хребта Цаган-Дабан с абсолютными высотами на водоразделах в пределах 800 – 1200 м. Рельеф среднегорный среднерасчлененный, превышение междуречий над днищами долин составляет 300–400 м. Выделяются многочисленные эрозионные формы, созданные деятельностью временных водотоков.

Эрозионные процессы – это естественные экзогенные геологические процессы преобразования рельефа поверхностными текучими водотоками. С деятельностью временных водотоков связано образование овражно-балочной сети территории. Известно, что интенсивность эрозионных процессов зависит от особенностей рельефа, механического состава горных пород, количества и характера распределения осадков, а также, от антропогенной деятельности. В связи с этим, характер развития эрозионных процессов в районах интенсивного сельскохозяйственного освоения обуславливается сочетанием взаимозависимых природных и антропогенных факторов. В наибольшей степени интенсификация природных процессов развития эрозионной сети зависит от пашенного земледелия.

Для бассейна реки Куйтунка характерна наибольшая в Бурятии густота овражно-балочной сети, что объясняется сочетанием указанных выше факторов на относительно небольшой территории. Так, для бассейна в целом характерно преобладание среди рыхлых отложений грунтов с легким гранулометрическим составом. В западной части территории широко распространены пески преимущественно эолового генезиса, которые легко подвержены как эрозии так и дефляции, в восточной части преобладают покровные лессовидные супеси и суглинки, которые из-за особенностей строения толщ легко размываются. Уклоны поверхностей в пределах территории достигают 35–40°, что обеспечивает значительную гидравлическую силу водных потоков. Ну и наконец, для территории характерна длительная история пашенного земледелия, становление которого связано с переселением во второй половине XVIII века в долины Куйтунки и Куналейки старообрядцев – «семейских». Для выращивания сельскохозяйственных культур распахиваются целинные земли, в том числе на склонах речных долин, сводятся леса. Пашни занимают склоны речных долин, вплоть до водоразделов.

С развитием сельского хозяйства в бассейне Куйтуки происходит трансформация овражно-балочной сети. Увеличение интенсивности распашки в сочетании с увеличением увлажнения приводит к росту существующих оврагов, возникновению новых.

Подробное описание эрозионных процессов и подсчет основных морфометрических показателей овражной эрозии проводились учеными Бурятской государственной сельскохозяйственной академии и Института экспериментальной биологии СО РАН в 2006 году. Авторы в пределах территории исследования выделили 182 оврага, определены закономерности их размещения на землях разных категорий [2].

В данной работе представлены результаты наблюдений, которые проводятся систематически с 2010 года, что позволяет оценить интенсивность проявления эрозионной деятельности на территории. Подсчет и картирование овражно-балочной сети проводилось дистанционно на основе космических снимков Landsat, с использованием Sas-Планета и Google Earth. При картировании и подсчете учитывались ярко выраженные эрозионные формы, протяженностью более 50 м, расположенные на территориях со степной и лесостепной растительностью, на распаханных и залежных землях. В полевых условиях изучались отдельные овраги в падах Кокорина, Сластина, Барская и др. с выявлением основных морфометрических характеристик и особенностей протекания эрозионных процессов. Съёмки оврагов и других эрозионных форм с воздуха проводились летом

2018 года с малого беспилотного летательного аппарата Phantom 4 (Макаров С.А.). На основе полученных данных составлена схема овражно-балочной сети в бассейне р. Куйтунка.

Современная овражно-балочная сеть территории (рис.1) как продукт длительного исторического развития, характеризуется наличием разновозрастных эрозионных структур. Наиболее древние, донные овраги, обозначенные на топографических картах 1908 года издания, приурочены к днищам падей (рис. 1, а). Такие овраги имеют протяженность более 5 км (максимальная – 8,25 км), вскрывают отложения на полную мощность, в вершинных частях некоторых из них имеются постоянные водотоки. Древние овраги имеют множество боковых отвершков и придаточных оврагов. Вершины постоянно обновляются за счет прироста. В отложениях таких оврагов вскрываются многочисленные следы прошлых врезов и соответствующих им эрозионных форм, которые в периоды аридизации в голоцене заполнялись за счет гравитационных, эоловых и других процессов. Многочисленны остатки ископаемой фауны. Эти овраги, вероятно, не имеют отношения к хозяйственной деятельности, возникли задолго до появления пашенного земледелия и являются естественными водосборами.

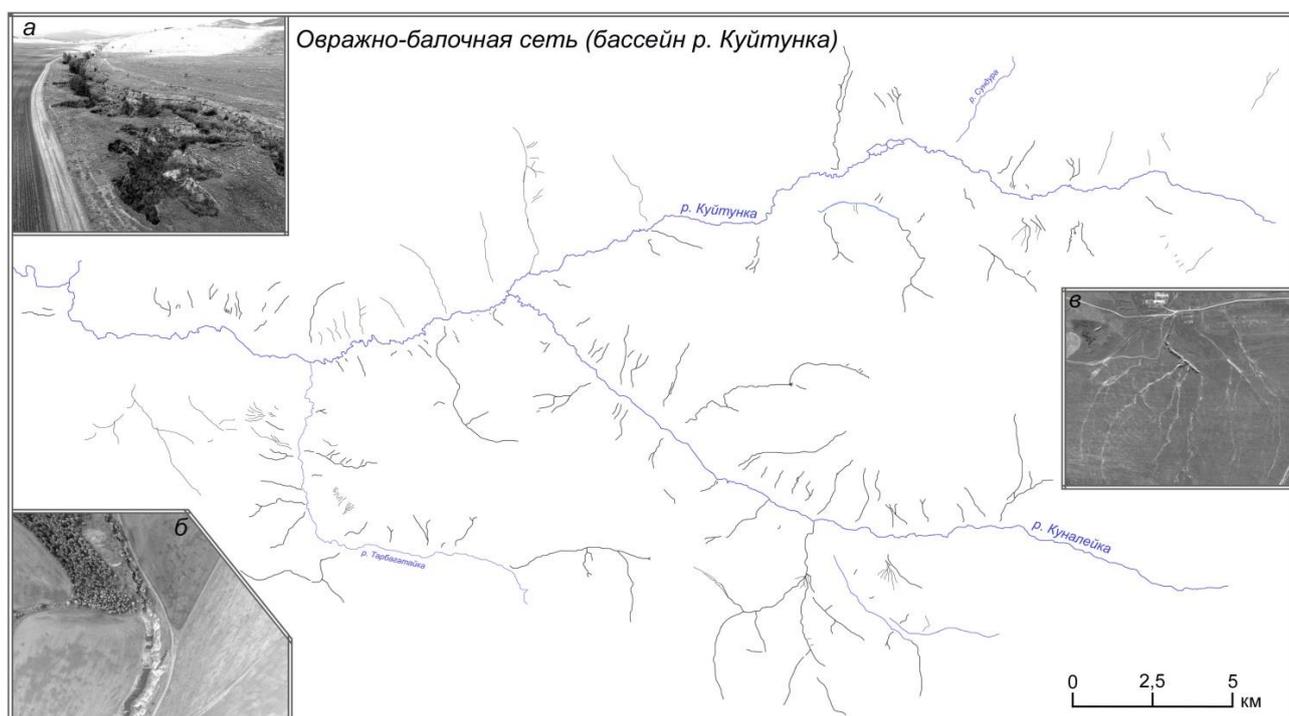


Рис.1. Схема овражно-балочной сети бассейна р. Куйтунка. На фото: а – древний донный овраг в пади Сухой ручей, б – вершина молодого склонового оврага в пади Кобылкина, в – сеть небольших оврагов в районе с. Надеино.

К молодым можно отнести склоновые овраги, которые образовались в недавний исторический период. Молодые овраги часто являются продолжением древних, либо придаточными оврагами. Иногда наблюдаются в местах, где их появление напрямую связано с деятельностью человека. Такие овраги имеют меньшую протяженность до 2 км, значительную, до 15-20 м глубину. Ярко выражены глубинная эрозия, осыпные и обвальные процессы, суффозия (рис. 1, б).

Самыми многочисленными эрозионными формами овражно-балочной сети в бассейне Куйтунки являются мелкие овраги, глубиной от 0,5 до 4 м. Приуроченные к залежным землям. Их протяженность обычно менее 1 км, иногда образуют целые системы (рис.1, в).

Всего на исследуемой территории насчитывается 210 оврагов. Общая протяженность овражной сети составляет 202,54 км. Густота эрозионного расчленения для всего бассейна 17 м/км², что превышает средние показатели по югу Восточной Сибири (16 м/км²) [1]. Протяженность оврагов (таблица 1) зависит от характера рельефа.

Табл. 1. Распределение оврагов по длине

	Протяженность, км	Количество, ед	Преобладающий тип
1	< 0,5	101	склоновый
2	0,5 – 1	45	склоновый
3	1 – 1,5	34	склоновый
4	1,5 – 3	17	донный
5	>3	13	донный

Среди общего количества преобладают эрозионные формы протяженностью до 0,5 км. В большинстве своем они являются придаточными склоновыми оврагами, связанными с общей системой крупных донных оврагов, либо прорезают подгорные шлейфы. На территории множество оврагов с протяженностью от первых десятков метров, которые на снимках дешифрируются плохо, поэтому учитывались при изучении только те, расположение которых достоверно известно из полевых наблюдений. Длинные склоновые овраги это относительно молодые эрозионные формы, образовавшиеся при интенсивной распашке территории. Самые протяженные овраги территории – донные, расположенные в крупных падах.

Согласно расчетам показатель эрозионного расчленения оврагами в отдельных частях бассейна меняется от 0,10 до 0,39 м/км². На территории, сток с которой осуществляется непосредственно в долину Куйтунки он чуть ниже, в бассейне реки Тарбагатайки, максимальный (таблица 2).

Табл. 2 Распределение эрозионных форм (оврагов) по бассейнам основных притоков р. Куйтунка

	Речной бассейн	Площадь бассейна, км ²	Количество, ед	Общая протяженность, км	Густота эрозионного расчленения, км/км ²
1	Куйтунка	784	96	82,4	0,10
2	Куналейка	255,9	70	80	0,31
3	Тарбагатайка	101,1	47	40,14	0,39

На космических снимках видно и по результатам полевых исследований известно, что наибольшая концентрация оврагов с максимальными глубинами характерна для бассейна реки Куналейка. Это связано с наиболее расчлененным рельефом и высокой степенью хозяйственной освоенности.

В связи с распашкой залежных земель и увеличением посевных площадей в бассейне р. Куйтунка в последние 5 лет проблема эрозии приобретает новую актуальность. Из-за продолжительной засухи, установившейся в Забайкалье, вновь распаханная площадь не испытывают на себе разрушающего воздействия воды. При изменении природно-климатической обстановки эрозионные процессы активизируются.

С точки зрения геоэкологии отрицательные формы рельефа, эрозионные борозды, овраги и балки это факторы среды, негативно влияющие на рациональное использование земель. Поэтому борьба с водной эрозией для обеспечения устойчивого развития земледелия в бассейне реки Куйтунка необходима.

1. Рыжов Ю.В. Эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейнах малых рек юга Восточной Сибири // География и природные ресурсы. - 2009. - № 3. - С.94-101.

2. Тармаев В.А. Овражная эрозия в бассейнах рек Куйтунка, Куналейка, Тарбагатайка Селенгинского среднегорья Республики Бурятия / Тармаев В.А., Куликов А.И., Хаптухаева Н.Н., Даржаев В.Х., Мангатаев А.Ц., Ильин Ю.М., Ходоева С.О., Иванов Н.В. // Stiinta Agricola. 2006. № 1. С. 48-51.

ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ И ЛЕЙКОГРАНИТОВ КОЛЛИЗИОННОГО И ВНУТРИПЛИТНОГО ЭТАПОВ МАГМАТИЗМА ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (ПРИБАЙКАЛЬЕ)

© Н.В. Шептякова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, viksaly@mail.ru

В Ольхонском регионе Прибайкалья мигматиты, гранитогнейсы, граниты шаранурского комплекса, массивов Ая, Саса и Сапшилан, а также граносиениты и кварцевые сиениты по возрасту, геологическим и геохимическим особенностям, а также характеру эволюции представляют ряд пород, формирующихся в процессе каледонского синколлизийного гранитообразования (495-465 млн лет) [1, 3, 4, 6, 7, 8]. Исследования показали, что коллизийный этап развития Ольхонского региона сменился внутриплитным тектогенезом, о чем свидетельствует появление редкометалльных пегматоидных гранитов различных геохимических типов [6]: амазонитовых пегматитов Li-F типа среди гранитоидов Аинского массива (Приольхонье) и пегматоидных гранитов с Be-минерализацией (о. Ольхон) (390±5 млн лет).

Гранитоиды шаранурского комплекса. На юго-западе о. Ольхон в районе бухты Колокольня (Южно-Ольхонский массив) нами были закартированы различные по вещественному составу выходы гранитоидов, залегающие среди гнейсов, иногда переслаивающихся с мраморами и кристаллическими сланцами вмещающей толщи [9]. В гнейсах фиксируется развитие близких им по составу жиллообразных тел плагиогранитов и мигматитов, часто с гнейсовидной текстурой и нередко с постепенными переходами между указанными породами. Эти образования являются автохтонной фацией гранитного магматизма в пределах шаранурского комплекса. Однако наибольшее распространение здесь имеют биотитовые, либо амфибол-биотитовые, иногда порфириовидные граниты, образующие довольно крупные аллохтонные массивы вдоль юго-западного побережья о. Ольхон (главная разновидность гранитоидов шаранурского комплекса). Об их интрузивной природе свидетельствуют резкие контакты гранитов с породами вмещающей толщи, на границе с которыми отмечается проявление редких и небольших межпластовых тел мелкозернистых лейкогранитов, вероятно, являющихся поздними дифференциатами более крупных интрузий шаранурских гранитоидов.

Мелкозернистые лейкограниты Южно-Ольхонского массива являются высококальциевыми породами, которые относятся к серии нормальной щелочности. На спайдердиаграмме (рис. 1) видно, что лейкограниты характеризуются повышенными концентрациями Rb, Th, U, K и Pb относительно среднего состава континентальной коры, но более низкими – Li, Sn, Be, Nb, Ta, Zn, Cu, Sr, Nd, Yb, Y и летучих компонентов (B, F). В целом, данные породы попадают в поле K-Na гранитоидов шаранурского комплекса, отличаясь от них несколько повышенными содержаниями Rb и U, но заметно пониженной концентрацией Ta.

В районе пади Ташкиной нами изучались также пегматоидные жильные и шлировидные образования, которые встречаются среди гранитогнейсов и гранитов шаранурского комплекса. Эти пегматоидные породы по петрохимическим характеристикам сходны с составом мелкозернистых лейкогранитов шаранурского комплекса и относятся к серии нормальной щелочности с преобладанием K над Na. Данный тип пород по большинству элементов тяготеет к среднему составу континентальной коры, и в свою очередь эти пегматоидные граниты попадают в поле K-Na гранитоидов шаранурского комплекса. Лейкограниты и пегматоидные граниты, как поздние дифференциаты эволюции шаранурского комплекса, имеют геохимическое сходство с близкими спектрами распределения редких элементов (рис.1), за исключением Li, Nb, Ta, Yb и Y, содержания которых понижены в мелкозернистых лейкогранитах п. Колокольня (Южно-Ольхонский массив).

Редкометалльные пегматиты. В Ольхонском регионе Прибайкалья, кроме гранитоидов шаранурского комплекса, при изучении многофазного Аинского массива выделен Аинский комплекс [5]. Судя по секущим интрузивным взаимоотношениям различных типов гранитов в Аинском массиве правомерно выделение трех интрузивных фаз: крупнозернистых биотитовых гранитов ранней фазы, средне- мелкозернистых лейкогранитов 2-й фазы и заключительной фазы жильных гранитов и пегматитов. Особое геологическое положение занимают в массиве редкие жилы редкометалльных амазонитовых пегматитов, которые могут быть не связаны с его формированием.

Исследования показали, что граниты первой фазы Аинского массива имеют близкий химический состав с K-Na гранитоидам шаранурского комплекса, отличаясь повышенными концентрациями Th, Ta, Li, и пониженными – Ba, La, F, Sr, а также отчетливо выраженным Eu-

минимумом в распределении REE. Геохимические особенности различных фаз Аинского массива характеризуют процесс магматической дифференциации многофазной интрузии [2, 6].

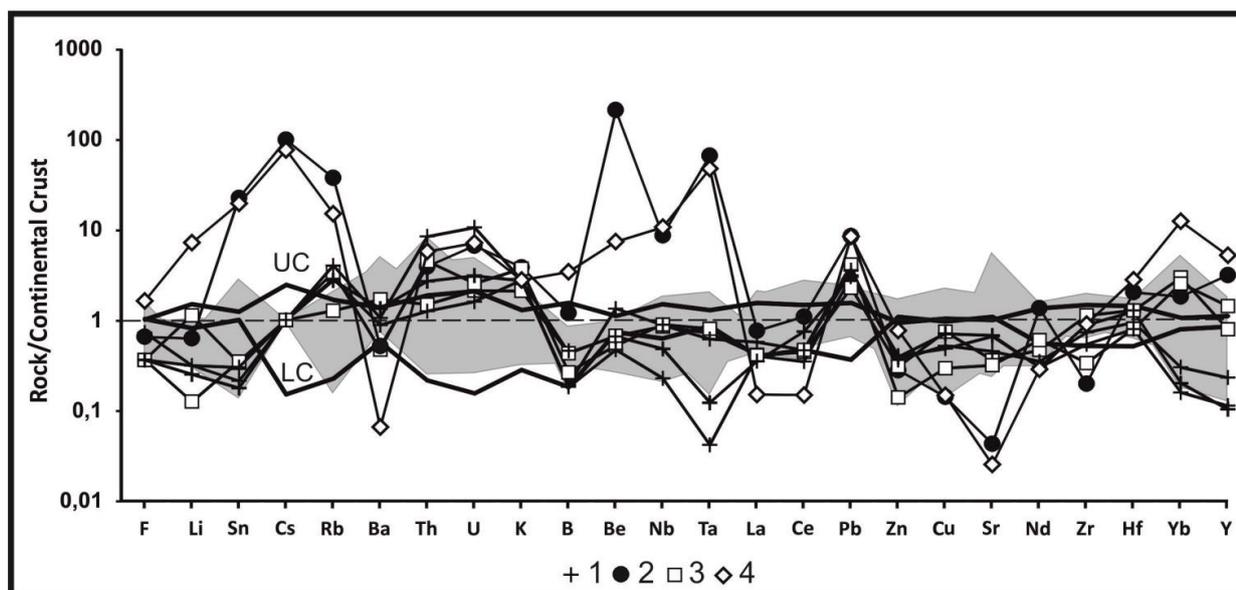


Рис. 1. Спайдердиаграмма распределения редких элементов в гранитоидах шаранурского комплекса, пегматитах и редкометалльных пегматоидных гранитах с Ве-минерализацией и амазонитовых пегматитах Аинского массива Ольхонского региона.

1 – мелкозернистые лейкограниты шаранурского комплекса (Южно-Ольхонский массив, п. Колокольня, о. Ольхон); 2 - редкометалльные пегматоидные граниты с Ве-минерализацией (п. Ташкиней, о. Ольхон) (средний состав); 3 – пегматиты (п. Ташкиней, о. Ольхон); 4 - амазонитовые пегматиты Аинского массива (средний состав). Серое поле на диаграмме – K-Na гранитоиды шаранурского комплекса. Средний состав континентальной коры по [10], UC – upper crust (верхняя кора), LC – low crust (нижняя кора).

В ольхонской серии (о. Ольхон) обнаружено пока единственное зональное с апофизами тело крупно- среднезернистых пегматоидных гранитов с бериллиевой минерализацией в его южной части в верховьях пади Ташкиней. Указанное жильное тело имеет протяженность до 200 м, а его мощность варьирует от первых метров до 20 м. Оно имеет субмеридиональное простирание и внедрилось, вероятно, по зоне разлома в породах гнейсо-сланцевой толщи. Структура пород меняется от мелко-среднезернистых лейкогранитов в эндоконтактовой зоне до средне-крупнозернистых с гранофировыми срастаниями кварц-полевошпатового состава в центральной части жильного тела. В его южном окончании выявлен крупный шпир гигантозернистых пегматоидных гранитов, в которых наряду с полевыми шпатами и кварцем отмечаются скопления зерен граната, часто в ассоциации с биотитом, и агрегаты кристаллов берилла (аквамарина) размером от 0,5-1 до 3-6 см. В полированных шлифах пегматоидных гранитов на микрозонде обнаружены монацит, циркон, ксенотим, касситерит, вольфрамит, тортвейтит, эвксенит и целая группа сложных титано-тантало-ниобатов, размерами 10-25 микрон с примесями U, Th, W, Sn и Sc [2, 6].

Редкометалльные пегматоидные жильные граниты с Ве-минерализацией обладают аномальными геохимическими особенностями, для них характерны минимумы концентраций Ba, а также – Zr. Эти породы имеют низкие индикаторные отношения Zr/Hf и Ta/Nb, но в свою очередь они резко обогащены многими литофильными и высокозарядными элементами: Cs, Rb, Be, Ta, Nb, Sn, Y, но концентрации бора (2-28 г/т) и фтора (75-220 г/т) ниже кларка в континентальной коре (рис. 1). Однако, пегматоидные граниты имеют высокие концентрации Sc [6]. Возрастные данные (390±5 млн лет) и график редкоэлементного состава подтверждают, что более молодые по возрасту редкометалльные граниты не связаны с шаранурским гранитоидным комплексом, и, относятся уже к новому этапу внутриплитного магматизма [2].

Сравнительная геохимическая характеристика пегматитов и пегматоидных гранитов с Ве-минерализацией свидетельствует о том, что эти породы имеют высокие концентрации Th, K и Pb, но низкие – Ba, фтора и бора. Совершенно иным характером распределения редких элементов обладают амазонитовые пегматиты, которые имеют максимальные концентрации Cs, Rb, Pb, Be, F, Ta, Sn, Li, Yb и Y, но минимальные – Ba, La, Nd, Zr и Sr (рис. 1). По этим характеристикам они относятся к Li-F

геохимическому типу.

Геохимическое изучение редкометалльных аинских пегматитов и пегматоидных гранитов с Ве-минерализацией (п. Ташкиней, о. Ольхон) показало, что для них характерны глубокие минимумы содержаний Ba, Sr и Zr, и они резко обогащены многими литофильными элементами: Cs, Rb, Be, Ta, Nb, Sn, Y (рис. 1). Вместе с тем, эти два типа пород различаются между собой по редкоэлементному составу.

Пегматоидные граниты Прибайкалья, залегающие среди гранитоидов шаранурского комплекса, (п. Ташкиней, о. Ольхон) имеют значительное сходство по петрохимическим и геохимическим характеристикам с мелкозернистыми лейкогранитами б. Колокольня. Вероятно, эти разновидности пород сформировались на стадии завершения магматической дифференциации гранитоидов шаранурского комплекса. Наряду с этим, в Ольхонском регионе выделяется два типа редкометалльных пегматоидных гранитов, относящихся к двум геохимическим типам – Li-F (амазонитовые пегматиты Аинского массива, Приольхонье) и Rb-Be-Nb-Sc (пегматоидные граниты с Ве-минерализацией, п. Ташкиней, о. Ольхон), залегающие в ольхонской и ангинской толщах.

Таким образом, в Ольхонском регионе Прибайкалья развиты пегматоидные граниты и пегматиты, которые с одной стороны связаны с эволюцией коллизионного шаранурского комплекса, а с другой – имеют ярко выраженную редкометалльную специализацию и относятся к более поздним внутриплитным образованиям. Эти пегматоидные граниты и пегматиты резко различаются по геохимическим характеристикам, что обусловлено их различной генетической природой и по ним необходимы дополнительные геохронологические и изотопно-геохимические исследования.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ 19-05-00172

1. Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья и их геодинамическая интерпретация (*хр. Хамар-Дабан, о.Ольхон*) / В.С. Антипин, Н.В. Горлачева, В.А. Макрыгина // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 228-243.

2. Антипин В.С., Куц Л.В., Шептякова Н.В., Владимирова А.Г. Геохимическая эволюция раннепалеозойского коллизионного магматизма от автохтонных мигматитов и гранитоидов до многофазных гранитных интрузий (шаранурской и аинский комплексы Прибайкалья). Геология и геофизика. 2018. Т. 59. №12. С. 2027-2039.

3. Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) / А.Г. Владимиров, Н.И. Волкова, А.С. Мехоношин, А.В. Травин, В.Г. Владимиров, С.В. Хромых, Юдин Д.С., Т.Б. Колотилина // Доклады АН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793-799.

4. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чо М., Чонг В., Ким Дж. Синметаморфические гранитоиды (~ 490 млн лет) – индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Забайкалье) /Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, М. Чо, В. Чонг, Дж. Ким // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №10. С. 1543-1561.

5. Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Забайкалья / А.Н. Шмакин, Б.М. Шмакин. - М.: Наука, 1980. 218 с.

6. Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 248 с.

7. Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья / Е.В. Павловский, А.С. Ескин. М.: Наука, 1964. 128 с.

8. Федоровский В.С. Геологическая карта Юго-западной части Ольхонского региона. Москва: ГИН РАН. 2004.

9. Шептякова Н.В., Антипин В.С., Куц Л.В. Коллизионные и внутриплитные палеозойские гранитоиды Прибайкалья: сравнительная геохимия и петрогенезис / Н.В. Шептякова, В.С. Антипин, Л.В. Куц // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 7. С. 1307-1322.

10. Rudnick R. L., Gao S. Composition of the continental crust / R. L. Rudnick, S. Gao // Elsevier. 2003. Vol. 3. P. 1-64.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ УМЕРЕННО-ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ В ОБСТАНОВКЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КАМЧАТКИ

© Ю.Д. Щербakov¹, А.Б. Перепелов¹, С.С. Цыпукова¹

Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, scherb@igc.irk.ru

Развитие умеренно-щелочного и щелочного вулканизма характерно для внутриконтинентальных рифтогенных структур, например, Хан-Богдинская верхнепалеозойская рифтовая впадина на юге Монголии (Коваленко и др., 2010), Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона [1] и Центральная Кенийская щелочная провинция [2, 3]. Примером проявления трахибазальт-трахит-комендитовой серии в коллизионной обстановке является вулкан Немрут, расположенный на восточном берегу содового озера Ван [4, 5, 6]. Проявления умеренно-щелочных серий пород в обстановке активной континентальной окраины редки и заслуживает детального изучения.

В активной континентальной окраине Камчатки проявления умеренно-щелочного вулканизма локализованы в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта и приурочены двум вулканическим центрам: Белоголовский и Большой - Кекукнайский. Породы, слагающие эти вулканы представлены рядом трахибазальт, трахиандезит, трахит, комендит. Образование пород трахибазальт-трахит-комендитовой серии (ТТК) происходит в интервале от позднего плиоцена, до раннего плейстоцена. Породы ТК серии обладают специфическими и индикаторными изотопно-геохимическими характеристиками, а их формирование в зонах перехода «океан-континент» отражает, гетерогенный характер источников магматического вещества.

Породы умеренно-щелочной серий вулканического центра Белоголовский, обладают вещественными чертами, сближающими их с составами магм внутриплитного геохимического типа (WPB). Для трахибазальтов ($Ba/Nb=14-45$, $Nb/Yb=6.8-14.1$, $La_N/Yb_N=6-9$) и трахиандезитов ($Ba/Nb=18-40$, $Nb/Yb=8.0-13.6$, $La_N/Yb_N=7-10$) характерно значительное обогащение LILE и HFSE элементами вплоть до исчезновения аномалий по Ta, Nb, Zr и Hf на графиках нормированных концентраций, но сохранение слабо выраженных положительных аномалий для Pb и Sr (Рис. 1).

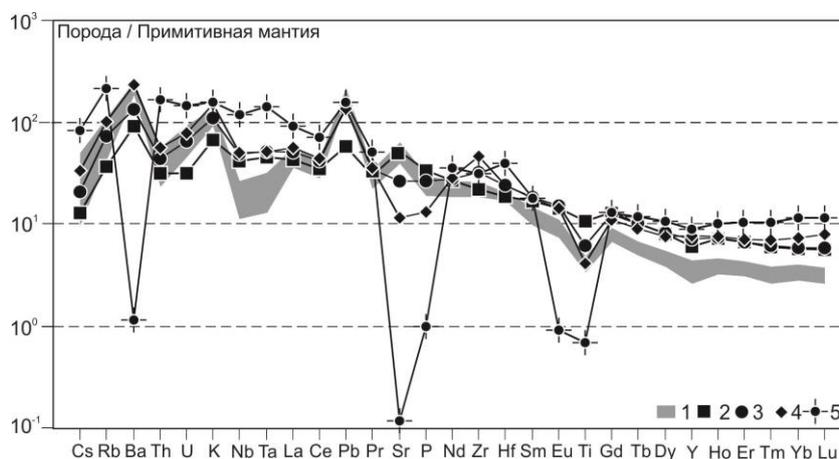


Рис.1 Диаграмма распределения магматофильных элементов вулканического центра Белоголовский.

1 – Поле составов пород вулкана Нюлкандя, 2 – трахибазальт, 3 – трахиандезит, 4 – трахит, 5 – комендит. Состав примитивной мантии по [7]

В эволюционном ряду пород умеренно-щелочной серии в трахиандезитах и трахитах продолжается возрастание концентраций Rb, Th, U, Zr, Hf, Nb и Ta на фоне снижения содержаний Sr, P и Ti. Составы выделенных среди трахитов групп 1-го типа ($Ba/Nb=23-47$, $Nb/Yb=8.0-13.9$, $La_N/Yb_N=6-9$) - и 2-го типа ($Ba/Nb=17-20$, $Nb/Yb=13.4-14.3$, $La_N/Yb_N=7-8$). Последние заметно обогащены Th и U, но обеднены Ba. Конечным продуктом дифференциации являются комендитовые трахиты и комендиты ($Ba/Nb=0.1-0.6$, $Nb/Yb=11.4-24.6$, $La_N/Yb_N=5-9$), для которых характерны наибольшие содержания РЗЭ относительно остальных пород серии, а также ярко выраженный минимум по Ba, Sr, P, Ti пород серии на уровне петрогенных и редких элементов могут свидетельствовать о существовании нескольких исходных магм, в данном случае трахибазальтовых или трахиандезитовых.

Взаимодействие источников может быть объяснено в рамках геодинамической модели образования умеренно-щелочных магм в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта Камчатки в условиях реализации процессов астеносферно-литосферного взаимодействия и участия в

магмообразовании гетерогенных источников вещества. Принимая во внимание отчетливый структурно-тектонический контроль районов проявления умеренно-щелочных магм в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта в северо-восточном направлении по его простираанию, представляется, что такой контроль был определен формированием области деструкции палеослаба – «slab-window».

С помощью геотермобарометров [8] рассчитаны температуры и давления кристаллизации минералов-вкрапленников из пород вулканического центра Белоголовский (оливин, пироксены, полевые шпаты). Оливиновые вкрапленники (Fo_{70-77}) из трахибазальтов, равновесные расплаву, показывают наиболее высокую температуру (1134-1183° С) и давление кристаллизации (11.3-11.6 кбар). Температуры и давления кристаллизации вкрапленников Srx и Pl ($T \sim 1079-1120^\circ C$; $P \sim 3.8-6.9$ кбар; $5T \sim 1126-1133^\circ C$, $P \sim 6.8-8.5$ кбар соответственно) заметно более низкие. С ростом кремнекислотности пород температура кристаллизации вкрапленников снижаются. Для трахитов кристаллизация кислых полевых шпатов происходит в диапазоне от 814 до 1083° С, в комендитах – 824-892 ° С. Подобные оценочные расчеты P-T параметров кристаллизации породообразующих минералов позволяют предположить, что их формирование в трахибазальтах могла происходить в очаге, расположенном на глубине 30-35 км, что соответствует нижней границе коры Камчаткой [9]. Очаг трахиандезитовых магм мог располагаться на глубине 25-30 км. Соответственно все последующие дериваты кристаллизовались в камерах, расположенных на еще меньших глубинах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 17-05-00883_a, 18-35-00294_мол-а.

1. Козловский А.М., Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Саватенков В.М., Веливецкая Т.А. Трахиты, комендиты и пантеллериты позднепалеозойской рифтогенной бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост Южной Монголии: особенности дифференциации и контаминации щелочно-салических расплавов // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 257-282.

2. Scaillet B., Macdonald R. Phase Relations of Peralkaline Silicic Magmas and Petrogenetic Implications // Journal of Petrology. 2001. V 42. Issue 4. P. 825–845.

3. Macdonald R., Belkin H.E., Fitton J.G., Rogers N.W., Nejbort K., Tindle A.G., Marshall A.S. The roles of fractional crystallization, magma mixing, crystal mush remobilization and volatile-melt interactions in the genesis of young basalt peralkaline rhyolite suite, the Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya rift valley // Journal of Petrology. 2008. V. 49. P. 1515–1547.

4. Çubukçu, H.E., Ulusoy, İ., Aydar, E., Ersoy, O., Şen, E., Gourgaud, A., Guillou, H. Mt. Nemrut volcano (Eastern Turkey): Temporal petrological evolution // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2012. V. 209-210. P. 33–60.

5. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Щербаков Ю.Д. Генезис муджиеритов и бенморейтов вулкана Немрут (Восточная Турция): процессы смешения магм и фракционной кристаллизации щелочно-базальтового расплава // Петрология. Т. 23. № 4. С. 410-439.

6. Ersoy Y., Helvacı Y. FC–AFC–FCA and mixing modeler: A Microsofts Excel spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing // Computers & Geosciences journal. 2010. V 36. P. 383-390.

7. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-254.

8. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems / In: Putirka K.D., Tepley F.J. III., editors. Minerals, Inclusions and Volcanic Processes // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61-120.

9. Konrad-Schmolke M, Halama R., Manea V.C. Slab mantle dehydrates beneath Kamchatka—Yet recycles water into the deep mantle // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2016. V. 17. P. 21.

СОДЕРЖАНИЕ

Ангахаева А.Н. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА ЗОЛОТОЙ КЛЮЧ С ВОДОЙ РЕКИ ТУРКА	2
Артамонов В.П., Солотчина Э.П. КАРБОНАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА ИТКУЛЬ КАК ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ.	5
Аюржанаева Д.Ц., Федоров А.М., Очирова Э.А., Непомнящих А.И., Черноярова Т.С. СТАДИАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ БУРАЛ-САРДЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН).	7
Бадмацыренова Р.А., Будаев Б.Э., Ланцева В.С., Цыдыпова С.Б. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД ХАЙЛЬСКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА (ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ).	10
Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б. УЛЕКЧИНСКИЙ КВАРЦ-СИЕНИТОВЫЙ МАССИВ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В КОНТЕКСТЕ СМЕШЕНИЯ МАГМ.	12
Васильева Е.В., Васильев В.И., Жатнуев Н.С. ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АНАЛОГИИ РЕЙНОЛЬДСА ПРИ РАСЧЁТАХ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОЛЕЙ В МАНТИЙНОМ ПЛЮМЕ.	15
Герман Е.И., Тубанов Ц.А. СЕЙСМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ОТ МАССОВЫХ ВЗРЫВОВ НА КАРЬЕРЕ НИКОЛЬСКОГО УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.	18
Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. КИРШТЕИНИТ В ПАРАЛАВАХ ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ХАМАРИН-ХУРАЛ-ХИД, ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ.	21
Гонегер Т.А. ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНИТОИДОВ ДАУРСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА.	24
Горбунов И.А., Картушинская Т.В., Балаганский В.В., Мудрук С.В. СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УЧАСТКА ГРИДИНО РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ (БАЛТИЙСКИЙ) ЩИТ.	26
Дабаева В.В., Плюснин А.М. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ДРЕНАЖНЫХ ВОД ПЕСКОВ ХВОСТОХРАНИЛИЩА ДЖИДИНСКОГО ГОКА.	29
Долгих П.Г., Полетаева В.И. ТЕХНОГЕННОЕ ПОСТУПЛЕНИЕ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ С РЕКОЙ ВИХОРЕВА В УСТЬ-ИЛИМСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ.	32
Долгобородова К.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т., Цыганков А.А. ВЗАИМОСВЯЗЬ ГАББРОИДОВ И ГРАНИТОИДОВ СУМСУНУРСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН).	35
Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Хубанов В.Б., Рампилов М.О., Ласточкин Е.И. ВОЗРАСТ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД БАМБУЙСКОГО МАССИВА (ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ).	37
Избродина С.Ю., Рампилов М.О., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ИЗУЧЕНИЯ ЖЕЛЕЗО-БОРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛОНГО (БУРЯТИЯ).	39
Извекова А.Д., Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ НАДЕЖДА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН).	41
Калашникова Т.В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ТРУБКИ ОБНАЖЕННАЯ, ИХ СРАВНЕНИЕ С КСЕНОЛИТАМИ ТРУБКИ УДАЧНАЯ, ПЕРИДОТИТАМИ ОРОГЕНИЧЕСКИХ МАССИВОВ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ.	43
Картушинская Т.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А. U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ СТРУКТУРНО-ПРИВЯЗАННЫХ ГРАНИТОИДОВ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ (БАЛТИЙСКИЙ) ЩИТ.	46
Ланцева В.С., Доронина Н.А., Минина О.Р. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАВУЛКАНИТОВ ИТАНЦИНСКОЙ СВИТЫ.	49
Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Цыденова Д.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ.	52
Матлай Л.М. ИЗВЕСТКОВЫЙ НАННОПЛАНКТОН ИЗ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ДОНБАССА.	55
Москвитина М.Л., Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б. СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦ-СУЛЬФИДНЫХ РУД ЗУН-ХОЛБИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.	57
Намзалова О.Д.-Ц. ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ТОЛОГОЙ 2.	60
Предин П.А., Добрынина А.А., Тубанов Ц.А. ЗАТУХАНИЕ НИЗКОЧАСТОТНОЙ	

СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СПЕКТРА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА.	63
Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Редина А.А., Николенко А.М., Потапов В.В., Обухов А.В. МИНЕРАЛОГИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ЦЕТРАЛЬНАЯ ТУВА (КАРАСУГ, УЛАТАЙ-ЧОЗ), ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ (МУШУГАЙ-ХУДУК) И ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ (УЛАН-УДЭНСКОЕ).	65
Рампилов М.О., Рипп Г.С., Избродин И.А., Савченко А.А., Ласточкин Е.И. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗАБАЙКАЛЬЯ.	68
Савченко А.А., Рипп Г.С. О ХАРАКТЕРЕ СВЯЗИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЖАРЧИХИНСКОГО МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.	71
Санжиев Г.Д. МИГРАЦИЯ ФЛЮИДОВ, РАСЧЕТНАЯ И АНАЛОГОВАЯ МОДЕЛЬ.	74
Санжиева Д.П.-Д., Тубанов Ц.А. АНАЛИЗ ГРУППИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО БАЙКАЛА.	76
Скрипников М.С., Ветлужских Л.И. ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ И Sr -ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ.	78
Степченко В.В. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ СЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХОДОКАНСКОЙ СВИТЫ (ХОДОКАНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ, НЕЧЕРСКОЕ ПОДНЯТИЕ, БОДАЙБИНСКИЙ РАЙОН).	81
Ташлыков В.С. ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЯКШИНСКОЙ СВИТЫ БАГДАРИНСКОЙ ПОДЗОНЫ ВИТИМКАН-ЦИПИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).	84
Тирских Э.Н., Полетаева В.И. ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ, ПОРОВЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД БРАТСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА.	87
Украинцев А.В., Плюснин А.М. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ТВЕРДОФАЗНОЙ ЭКСТРАКЦИИ ДЛЯ АНАЛИЗА СОСТАВА РАСТВОРЕННЫХ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ В УГЛЕКИСЛЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОДАХ.	90
Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. ХАРАКТЕРИСТИКА ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА ДЛЯ ПОРОД КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА БЕЛАЯ ЗИМА.	93
Хубанов В.Б., Базаров Б.А., Миягашев Д.А., Хубанова А.М. УСЛОВИЯ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА В РАННИЙ ЖЕЛЕЗНЫЙ ВЕК ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ЭПОХА ИМПЕРИИ ХУННУ): РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ УГЛЕРОДА И АЗОТА.	96
Хубанова А.М., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ КОЛЛАГЕНА КОСТНЫХ И ЗУБНЫХ ТКАНЕЙ ТРАВояДНЫХ ЖИВОТНЫХ МОНГОЛИИ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ.	98
Цыдыпова Л.Р. ГЛУБИННЫЕ ГРАНИЦЫ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА.	100
Цыдыпова С. Б., Гребенщикова В. А. СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МАКРОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА ВОДЫ ИСТОКА РЕКИ АНГАРЫ (2017 – 2018 гг.).	101
Черных В.Н., Аюшеева Д.М., Раднаева Б.Б., Бондаренко Д.В. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОВРАЖНО-БАЛОЧНОЙ СЕТИ В БАССЕЙНЕ РЕКИ КУЙТУНКА.	104
Шептякова Н.В. ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ И ЛЕЙКОГРАНИТОВ КОЛЛИЗИОННОГО И ВНУТРИПЛИТНОГО ЭТАПОВ МАГМАТИЗМА ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (ПРИБАЙКАЛЬЕ).	107
Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ УМЕРЕННО-ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ В ОБСТАНОВКЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КАМЧАТКИ.	110