Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского Отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН)

Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике

Материалы

VI Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике, посвященной памяти академика Н.Л. Добрецова 23-27 августа 2021 г., Улан-Удэ - Горячинск



Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт СО РАН

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования Бурятский государственный университет

БАЙКАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКЕ

Материалы VI Всероссийской молодежной научной конференции, посвященной памяти академика Н.Л. Добрецова

(23-27 августа 2021 г., Улан-Удэ – Горячинск)

Улан-Удэ Издательство БНЦ СО РАН 2021

Редакционная коллегия

М.В. Рампилова, канд. геол.-минерал. наук *В.В. Дабаева*, канд. геол.-минерал. наук

БАЙКАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ Б 18 ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКЕ: мат-лы VI Всерос. молодежной науч. конф., посвящ. памяти академика Н.Л. Добрецова (23–27 августа 2021 г., Улан-Удэ – Горячинск): электронный вариант / Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт СО РАН; Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования Бурятский государственный университет. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2021. – 160 с.

ISBN 978-5-7925-0604-6

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 ГИСтехнологий 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.

УДК 55 ББК 26.3

© ФГБУН ГИН СО РАН, 2021 © ФГБУ ВО БГУ, 2021 © Кол. авт., 2021 © Изд-во БНЦ СО РАН, 2021

ISBN 978-5-7925-0604-6

НИКОЛАЙ ЛЕОНТЬЕВИЧ ДОБРЕЦОВ 15.01.1936–23.12.2020



Камчатка, 1965 г.

Николай Леонтьевич Добрецов родился 15 января 1936 г. в Ленинграде в семье ученых. С медалью окончил среднюю школу и поступил в Ленинградский горный институт на геологоразведочный факультет, который с отличием окончил досрочно за четыре года. Феноменальная работоспособность Николая Леонтьевича свойственна ему с детства. В институте он ходил сразу в шесть секций – занимался боксом, легкой атлетикой, стрельбой, волейболом, штангой и лыжами; играл за ленинградскую сборную команду «Труд».

Трудовую деятельность начал в Алтайской геологосъемочной экспедиции сначала в должности геолога, а затем – начальника партии. С 1960 г. по приглашению академика В.С. Соболева работал в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (г. Новосибирск). В 1963 г. Н.Л. Добрецов за-

щитил кандидатскую диссертацию на тему «Жадеитовые породы в гипербазитах Западных Саян и других регионов», а в 1970 г. – докторскую на тему «Глаукофансланцевые и эклогитглаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис». С 1972 по 1980 гг. Николай Леонтьевич работает в должности заведующего лабораторией Института геологии и геофизики СО АН СССР.

В 1980 г. Николай Леонтьевич был назначен директором Геологического института Бурятского филиала СО АН СССР, а в 1987 г. – Председателем Президиума Бурятского научного центра. Будучи директором, он активно поддерживал фундаментальные и прикладные исследования, ориентированные на развитие производительных сил Сибири. Под его руководством развивались идеи тектоники литосферных плит и геодинамики, проводились фундаментальные палеогеодинамические реконструкции Забайкалья и Восточного Саяна, выделялись и изучались офиолитовые ассоциации, сформировались гидрогеологическое и радиогеохимическое направления, в том числе метод радиоизотопных индикаторов, что позволило в 1988 г. провести первый в Бурятии Международный симпозиум по авторадиографии, а также ряд симпозиумов IGCP. За свою яркую научную и научно-организационную работу Николай Леон-



В. А. Коптюг вручает переходящее знамя лучшего института Бурятскому геологическому институту.

тьевич был избран в 1984 г. член-корреспондентом, а в 1987 г. – действительным членом АН СССР.

В 1988 г. академик Н.Л. Добрецов стал директором Института геологии и геофизики СО АН СССР, а в 1997 г. – председателем Сибирского отделения РАН и вице-президентом Российской академии наук. Под его руководством с 1998 г. была реализована долговременная программа по совершенствованию и развитию научных исследований и территориальной сети научно-исследовательских институтов, осуществлялась научная проработка важнейших проектов развития России и Сибири. Н.Л. Добрецов был избран членом Корейской, Монгольской, Киргизской академий наук, ряда отечественных и зарубежных научных обществ. Он один из инициаторов создания Ассоциации академий наук Азии: в 2000 г. избран ее первым вицепрезидентом, а в 2002-2004 гг. – президентом.

Николай Леонтьевич более 20 лет работал в редколлегии журнала «Геология и геофизика», с 1992 г. – главным редактором, а с 1997 г. – заместителем главного редактора. С 1993 г. он также – член редколлегии журнала «Петрология». По его инициативе в 2004 г. при Сибирском отделении РАН был организован новый научный журнал «Наука из первых рук». Начиная с 1966 г., он более 30 лет преподавал на кафедре минералогии и петрографии НГУ, сначала в качестве доцента, а затем профессора и заведующего кафедрой. Среди учеников Николая Леонтьевича – члены-корреспонденты РАН, доктора наук и множество кандидатов наук, которые уже сами руководят институтами, факультетами, лабораториями и кафедрами.



Николай Леонтьевич Добрецов – крупнейший ученый в области геологии, минералогии, магматической и метаморфической петрологии, тектоники и глубинной геодинамики. Его имя широко известно в нашей стране и за рубежом, он автор и соавтор более 600 научных публикаций, среди которых 39 монографий. Н.Л. Добрецову принадлежит выдающаяся роль в создании учения о метаморфических фациях и формациях; в научном обосновании месторождений полезных ископаемых, связанных с метаморфизмом; в разработке петрологических моделей офиолитовых комплексов земной коры; в успешном развертывании фундаментальных исследований в области глубинной геодинамики и глобальных изменений природной среды и климата.

В знак признания научных заслуг Н.Л. Добрецов был награжден орденом Трудового Красного Знамени, орденом за заслуги перед Отечеством» II

степени, многими медалями, был Лауреатом Ленинской, Государственной, общенациональной неправительственной Демидовской премий и премии имени А.Н. Косыгина Российского союза товаропроизводителей.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ГОРЯЧИНСКОГО ИСТОЧНИКА НА ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Н.А. Ангахаева

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

Озеро Байкал является крупнейшим хранилищем пресной воды на планете. Однако последние несколько лет в некоторых районах прибрежных зоны озера наблюдается массовое развитие водорослей. Эта проблема вызвана рядом причин как антропогенным воздействием: развитие инфраструктуры туризма у берега Байкала, вследствие чего увеличивается поступление биогенных соединений фосфора и азота в воды озера. Также изменения климата в последние десятилетия вносят свои особенности в развитие состояния воды у берегов Байкала.

На химический состав прибрежных вод оз. Байкал могут оказывать влияние термальные воды разгружающегося непосредственно у берега озера. В данной работе мы рассмотрим влияния разгрузки гидротермальных вод Горячинского ручья, впадающего в залив Байкала между мысами Тонкий и Большие Камни. Ручей берет свое начало из пруда образованного вследствие разгрузки азотно-термального источника Горячинский. Длина ручья составляет 1,8 км, расход ручья составляет 21,6 л/с. Горячинские азотные гидротермы бальнеологического курорта Горячинск Прибайкальского района Республики Бурятия, находятся на юго-восточном побережье озера Байкал, в 140 км севернее г. Улан-Удэ [2]. Район исследования и схема отбора проб воды представлены на рис 1. Расстояние отбора проб воды составлял от берега: первый ряд -1м, второй -3м, третий - 5м.



Рис. 1. Карта-схема расположения места отбора проб Горячинского ручья: 1-ручей Горячинский, 2 – песок, 3 – шифр пробы (1) – дата отбора 2018 года, (2) – ледовый период 2019, (3) – летний период 2019

Полевые исследования проводились в 2018–2020 гг. в ледовый и безледный сезоны года. На месте отбора проб воды с помощью GPS-навигатора определялись географические координаты. Температуру воды t и водородный показатель pH измеряли на глубине 1,5 м. Воду для анализа макрокомпонентного состава помещали в пластиковые бутылки. Для определения микроэлементов водой заполняли полипропиленовые контейнеры (15 мл), предварительно обработанные в лаборатории азотной кислотой 0,1N. На месте отбора проб образцы воды для отделения взвешенных веществ были профильтрованы через фильтры с размером пор 0,45 мкм и подкислены дважды перегнанной азотной кислотой 0,1N до pH=1–2. Анализ макрокомпонентного состава воды выполнен в сертифицированной лаборатории Гидрогеологии и геоэкологии Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ) по стандартным методикам для пресных и соленых вод. Катионы (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺) определяли методами атомной абсорбции, F⁻, SiO₂⁻ колориметрическим, HCO₃⁻, CO₃⁻ и Cl-- титриметрическим, SO₄²⁻ – турбидиметрическим мето-

дами. Анализ содержания микроэлементов проводился в Лаборатории водной микробиологии Лимнологического института СО РАН (г. Иркутск) методом индуктивно связанной плазмы на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 се.

Химический состав микроэлементов в прибрежных водах озера Байкал представлены в таблицах 1, 2, 3.

Шифр	Na^+	Ca^{2+}	$M \alpha^{2+}$	Fe ³⁺	HCO.	SO. ⁻²	CI	F	лH	М
пробы	INA	Ca	wig	It	nco ₃	50_4	CI	1.	pm	IVI
			дата	опробов	ания 25.07	7.2018				
У-6	156,66	14,03	0,61	1	91,53	267,50	15,25	1,84	7,1	595,8
У-7	72,10	9,02	1,82	0,24	76,27	105,20	8,51	0,79	7,4	295,3
У-8	19,25	7,01	2,43	2,36	73,22	7,24	4,25	0,22	7,7	121,0
ср. значение	82,67	10,02	1,62	1,2	80,34	126,6	9,34	0,95	7,4	337,4
				13.0	7.2019					
ГИ-8	16,23	17,03	3,65	0,04	80,54	3,95	12,76	0,35	7,4	142,8
ГИ-15	25,52	14,83	3,40	0,17	79,32	22,04	12,06	0,2	7,5	160,5
ср. значение	20,9	15,93	3,53	0,105	79,93	13,0	12,4	0,28	7,5	151,7
				10.0	4.2019					
ГР-9	25,37	14,03	3,04	0,12	57,97	35,75	11,35	0,63	7,1	163,2
ГР-12	13,77	12,02	3,04	0	57,97	15,48	5,67	0,31	7,0	116,7
ГР-17	9,43	12,02	2,43	0	57,97	5,28	4,96	0,19	7,3	99,6
ГР-20	9,68	10,02	2,43	0	51,87	4,92	5,32	0,15	7,3	95,3
ср. значение	14,6	12,0	2,7	0,03	56,45	15,4	6,8	0,32	7,2	118,7
	(ручей Горячинский)									
ГИ-1	92,86	27,05	1,82	0,09	75,05	143,91	39,71	3,08	7,5	433,1
ГР-1	158,08	28,06	1,82	0,07	64,07	320,70	15,60	2,13	8,5	636,6
ср. значение	125,47	27,6	1,82	0,08	69,6	232,3	27,7	2,6	8,0	534,8

Таблица 1 - Макрокомпонентный состав в прибрежных водах озера Байкал (мг/л)

В таблице 1 мы видим, что в Байкале во всех пробах тип воды был гидрокарбонатнонатриевый, лишь вблизи устья ручей Горячинского в 2018 г. вода оказалась сульфатно- гидрокарбонатная натриевая на этом сказался разлив в Байкале его вод, имеющих сульфатнонатриевый состав. Концентрация химических элементов Горячинского ручья в ледовый период 2 раза выше, чем летний период. В отобранных пробах в Байкале pH (7,1–7,7) минерализация варьирует в пределах 595,8–95,3 мг/л.

Особенности микрокомпонетного состава Байкальской воды. По содержанию стронция заметно выделяется вода ручья Горячинского; однако его повышенные концентрации вследствие выщелачивания горных пород свойственны многим термальным и минеральным источникам Байкальского региона, имеющим глубинное происхождение [1]. Содержание стронция в летний период 9 раз больше чем стандарт Байкальской воды, а в ледовый период большей части пробах меньше чем стандарт. Особое значение для прогноза экологической ситуации имеют данные по содержанию солей фосфора в воде, поскольку именно это часто бывает основным лимитирующим фактором для развития планктонной альгофлоры и бентосных макрофитов. Полученные результаты выявляли, что 2018 году содержание фосфора 3 раза, а ледовый период превышает 32 раза стандарт Байкальской воды. Содержание металлов и неметаллов Горячинского ручья выше, чем стандарт Байкальской воды, что можно связать с активной регенерацией фосфора из отмирающего обильного фитопланктона в эвтрофированном Горячинском пруде.

Все значения концентраций тяжелых металлов в прибрежных водах озера Байкал превышают стандарт Байкальской воды. Исключение составляют только мышьяк. Превышение концентрации железа в 20 раз больше чем стандарт Байкальской воды. Также ручей Горячинский превышает все содержание стандарта.

В результате исследования установлено, что несмотря на небольшой расход Горячинского термального ручья, он оказывает влияние на температуру вод, общую минерализацию и микроэлементный состав воды в прибрежной части рассматриваемого залива. В результате этого в этом заливе происходит интенсивное развитие водной растительности. Учитывая длительный засушливый период, господствующий на территории водосбора оз. Байкал, можно предполагать значимый вклад разгрузки термальных вод в формировании очагов загрязнения поверхностных вод спирогирой.

Шифр пробы	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	В	Br	Р	U
		дата	опробовани	я 25.07.20	18				
У-8	33	11,1	3,5	560	28	43	35	260	0,118
У-9	15,3	5,3	1,47	300	20	17,3	20	147	0,42
У-10	4,1	1,32	0,21	143	13,7	<10	10	47	0,62
ср. значение	17,5	5,9	1,7	334,3	20,6	30,2	21,7	151,3	0,4
			13.07.20	019					
ГИ 8	2,7	0,99	0,121	120	12,8	6,2	11,8	33	0,46
ГИ 15	2	0,67	0,023	108	11,5	5	10,2	32	0,53
ср.значение	2,4	0,83	0,1	114,0	12,2	5,6	11,0	32,5	0,5
	10.04.2019								
ГР-20	2,5	0,64	0,057	89	18,3	4,8	9,3	20	0,28
ГР-17	2,5	0,68	0,081	89	13,3	3,2	9,4	9,8	0,31
ГР-12	3,5	1,18	0,174	102	16,9	4,2	10,8	30	0,27
ГР-9	9,7	3,5	0,74	189	16,2	11,1	17,2	49	0,2
ср.значение	4,5	1,5	0,26	117,2	16,1	5,8	11,6	27,2	0,26
		1	учей Горяч	инский					
ГИ 1	29	10,8	3,5	550	31	36	41	230	0,067
ГР-1	33	12,2	2,9	540	33	38	40	158	0,1
ср. значение	31	11,5	3,2	545	32	37	40,5	194	0,08
стандарт Байкаль- ской воды	2,1	0,59	0,001	109	10	<10	7,4	15,8	0,55

Таблица 2. Содержание редких металлов, неметаллов в прибрежных водах озера Байкал (мг/л).

Таблица 3. Содержание тяжелых металлов в прибрежных водах озера Байкал (мг/л)

Шифр пробы	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Cd	As	Mo
		дата с	опробования	1 25.07.20	18				
У-8	0,89	8,4	250	1,14	10,2	16,5	0,15	0,38	3,1
У-9	0,86	10	280	1,66	13,5	18,7	0,26	0,41	2,4
У-10	1,09	10,5	189	1,09	12,7	30	0,23	0,48	1,6
ср.значение	0,95	9,63	239,67	1,30	12,13	21,73	0,21	0,42	2,37
			13.07.20)19					
ГИ 8	0,31	2,8	74	0,71	2,3	7,7	0,04	0,49	1,36
ГИ 15	0,42	3	101	0,47	2,5	4,7	0,028	0,49	1,32
ср. значение	0,36	2,9	87,5	0,59	2,4	6,2	0,034	0,49	1,34
			10.04.20)19					
ГР-20	0,63	4,7	95	1,21	4,1	16	0,09	0,17	1,68
ГР-17	0,7	5,5	94	1	4,3	21	0,15	0,2	2,2
ГР-12	0,57	12,6	89	0,98	5,8	39	0,2	0,16	1,79
ГР-9	0,62	13,9	62	0,69	3,2	26	0,13	0,18	3,6
ср. значение	0,63	9,1	85	0,97	4,35	25,5	0,14	0,17	2,31
		p	учей Горяч	инский					
ГИ 1	1,43	23	187	1,72	3,4	22	0,11	0,52	4,2
ГР-1	0,8	30	126	0,91	7	50	0,25	0,3	5,4
ср.значение	1,11	26,5	156,5	1,3	5,2	36	0,18	0,41	4,8
стандарт	0,14	0,132	82	0,23	1,43	1,85	0,017	0,41	1,32
байкальской воды									

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

Литература

1. Ломоносов И.С., Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В. Минеральные воды Прибайкалья. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977. 223 с.

2. Месторождение подземных вод горно-складчатых областей на примере Прибайкалья и западного Забайкалья / Под ред. Б.И. Писарский. М.: Наука, 1990. 95 с.

СОДЕРЖАНИЕ МЫШЬЯКА В ПОЧВЕ НА ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО АНГАРСКОГО МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО ЗАВОДА г. СВИРСКА ПОСЛЕ РЕКУЛЬТИВАЦИИ НАРУШЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ

Б.А. Баенгуев, Г.А. Белоголова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, baenguev@igc.irk.ru

В настоящее время проблема антропогенного загрязнения экосистем, приводящая к крайне негативным последствиям, является очень актуальной.Особенно остро стоит вопрос химического загрязнения почв промышленных городов, в частности, тяжелыми металлами. Нарушение почвенного покрова вследствие техногенной трансформации почв приводит к ее деградации. Одним из таких примеров является город Свирск, расположенный на территории Иркутской области. Основными источниками поллютантов в почвенном покрове города являются Ангарский металлургический завод (АМЗ), работавший в 1934-1949 гг. и выпускавший мышьяк для оборонной промышленности СССР, и аккумуляторный завод, функционирующий с 1941 г по наши дни. Наибольшую экологическую опасность представлял АМЗ, так как на территории его промплощадки находилось около 131 тыс. тонн арсенопиритовых огарковв течение более 60 лет, что представляло большую угрозу здоровью для местного населения [4]. Такая ситуация значительно обострила экологическую обстановку в этом районе. В результате было установлено загрязнение почв Аs выше предельно допустимой концентрации ПДК – 10 мг/кг, которая охватывала всю территорию города, а вблизи отвалов содержания мышьяка превышало ПДК в 10-400 раз [2].

Работы по ликвидации сооружений завода, а также обезвреживанию и дальнейшемузахоронению отходов производства AM3 завершились в 2013 г.Однако после устранения очага загрязнения проблема рекультивации нарушенных земель и детоксикации почвенного покрова г. Свирска продолжает быть актуальной, так как территория завода, промплощадка и прилегающая территория остаются активно загрязненными мышьяком и TM, следовательно, представляют опасность для здоровья населения города.

Целью данной работы являлось проведение эколого-геохимической оценки территории бывшего Ангарского металлургического завода (АМЗ), после его ликвидации, который являлся одним из опасных объектов загрязнения на территории г. Свирска.

Исследования на территории бывшего AM3 проводились в июле 2019 г. Для оценки пространственного распределения мышьяка в поверхностном слое почвы на этой территории были опробованы 70 площадок на приблизительно равном удалении друг от друга. Также проведено изучение двух почвенных разрезов на глубину 70 см на территории бывших мышьяковистых отвалов и в пределах бывшего здания завода AM3.

Исследуемую территорию условно разделили на 3 части: участок №1 - территория, бывших мышьяковых отвалов, участок №2 - территория, где непосредственно располагался АМЗ и 3-й участок - это окрестности основной зоны загрязнения. На участке №1, после ликвидации отвалов в основном распространены прикорневые его остатки огарков от производства мышьякового концентрата с высоким количеством органики и с примесью суглинков,где мышьяк преимущественно находился в связанных формах.Участок 2 являлся наиболее опасным источником As, так как здесь находились разрушенные остатки цеха и оборудование, где были распространены слабо связанные формы в виде полупродуктов триоксида мышьяка (As₂O₃). На территории участка 3, распространенадерново-карбонатная почва, представленная преимущественно легким суглинком с примесью тонкодисперсных огарков и гумусовым горизонтом 10-15 см.

Химические анализы почв и растений проводили на научном оборудовании сертифицированного аналитического центра коллективного пользования «Изотопно-геохимические исследования» Института геохимии СО РАН. Почвы и растения анализировали методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Измерения проводили при помощи рентгеновских спектрометров S4 Pioneer и S8 Tiger, ошибка анализа составляла 10–20 %. Среднее содержание мышьяка в незагрязненных почвах разных стран составляет 3,6-8,7 мг/кг. Не загрязненные почвы мира редко содержат мышьяк более 10 мг/кг. Высокие содержания As характерны лишь для природных территорий современного вулканизма [5].

Закономерности накопления As в почвах в пределах выделенных участков показаны в табл. 1. Почвы исследованной территории на поверхности в целом остаются очень высокими с содержаниеммышьяка значительно превышающие предельно допустимые концентрации, ПДК As - 10 мг/кг [3].

№ участка	кол-во проб	МИН	макс	ср. знач.	станд. откл
1	18	43	8394	2424	2269
2	15	11	1400	177	352
3	37	19	4550	586	788

Таблица 1. Характеристика содержаний As в почве, мг/кг.

Максимальное накопление этого элемента установлено в почвенном грунте отвала на участке №1 и в зоне его влияния (табл. 1), распределение Аз здесь характеризуется высоким стандартным отклонением, что указывает на неоднородное его распределение. На этом участке наблюдается большой диапазон значения pH от 3,0 до 8.0 и высокие концентрация C_{opr} до 13,5%, связанного с огарками.

Почвы территории участка 2, где непосредственно находился завод и вблизи него, характеризуются не очень высокими концентрациями As после рекультивации, так как здесь были проведены дополнительные работыповнесению удобрений и известковистого раствора в почвенный грунт после удаления остатков завода [1]. По данным ранее проведенных исследований, концентрации мышьяка в почвах на территории мышьяковистых отвалов достигали 21400 мг/кг, а на территории AM3 до 36700 мг/кг [2], тогда как сейчас максимальная концентрация As в почве на территории здания бывшего AM3 (участок 2) значительно ниже (табл. 1).

После ликвидации отвалов осталась их корневая часть. Это видно по распределению As по почвенному профилю №1, рис. 1-А, табл. 2. Содержание этого элемента с поверхности и до глубины 40 см остается очень высоким. Далее оно снижается, а на глубине 60-70 см концентрация As возрастает. Причиной этому служит, развитый на глубине глинистыйприродный горизонт, который создает геохимический барьер, способствующий иммобилизации концентраций мышьяка до 259 мг/кг. Такая же закономерность наблюдается и в почвенном профиле на месте бывшего АМЗ участка 2, рис 1-Б. Содержания As в этом случае характеризуются меньшими значениями, накоплением его также происходит на глубине 60-70 см на глинистом горизонте. Это указывает на наличие подвижных соединений мышьяка в почвенном разрезе, способных мигрировать вниз и сорбироваться на глинистом горизонте, который блокирует распространение мышьяка на глубину.



Рис. 1. Распределение содержания Аѕ мг/кг в почвенном профиле участка 1- А и участка 2-Б

Большую роль в миграции As по вертикальным разрезам могло играть также изменение кислотности почв и органическое вещество. В почвах разрезов прослеживалось снижение кислотности почв и количество С_{орг} на глубину (табл. 2).

Почвенные		Мощность горизонта, см							
разрезы	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70		
Разрез 1As	4650	8250	5150	146	12	11	259		
pH	3,0	3,1	3,5	6,8	7,7	7,9	8,0		
С _{орг} , %	6,5	4,0	3,0	1,5	1,4	0,9	0,7		
Разрез 2 As	120	67	37	25	34	65	185		
pH	3,8	3,8	4,1	7,4	7,8	8,1	8,1		
С _{орг} , %	4,7	4,1	2,9	2,3	1,1	0,8	0,6		

Таблица 2. Распределение концентраций As на глубину (мг/кг)

Анализ взаимодействия этих параметров с концентрацией мышьяка в почвах на основе полиномиальных регрессионных уравнений по разрезу 1 показал закономерное их взаимодействие (рис 2, табл. 2).



Рис. 2 Зависимость концентраций As мг/кг в почве от pH (A), от содержания Сорг(Б) в разрезе 1.

Наиболее тесное взаимодействие установлено между концентрациями As и водородным показателем pH по разрезу 1, рис. 2- А.С уменьшением pH наблюдается увеличение концентраций As в почве. Повышение концентраций C_{орг} в почве сопровождается увеличением концентрации мышьяка. Зависимость этих параметров характеризуется также значимым коэффициентом корреляции, рис. 2–Б.В пределах разреза 2 значимая корреляция между этими параметрами отсутствует, что может быть связано со специфическими миграционными процессами, связанными с проведенной здесь детоксикацией почв. Таким образом, формы соединений As и его миграционная подвижность может зависеть от pH и C_{орг} и на глубину по почвенному разрезу. Увеличение органического вещества в почве может менять величину окислительновосстановительного потенциала почв Eh, который также влияет на миграцию и формы соединений мышьяка [5].

Таким образом, в настоящее время по результатам нашего исследования, территория остается опасной зоной для проведения какой-либо хозяйственной деятельности. В результате ликвидации бывшего AM3 может быть приостановлен ветровой перенос мышьяка на селитебную зону города Свирска, так как основной объем опасных мышьяковистых огарков был вывезен. По результатам исследования, находящийся на глубине глинистый горизонт почв служит мощным геохимическим барьером для проникновения остатков As и тяжелых металлов в подземные воды и попадание их в р. Ангару.

Литература

1. Богданов А.В., Качор О.А., Федотов К.В., Чайка Н.В. Ликвидация последствий деятельности мышьякового производства горно-перерабатывающей промышленности // Экология и промышленность России. 2014. № 2. С. 31-35.

2. Гордеева О.Н., Белоголова Б.А., Гребенщикова В.И. Распределение и миграция тяжелых металлов и мышьяка в системе «почва–растение» в условиях г. Свирска (Южное Прибайкалье) // Проблемы региональной экологии. 2010. № 3. С. 108-113.

3. Контроль химических и биологических параметров окружающей среды / под ред. Исаева Л.К. СПб: эколого-аналитический информационный центр «Союз». 1998. 896 с.

4. Шенькман Б.М. Свирский отвал арсенопиритового концентрата и его влияние на водные объекты // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология. 2016. № 2. С. 121-132.

5. Kabata-Pendias A. Trace Elements in Soils and Plants / A. Kabata-Pendias. Boca Raton, FL: Crc Press, 2010. 548 p.

РАЙОНИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ОГРАНИЧЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ СРЕДНЕГО БАЙКАЛА

Е.В. Брыжак, В.И. Джурик

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

В работе рассматривается в методическом и результативном плане сейсмическая опасность территорий Байкало-Монгольского региона на примере двух участков: реконструкции аэропорта, расположенного в п. Горячинск, и строительства гостиничного комплекса, расположенного в п. Турка. Участки исследований расположены на Восточном побережье среднего Байкала в Прибайкальском районе Республики Бурятия (расстояние между ними около 11 км).

Исследуемая территория расположена на юго-западе активизированной окраины Сибирской платформы, где основным разрывными нарушениями, ответственными за высокий сейсмический потенциал территории, является Морской разлом (M=7,5). Разлом (сброс) имеет общую протяженность до 180 км (кайнозой). При относительно высокой сейсмической активности, в пределах активной части разлома выявлены сейсмические события до 8 баллов. Согласно карте общего сейсмического районирования ОСР-2015-А, исследуемая территория относится к области возможных 8-балльных сотрясений, согласно карте ОСР-2015-В – к области 9 баллов (рис. 1). В дальнейшем для участка строительства гостиничного комплекса в п. Турка (участок «Турка») принята исходная сейсмичность 8 баллов (карта ОСР-2015-А), а для участка реконструкции аэропорта в п. Горячинск (участок «Горячинск») – 9 баллов (карта ОСР-2015-В). Выбор соответствующей карты ОСР происходит на стадии проектирования здания или сооружения. Все дальнейшие расчеты проведены относительно исходной сейсмичности равной 8 и 9 баллов, для средних грунтовых условий. Возможные изменения сейсмических воздействий от принятого уровня сейсмичности (8 и 9 баллов, для средних грунтов) определяются местными строительными условиями площадки.



Рис 1. Фрагмент карт ОСР 2015-А и ОСР 2015-В

Для проектирования сейсмостойких сооружений важное значение имеет оценка параметров сейсмических воздействий в баллах и в максимальных ускорениях, а также характеристика частотного состава колебаний грунтов для горизонтальной и вертикальной составляющих. Для решения этой задачи был использован комплекс экспериментальных и расчетных методов: метод сейсмических жесткостей (МСЖ), метод микросейсм, метод тонкослоистых сред (МТС) [3].

Одним из важных параметров для реализации необходимых расчетов по методу сейсмических жесткостей являются скорости сейсмических волн в слоях грунтов до относительно сохранных коренных «эталонных» пород. Для их получения проводились сейсморазведочные наблюдения методом преломленных волн (КМПВ).

На участке «Горячинск» первый слой до глубины залегания УГВ (до 4 м) имеет диапазон скоростей продольных волн (Vp) от 600 до 900-1200 м/с, отношение скоростей продольных волн и поперечных волн Vp/Vs меняется от 2 до 2,2. Второй слой водонасыщенных грунтов, представлен в основном щебенисто-глыбовым грунтом с песчаным заполнителем; Vp меняется от 1500 до 1900 м/с, Vp/Vs – от 2,3 до 3,5. Такое отношение скоростей в водонасыщенных грунтах, по-видимому, связано с преобладанием в них крупных фракций. Третий слой соответству-

ет сильно трещиноватым коренным породам со значениями скоростей Vp от 1900 до 2200 м/с. Ниже в коренных породах скорости быстро увеличиваются до 2400-2500 м/с и далее до 2800 м/с. На участке «Турка» верхний слой от 2 до 4 м, имеет значения скоростей продольных волн от 300 до 420 м/с. Это относительно низкие для верхней зоны разреза значения скоростей и они обусловлены слоем сезонного промерзания, насыпными и песчаными грунтами. Подстилающий слой от 5,5 до 7 м представлен средне- и крупнозернистыми водонасыщенными грунтами. Скорости сейсмических волн в нем меняются в небольших пределах от 1530 до 1690 м/с – Vp и от 240 до 390 м/с – Vs. Ниже залегают крупнозернистые и гравелистые водонасыщенные пески мощностью более 30 м, скорости Vp = 1710–1810 м/с и Vs = 280–440 м/с.

Значения скоростей «эталона» выбирались с учетом данных измерений скоростей в коренных породах, выполненных ранее в пределах Баргузинского хребта в верхней зоне разреза. В итоге, вполне обоснованно, для участка «Горячинск» за эталон принимаются наиболее вероятные значения скоростей в трещиноватых коренных породах со значениями Vp равными 2100 м/с и Vs – 1100 м/с. Для участка «Турка» за эталон принимаются наиболее вероятные их значения равные 2000 м/с – Vp и 1050 м/с – Vs. Для обоих участков наиболее вероятная объемная масса этих грунтов, по инженерно-геологическим данным, близка к 2,5 т/м³. Сейсмическая опасность участков с такими значениями скоростей принимается равной 7 и 8 баллам.

В итоге по методу сейсмических жесткостей для участка «Горячинск» приращения балльности по отношению к эталонному грунту (коренные породы) по методу сейсмических жесткостей лежат в пределах от 0,7 до 1,3 баллов. Сейсмическая опасность всей площадки реконструции аэропорта варьирует от 8,7 до 9,3 баллов. Для участка «Турка» отмечается, что для установленного прогнозного УГВ (1-2 м) приращение балльности находится в пределах от 1,95 до 2,16. Сейсмическая опасность площадки достигает значений 8,95-9,16 баллов.

В дополнение к методу сейсмических жесткостей был использован метод микросейсм. Амплитудно-частотные характеристики (AЧX) в пунктах проведения измерений на исследуемых площадках характеризуют степень увеличения интенсивности колебаний грунтов в зависимости от частоты. Уровни передаточных функций (AЧX) непосредственно использовались для расчета приращений балльности для каждого пункта регистрации микросейсм. Оценка сейсмической опасности площадки с помощью метода микросейсм приводит к следующим результатам. Для участка «Горячинск» основные максимумы частотных характеристик приходятся на диапазон частот от 2 до 5 Гц. Приращения сейсмической опасности по отношению к эталонным коренным породам меняются от 0,5 до 1,3 баллов. Сейсмическая опасность площадки по этому методу варьирует от 8,5 до 9,3 баллов, что хорошо коррелирует с данными метода сейсмических жесткостей. На участке «Турка» частотные характеристики показывают, что опасные для сооружения частоты входят в интервал от 1-2 до 10 Гц. Максимальные увеличения приходятся на относительно низкие частоты 2,9-4,4 Гц. В результате по отношению к эталонным коренным породам приращения сейсмической опасности оцениваются в интервале от 1,6 до 2,2 балла, а сейсмическая опасность по этому методу методу методу методу методу методу в интервале от 8,6 до 9,16 баллов.

Исходный сигнал для вероятного сильного землетрясения определялся на основе количественных геолого-геофизических и сейсмологических данных. Расчетная модель – на основе инженерно-геологических данных, прямых измерений и обобщенных данных о скоростях сейсмических волн на площадке строительства. Исходные акселерограммы (рис. 2) сформированы по методике, изложенной в работах [1, 2], при использовании местных землетрясений из каталога Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН.

Основные параметры сформированных акселерограмм следующие: продолжительность колебаний около 20 с; интервал частот спектра на уровне 0,5 от максимума для горизонтальных компонент (NS и EW) меняется от 1,9 до 16,1 Гц, на уровне 0,7 от максимума – от 2,49 до 11,8. Максимальные значения основных максимумов спектра приходятся на частоты 6,74 и 6,79 Гц, а их значения достигают 36,5 и 40,8 см/с – для участка «Горячинск», 18,2 и 20,4 см/с – для участка «Турка». Максимальное значение ускорений достигает 196-200 см/с² для участка «Горячинск», 98-100 см/с² – для участка «Турка». Для вертикальной компоненты отмеченные выше величины распределяются следующим образом: интервал частот спектра на уровне 0,5 от максимума для горизонтальных компонент (NS и EW) меняется от 1,9 до 15,4 Гц, на уровне 0,7 от максимума – от 3,03 до 10,4. Максимальное значение основного максимума спектра приходятся на частоту 4,44 Гц, а его максимум равен 21 см/с для участка «Горячинск», 10,5 см/с – для

участка «Турка». Максимальное значение ускорений составляет 100 см/с² (участок «Горячинск») и 49 см/с² (участок «Турка»).



Рис. 2. Сформированный сейсмический сигнал для коренных «эталонных» грунтов для исследуемых территорий с принятой исходной сейсмичностью равной 8 баллам (участок «Турка», черные линии) и 9 баллам (участок «Горячинск», серые линии). А –исходные акселерограммы, Б – соответствующие им амплитудные спектры Фурье: 1 – для NS, 2 – для EW, 3 – для Z компоненты

Для проведения теоретических расчетов по методу тонкослоистых сред были построены типовые грунтовые модели, которые характеризуются мощностью слоев, скоростями распространения продольных и поперечных волн и плотностью грунтов. Для этого использовались данные о скоростях распространения сейсмических волн и данные электроразведки. Они соответствуют различной мощности рыхлых, разрушенных и трещиноватых коренных пород, в большинстве случаев водонасыщенных, для исследуемой площадки. Подстилаются они коренными породами с «эталонными» значениями скоростей. Для участка «Горячинск» ускорения колебаний грунтов меняются от 359 до 453 см/с² для NS и от 183 до 242 см/с² для Z компонент. Максимумы спектров лежат в интервале 58,4–90,4 см/с – NS и 41–52,9 см/с – Z. Ширина спектра на уровне 0,7 от максимума находится в интервале частот от 2,98 до 15,3 Гц. Для участка «Турка» получены следующие расчетные данные. Ускорение колебаний достигает значения равного 370 см/ c^2 для максимальной горизонтальной компоненты NS и 180 см/ c^2 для Z компоненты. Максимальное значение спектров: 116 см/с – NS и 33,1 см/с – Z. Максимумы спектров на уровне 0,7 лежат в интервале 1,81-4,44 Гц – NS и 2,88-10,3 Гц – Z. Полученные с помощью расчетного метода ускорения для обоих площадок строительства соответствуют сейсмическому воздействию, равному 9 баллам.

Несмотря на различие в исходной сейсмичности в 1 балл, за счет различного приращения балльности (+2 и +1 балл соответственно) в итоге, при использовании комплекса экспериментальных и расчетных методов, сейсмическая опасность вполне обоснованно оценивается как относительно однородная в сейсмическом отношении в 9 баллов для обоих участков. Полученный результат еще раз убедительно показывает значительность влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность в пределах ограниченных территорий на примере Восточного побережья среднего Байкала.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и МОКНСМ в рамках научного проекта № 20-55-44011.

Литература

1. Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннов А.Ф., Брыжак Е.В., Ескин А.Ю. Методика формирования сейсмического сигнала с целью районирования сейсмической опасности городских агломераций (на примере г. Иркутска) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2012. Т.5. №2. С.96-110.

2. Джурик В.И., Серебренников С.П., Брыжак Е.В., Ескин А.Ю. К методике формирования исходных сигналов с целью прогноза максимальных сейсмических воздействий (на примере г. Иркутска) // Успехи современного естествознания. №3. 2016. С. 146-152.

3. Ратникова Л.И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М.: 1973. 124 с.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ МЕТАНОВЫХ ПОТОКОВ И АУТИГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЯПОНСКОГО МОРЯ

У.В. Величко^{1, 2}, Т.С. Якимов², И.В. Гончарова¹, К.В. Саладьев¹ ¹Дальневосточный Федеральный Университет (ДВФУ), Владивосток, Россия, luchistaya251@gmail.com ²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия.

Глендониты морских отложениях известны во многих районах окраинных морей Российской Федерации и не только, начиная с неопротерозоя до современных [2,3]. На шельфе Японского моря встречаются в позднеплейстоцен-голоценовых отложениях с высокими концентрациями метана (до 13% об.) [2].

По литературным источникам широко распространено предположение об образовании глендонитов в результате псевдоморфного замещения кальцита кристаллов икаита. Уже традиционно указываются условия и способ образования глендонитов, основывается в основном на сходстве морфологии с икаитом и близких значений изотопного состава углерода и кислорода. Икаит представляет собой метастабильный аутигенный минерал, образуется в морских осадках при температурах близких к замерзанию (до -1С) в ассоциации с деструкции органического вещества. При температуре выше +4-5С кристаллы икаита разрушаются, теряют воду и превращаются в кальцитовую кашицу. Главное отличие икаита от глендонитов заключается том, что его кристаллы не включают терригенный материал. Морфологически глендониты сходны с икаитом. Это – кристаллоподобные дипирамидальные и звездчатые образования, часто ассоциирующиеся с карбонатными конкрециями, частично или полностью их запечатывающими. Глендониты, как и конкреции часто содержат большое количество терригенного осадка (минералы, окислы железа, обломки раковин). Это свидетельствует о формировании в слое рыхлого осадка [1].

В ходе комплексной научно-исследовательской экспедиции на НИС «Академик Опарин» (рейс №61) в Японском море, в результате промывки керна, были обнаружены карбонатные конкреции с терригенной оторочкой. В результате изучения, было установлено, что данные образования ни что иное, как псевдоморфозы глендонита по икаиту. В данной работе представлены результаты морфологических, микроскопических (рис. 1), (табл. 1), рентгенофлуоресцентных и микротомографических исследований (рис. 2). Построена схематическая модель формирования псевдоморфоз глендонита по икаиту на основании полученных данных.

С	0	Na	Mg	Al	Si	Р	S	Cl	K	Ca	Mn	Fe	Мо	Total	Mineral
7.55	55.36	0.68					0.18	0.19	0.19	35.86				100	Ca
8.19	57.67							0.13		34				100	Ca
7.87	54.98				1.33			0.13		35.69				100	Ca
7.44	48.98	0.4	0.56				0.18	0.71		41.73				100	Ca
6.61	35.18		1.01	0.56	1.55		0.98	0.33	0.31	52.21		1.27		100	Ca
7.54	49.46									43				100	Ca
8.11	50.94		1.34	1.32	4.71				0.6	32.7		0.29		100	Ca
10.62	47.98		2.99	0.43	0.64	0.25		0.19		36.9				100	Ca
8.61	62.05									29.34				100	Ca
4.62	45.84				0.83					48.03		0.68		100	Ca
8.55	57.18	0.63	0.62	0.22	0.29			0.17	0.2	31.94		0.21		100	Ca
10.55	16.04			0.98	0.93			0.51	0.17	13.52	0.26	56.11	0.91	100	Gm

Таблица. 1. Результаты электронно-зондового микроанализа ОР-61-41-130

Исходя из того, что пирит образовался в результате сульфатредукции органического вещества, можно сказать, что генерация карбонатных конкреций OP-61-41 и OP-61-35 происходила в результате сменяемых процессов: 1. Повышение карбонатной щелочности;

- 2. Метаногеновая деструкция органического вещества;
- 3. Сульфатредукция.

Содержание Fe до 1.5 % в псевдоморфозах, указывает на наличие на момент формирования свободного Fe, что является необходимым компонентом для формирования аутигенных сульфидов. Проявленная зональность показывает постепенный рост кристалла при смене равновесной системы.



Рис. 1. Снимок карбонатной конкреции OP-61-41-130. Сделан на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 (ДВГИ ДВО РАН). а и b – крайние части конкреции, с – центральная часть конкреции и d – увеличенной участок крайней части конкреции. Са-кальцит.



Рис. 2. 3D модель карбонатной конкреции OP-61-41-150 с профильными разрезами. Выполнено на микротомографе SKYSCAN 1272 (ДВГИ ДВО РАН).

Проведенные исследования и анализ литературных источников показывают, что карбонатные конкреции, как проявление аутигенной минерализации служат палеоиндикатором потока углеводородов, в частности метана [1,2].

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 20-35-70014. Авторы выражают благодарность к.г.-м.н. Сырбу Надежде Сергеевне и д.г.-м.н Обжирову Анатолию Ивановичу за поддержку в реализации исследований.

Литература

1. Гептнер А. Р. Биохеогенные карбонаты (глендониты) в осадках Белого моря – возможный индикатор зоны дегазации углеводородов // Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10, М.: ГЕОС, 2010 С. 56-63.

2. Шакиров Р. Б., Сорочинская А.В., Яцук А.В., Аксентов К.И., Карабцов А.А., Вовна В.И., Осьмушко И.С., Короченцев В.В. Икаит в зоне метановой аномалии на континентальном склоне Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2020. № 2. (46). С. 72-84.

3. Rogov M., Ershova V., Vereshchagin O., Vasileva K., Mikhailova K., Krylov A. Database of global glendonite and ikaite records throughout the Phanerozoic // Earth Syst. Sci. Data. 2021. Vol. 13. P. 343-356.

ФЛЮОРИТ-АПАТИТОВЫЕ ПОРОДЫ МАССИВА БУРПАЛА – АНАЛОГИ КАРБОНАТИТОВ

Н.В. Владыкин И.А. Сотникова

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

Щелочной редкометальный массив Бурпала находится в Северном Прибайкалье. Он детально изучался в основном в 60-е годы XX века. А.М. Портновым, А.А Ганзеевым и др. Бурпалинский массив представляет собой интрузию центрального типа площадью около 250 км² (рис. 1), возраст массива составляет 287 млн. лет. Он сложен нефелиновыми сиенитами и пуласкитами, в приконтактовой части переходящими в кварцевые сиениты. Жильные породы представлены дайками шонкинитов, содалитовых сиенитов, лейкократовых гранофиров, целочных гранитов и многочисленных редкометальных щелочно-сиенитовых пегматитов, также имеются две дайки карбонатных пород (возможно карбонатитов). Все породы секутся крупной дайкой апатит-флюоритовых пород со слюдой и магнетитом. Нами предложена новая схема магматизма массива: шонкиниты → нефелиновые сиениты → щелочные сиениты → кварцевые сиениты → жильные породы: мариуполиты, редкометальные пегматиты, карбонатиты, апатит-флюоритовые породы, щелочные граниты.

При проведении полевых работ обнаружена небольшая жила гранита, которая сечет апатит-флюоритовые породы, что также указывает на отделение данных пород от пегматитов, а гранитная составляющая связана со следующей фазой внедрения и имеет свою ассоциацию редкометальных минералов.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Бурпалинского массива. 1 – четвертичные отложения; 2 – аляскиты, щелочные граниты; 3 – редкометальные сиениты; 4 – кварцевые сиениты; 5 – пуласкиты; 6 – нефелиновые сиениты; 7 – роговики; 8 – песчаники, алевролиты холодненской свиты; 9 – места расположения апатит- флюоритовой жилы.

Проведены термобарогеохимические исследования апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива. Полная гомогенизация включений рассолов в флюорите достигается при температурах от 520 до 560°С, а температура образования апатита составила 850°С. Высокие температуры гомогенизации включений свидетельствуют о магматогенной природе расплавфлюида.

Для агпаитовых массивов не характерно образование карбонатитов. Исключением является Хибинский массив, но учитывая значительную площадь его пород - 1200 км², в сравнении с несоразмерно малым объемом карбонатитов, генезис которых является предметом дискуссии.

В Бурпалинском массиве к концу процесса идет накопление фтора и фосфора, а CO₂ незначительное количество и вместо CaCO₃ образуется CaF₂, так что апатит-флюоритовые породы Бурпалинского массива можно считать аналогами карбонатитов.

ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ОКИНСКОГО ПЛАТО (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) В ГОЛОЦЕНЕ

Е.В. Волчатова¹, Е.В. Безрукова¹⁻³, А.А. Амосова², Маартен ван Харденброек⁴, Н.В. Кулагина¹⁻² ¹Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия. volchatova@igc.irk.ru ²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия. ³Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск, Россия. ⁴Университет Ньюкасла, Великобритания.

Оценка реакции ландшафтных компонентов на глобальные изменения климата, проявляющиеся, прежде всего, в повышении температуры воздуха и изменении среднегодовых сумм и режима выпадения атмосферных осадков, является одной из актуальнейших фундаментальных научных проблем современности, которая требует всестороннего изучения.

В горах Восточного Саяна располагается большое количество озер, образовавшихся в голоцене и хранящих ценнейшие архивы эволюции растительности и климата региона, однако результаты изучения динамики экосистем в данной горной стране остаются малочисленными. Для выявления закономерностей развития растительного покрова Восточно-Саянской горной области проведен палинологический анализ датированных отложений современных озер и болот региона в среднем-позднем голоцене, результаты которого представлены в данной работе. В ходе анализа были изучены донные отложения озер Ильчир и Номто-Нур, а также торфяные отложения из долины реки Сенца. Все эти объекты расположены на Окинском плато, что повышает точность выводов об изменении климата в локальной зоне.

Проведенная корреляция выделенных этапов изменения растительности и климата в изученных районах юга Восточной Сибири, расположенных в пределах Окинского плато, позволяет утверждать, что в среднем-позднем голоцене на этой территории преобладала северотаежная лесная растительность с господством лиственничных лесов. Локальные гипсометрические, топографические, климато-гидрологические условия котловин озер Ильчир и Номто-Нур и средней части долины р. Сенца приводили к развитию разных местных растительных группировок, главным образом, кустарниковых и травянистых.

Состав спорово-пыльцевых спектров с озера Ильчир, повышенные значения AP/NAP и пониженные – SFI свидетельствует о значительном участии лесной растительности в бассейне озера Ильчир в финале гренландской стадии и в первой половине северо-гриппианской стадии ок. 8490 - 6000 л.н. (рис. 1) [2].

Широкое распространение сосен в горах, ниже озера Ильчир, ок. 8490 - 6000 л.н. хорошо согласуется с их распространением в это время в горах Восточного Саяна, Алтая [3, 5, 6]. Повышенное содержание пыльцы сосны обыкновенной в СПС зоны Илч-2b (40 %), сосны сибирской (в среднем 20 %), пихты (5,5 %) по сравнению с их содержанием в поверхностных СПС (35 %, 9 и 0,3 %, соответственно) предполагает более высокое, чем сегодня, положение верхней границы леса и ее приближение к бассейну озера Ильчир. Однако, к настоящему моменту роль лесов на данной территории постепенно начала снижаться. Палинологические индексы свидетельствуют о постепенном сокращении лесной растительности параллельно снижению летней инсоляции, расширении степной растительности, причем, этот локальный тренд соответствует ранее реконструированному расширению степной растительности на южных склонах котловины озера ESM-1, расположенного в нескольких км выше озера Ильчир [5].

Анализ полученных результатов исследования торфяника из долины реки Сенца позволил сделать ряд важных выводов о динамике природных условий на данной территории. В частности, была выявлена смена литологического состава отложений в разрезе Сенца, что свидетельствует о стадийности процессов увлажнения торфяно-глинистой толщи за последние 4700 лет. Время начала формирования торфяных отложений совпало с разрушением в долине реки конечной морены около 4700 тыс. лет назад [1], которая служила природной дамбой.

Изменения в составе растительности района в последние примерно 800 лет могли быть следствием потепления климата, на которое в последние 200 лет накладывались результаты хозяйственной (главным образом, скотоводческой) деятельности местных народностей. Со-

гласно нашим исследованиям, в интервале времени 4700 л.н. - древнее 1070 л.н. на месте торфяника существовал мелкий озерный водоем или старица, в котором накапливались сероватокоричневые глины, с низким содержанием ООВ. Состав СПС данного периода времени предполагает, что в долине реки преобладала лесная растительность преимущественно из лиственнично-кедровых лесов с участием пихты. Позже, несколько древнее 1070 л.н. - около 800 л.н., в составе лесов значительно снизилось участие ели, а одновременное расширение ивы и сфагново-осоковых ассоциаций предполагает развитие заболачивания в долине реки. В последние 150-200 лет состав СПС торфяника долины реки Сенца показывает широкое развитие злаковых сообществ в долине, скорее всего, из-за смены режима увлажнения.



Рис. 1. Изменение избранных палинологических индексов природной среды бассейна озера Ильчир, рассчитанных из представленной в статье пыльцевой записи в сравнении с поступлением летнего тепла на широту Восточного Саяна согласно [4]. Пунктирные линии в шкалах АР/NAP, Темн/Светл и SFI – полиноминальная аппроксимация данных (полином 5 степени). САО – средняя скорость аккумуляции отложений между датированными уровнями, выражена в см/год

Реконструированной особенностью растительности в долине реки Сенцы, вокруг оз. Номто-Нур является постепенное снижение доли древесной растительности за счет сокращения или изреживания лиственничных древостоев. Реконструированное расширение группировок из папоротникообразных, плаунов и мхов могло быть следствием повышения «открытости ландшафта», что и привело к повышенной аккумуляции пыльцы и спор локальной травянистой растительности.

Полученные данные пыльцевой стратиграфии указывают на то, что растительность вокруг озера Номто-Нур развивалась равномерно, без резких изменений в составе. В бассейне озера Номто-Нур за последние 2770 лет преобладала древесно-кустарниковая растительность со значительным участием травянистых лугово-степных группировок.

Таким образом, палинологический анализ датированных отложений современных озер и болот позволил выявить основные закономерности развития растительности и климата в среднем-позднем голоцене юга Восточной Сибири в пределах Окинского плато, расположенного в Восточно-Саянской горной области:

- реконструкции растительности и климата показывают, что климат финала гренландской и первой половины нортгриппианской эпохи был самым теплым за изученный интервал времени и обеспечивал самое широкое развитие лесной растительности в горах Восточного Саяна;

- постепенное похолодание климата во второй половине нортгриппианской и первой – мегалайской стадии привело к отступлению верхней границы леса от озера, постепенное замещение в локальных древостоях пихты на лиственницу;

- повышение континентальности климата на протяжении большей части мегалайской стадии в котловине и бассейне озера привела к исчезновению пихты, расширению площадей лугово-степной и болотной растительности на склонах разной экспозиции;

- реконструкция природной среды мегалайской стадии голоцена позволила выявить события крупных наводнений в долине реки Сенцы, повысив палеоэкологический потенциал палинологических записей;

- сравнение реконструированной последовательности развития растительности и климата из высокогорной части Восточного Саяна за последние 8490 лет с поступлением в исследуемый регион летней инсоляции в этот же период времени показывает, что динамика верхней границы леса в горах Восточного Саяна контролируется, прежде всего, температурой воздуха.

Исследования выполнены при частичной поддержке грантов РФФИ № 19-05-00328, РФФИ-Лондонское Королевское Общество № 21-55-10001.

Литература

1. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Светлаков А.А., Козырева Е.А., Васильчук Ю.К. Литология и строение бугров пучения в долине р. Сенца (Окинское плоскогорье, Восточные Саяны) // Арктика и Антарктика. 2017. № 2. С. 136-149.

2. Волчатова Е.В., Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Кербер Е.В., Решетова С.А., Щетников А.А., Филинов И.А. История растительности бассейна озера Ильчир (Восточный Саян) за последние 8500 лет // Геосферные исследования. 2021. № 1. С. 49-60.

3. Bezrukova E.V., Shchetnikov A.A., Kuzmin M.I., Sharova O.G., Kulagina N.V., Letunova P.P., Ivanov E.V., Kraynov M.A., Kerber E.V., Filinov, I.A. Levina O.V. First data on the environment and climate change within the Zhom-Bolok volcanic field (Eastern Sayan Mountains) in the Middle–Late Holocene // Reports Earth Sciences. 2016. Vol. 468. P. 527-531.

4. Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., Van der Knaap W.O., Ammann. B. Late Glacial and Holocene vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic) // Palaeogeography, Palaeo-climatology, Palaeoecology. 2007. Vol. 245. P. 518-534.

5. Mackay A.W., Bezrukova E.V., Leng M.J., Meaney M., Nunes A., Piotrowska N., Self A., Shchetnikov A., Shilland E., Tarasov P., Luo Wang, White D. Aquatic ecosystem responses to Holocene climate change and biome development in boreal, central Asia // Quaternary Science Reviews. 2012. Vol. 41. P. 119-131.

6. Zhang D., Chen X., Li Ya., Wang W., Sun A., Yang Yu., Ran M., Feng Zh. Response of vegetation to Holocene evolution of westerlies in the Asian Central Arid Zone // Quaternary Science Reviews. 2020. Vol. 229. P. 106-138.

ИССЛЕДОВАНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В г. ЗАКАМЕНСК, РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ

Ю.С. Воронина, А.М. Плюснин, А.В. Украинцев Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, и voronina96@mail.ru

Снежный покров представляет собой индикатор состояния экосистемы, который содержит в себе информацию о загрязнении, выпадающем на дневную поверхность за весь зимний период. [2]. В отличие от дождя, снег, сохраняясь на поверхности почвы фиксирует в себе все атмосферные изменения. Исследования химического состава снежного покрова на различных территориях, в том числе и в Республике Бурятия, активно проводятся в настоящее время. Однако, особую актуальность подобные работы имеют на техногенно-загрязненных территориях, в частности, на территории Закаменского района республики Бурятия.

Город Закаменск расположен в юго-западной части Республики Бурятия. Его территория включает в себя крупные месторождения вольфрама и молибдена – Инкур и Холтосон. В результате деятельности горно-обогатительного комбината были образованы обширные территории складирования отходов. [1]. По Закаменскому району проводились многочисленные исследования, но очаги загрязнения остаются по-прежнему масштабными. Для анализа состояния снежного покрова г. Закаменск и его окрестностей была проделана следующая работа: с 1-3 марта 2021 г на территории г. Закаменск были отобраны 22 пробы снега для изучения его состава (рис 1).



Рис. 1. Карта-схема опробования

Для удобства точки отбора были разделены на 5 групп: «Джида» (Y-1, Y-2); «Зун-Нарын» (Y-16,Y-17,Y-18); «Мыргеншено» (Y-19,Y-20,Y-21); «штольня Западная» (Y-3,Y-4,Y-5); «Ин-кур» (Y-9,Y-8); «Закаменск» (Y-6,Y-7,Y-10,Y-11, Y-12,Y-13,Y-14, Y-15). Макроанализ проб представлен в таблице 1.

Снежный покров подвергается интенсивному загрязнению отходами добычи и переработки руд, общая минерализация снега в среднем на исследованной территории боле 100 мг/дм³. Наибольшие значения минерализации зафиксированы в пробе Y-19 (968 мг/дм³) из группы «Мыргеншено». Точка расположена в низменности вблизи карьера «Первомайский», ветровой перенос частиц пыли обуславливает значительное повышение содержания сульфатиона. Также стоит отметить повышенное значение сульфата в пробе Y-13 (группа «Закаменск»).

NH₄	Na	Ca	Mg	K	HCO ₃	NO ₃	Cl	F	Общ. мин
T	Джида								
0,5	1,7	7,9	7,6	1,3	0,3	0,0	0,0	1,4	83
				Зун-Н	Гарын				
0,0	2,5	3,7	6,4	0,8	20,5	0,5	1,9	0,5	60
	Мыргеншено								
1,5	8,2	57,7	36,8	1,3	67,3	0,9	2,4	1,0	423
				Ин	кур				
2,0	5,6	7,0	4,7	1,6	20,0	1,0	9,9	0,2	93
				штольня	Западная				
1,3	0,9	7,6	9,0	0,5	39,6	1,0	1,9	0,4	86
	Закаменск								
1,7	3,2	7,3	6,8	1,1	29,8	1,0	5,9	0,3	130

Таблица 1. Химический состав снежного покрова на территории г. Закаменск, мг/дм³

По показателю рН пробы характеризуются как слабокислые и нейтральные. По общему показателю жесткости пробы характеризуются как средней жесткости (экв/л).

В макрокомпонентном составе наблюдаются аномально высокие концентрации сульфатиона (превышают ПДК почти в 7 раз). На рисунке 2 приведены гистограммы распределения содержания сульфат-иона в выделенных нами районах. Наблюдается значительная дисперсия в концентрации этого компонента, наиболее высокие концентрации этого компонента обнаруживаются в местах хранения отходов добычи и переработки руд. На фоновой территории в долине реки Джида в отдельных пробах обнаруживаются содержания сопоставимые с загрязненными территориями. Город Закаменск до сих пор подвергается отрицательному воздействию воздушного переноса загрязняющих веществ от мест хранения отходов.





Рис. 2. Гистограмма распределения содержания сульфат-иона в пробах снега разных районах исследуемой территории, мг/дм³

Данные химического состава снежного покрова подтверждают, что в г. Закаменск и его окрестностях по-прежнему сохраняется влияние очагов загрязнения на окружающую среду. Высокие концентрации сульфатов отрицательно влияют на физиологию человека; повышенная минерализация свидетельствует о значительном перебносе воздухом растворимых в воде форм миграции веществ.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту AAAA-A21-121011890033-1. Геоэкологические риски и экстремальные природные явления Сибири и Дальнего Востока.

Литература

1. Приказ Министерства сельского хозяйства Российской Федерации от 13.12.2016 г. № 552 «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения».

2. Плюснин А.М. Воздействие горно-добывающего производства на состояние подземных вод г. Закаменск и окружающей его территории. Томск: Изд-во НИ ТПУ. 2015.

3. Шевченко В.П., Воробьев С.Н., Кирпотин С.Н. Исследование нерастворимых частиц в снежном покрове Западной Сибири на профиле от Томска до эстуария Оби. Томск: Изд-во Сибирское отделение РАН, 2015.

ТРЕХМЕРНАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОРОД КОЛЛЕКТОРОВ

М.С. Глухов, Р.И. Кадыров, О.Е. Стаценко Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия, gluhov.mixail2015@yandex.ru

Пространственное взаимоотношение зерен, структура породы, является определяющим фактором фильтрационно-емкостных свойств [1, 2]. Традиционно для исследования структуры породы пользуются изготовлением из нее шлифов. С помощью изучения последних можно получить структурную и минералогическую характеристику. Однако данный способ не позволяет установить трехмерное пространственное распределение минеральных фаз в строении коллектора. Целью работы является построение распределения минеральных фаз в объеме образце песчанике на основе комплекса методов рентгеновской компьютерной томографии, рентгенофазового анализа и элементного рентгенофлуоресцентного картирования поверхности образца.

Объектом настоящего исследования является песчаник Береа, порода зерна которой имеют преимущественно песчаный размер и состоят из кварцевого песка, удерживаемого вместе кремнеземом [3]. Относительно высокая пористость и проницаемость песчаника Береа делает его хорошей породой-резервуаром. В Аппалачах он был значительным производителем нефти и газа в течение многих лет, и инженеры-нефтяники по всей Северной Америке знают его как основной источник подходящего однородного песчаника для исследований потока жидкости. Из опубликованных данных известно, что минералогия песчаника Береа также может варьировать. Содержание кварца в отдельных образцах может достигать 98%, при среднем значении 86%. Согласно классификации обломочных пород, образцы песчаника Береа могут относиться к олигомиктовым или кварцевым песчаникам [4].

Для исследования использовался образец песчаника Береа кубической формы со сторонами 4 мм. Первым этапом исследований являлось проведение рентгеновской компьютерной микротомографии с целью выделения отдельных фаз по разнице их рентгенопоглощающей способности. Исследования проводились на рентгеновском компьютерном томографе Phoenix v|tome|x s 240. Далее для выявления распределения элементов на поверхности песчаника был проведен рентгенофлуоресцентный микроанализ и элементное картирование (от Na к U) выполненный с помощью микрорентгеновского флуоресцентного (µ-XRF) спектрометра Bruker М4 TORNADO. Перечисленные методы являются неразрушающими и позволяют сохранить образец в исходном виде. Для изучения минерального состава проводился рентгенофазовый анализ. Регистрация дифракционных картин образцов проводилась на автоматических порошковых дифрактометрах BrukerD2 PHaser.

На основе результатов компьютерной рентгеновской микротомографии произведена сегментация отдельных зерен в образце (рис. 1). Из полученных данных известно, что наиболее преобладающей фракцией является 0,05-0,1 мм, что согласно классификации по размерам зерен, относит данный песчаник к тонкозернистым.

Результаты элементного картирования показали распределение главных минералообразующих элементов (Si, Ca, Al, K), однако сопоставления результатов картирования и рентгеновской компьютерной томографии недостаточно, чтобы построить модель, поэтому важным заключающим этапом являлись результаты рентгенофазового анализа (рис. 2). Определен следующий состав песчаника: кварц, доломит, микроклин, альбит, хлорит, мусковит, каоленит. Полученный состав полностью соответствует элементному картированию, что в перспективе позволяет исключить применение РФА.

На основании полученных данных было проведено сопоставление результатов и с помощью программы Avizo 7.1, мы создали трехмерную минералогическую модель песчаника (рис. 3).

В связи с тем, что глинистые минералы (хлорит, каоленит, мусковит) имеют близкую плотность и рентгенопоглощающюю способность, то они имеют и одинаковый оттенок серого цвета на томографических снимках. В связи с данным фактом мы не имеем возможности разделить на трехмерной модели глинистые минералы относительно друг друга. Аналогично скла-

дывается ситуация с альбитом и микроклином. Поэтому на трехмерной модели они объединены в группы глинистые минералы и полевой шпат, соответственно.



Рис. 1 Рентгеноплотносной срез образца в плоскости XY, XZ, YZ (А - рентгеноплотносной срез образца в плоскости XY, В - рентгеноплотносной срез образца в плоскости XZ, С - рентгеноплотносной срез образца в плоскости XZ соответственно) и 3D визуализация образца песчаника (D 3D визуализация образца песчаника)



Рис. 2 Элементные карты поверхности песчаника Береа. Интенсивность черной окраски отражает концентрацию элемента

Объемная концентрация выделенных фаз (рис. 2), позволила уточнить количественное содержание компонент в исследуемом образце песчаника: кварц 94,3%, глинистые минералы - 3,0%, полевой шпат- 2,4%, кальцит - 0,3%. На основе полученных данных, сделан вывод, что исследуемый образец относится к кварцевым песчаникам.

Таким образом, проведенным исследованием показана возможность применения комплекса прецизионных методов для создания трехмерной модели породы-коллектора, где удалось визуализировать взаимоотношения минеральных зерен.



Рис. 3. Модель трехмерной минералогии образца песчаника Береа.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности (Проект № 0671-2020-0048 государственного задания № 075-00216-20-05 от 04.06.2020 (часть. II раздел 1)).

Литература

1. Недоливко Н.М., Ежова А.В. Петрографические исследования терригенных и карбонатных пород-коллекторов: учебное пособие. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2012. 172 с.

2. Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. М.: Недра, 1969. 368 с.

3. Berea Sandstone™ Petroleum Cores https://www.bereasandstonecores.com/cores (Дата обращения 22.04.2021)

ТИПОМОРФИЗМ ЦИРКОНОВ ХРЕБТА ЯМАТО ЯПОНСКОГО МОРЯ

И.В. Гончарова¹, Т.С. Якимов², К.В. Саладьев¹, У.В. Величко^{1, 2}.

¹Дальневосточный Федеральный Университет, Владивосток, Россия, goncharova.risha@mail.ru ²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

Гранитоиды играют важную роль в строении складчатого фундамента шельфа и крупных подводных возвышенностей Японского моря, где они слагают тела, протягивающиеся на десятки и сотни километров. Среди них выделяются образования трех генетических классов: ультраметаморфогенные, палингенные и дифференциаты андезитовой магмы, которые по возрасту и геологическому положению подразделяются на шесть разновозрастных комплексов: архей - раннепротерозойский, позднепротерозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский, раннемеловой и позднемеловой [1]. Важнейшим минералом для выделения разновозрастных генетических типов является циркон, но, помимо, возрастных характеристик циркон может являться и геотермометром кристаллизации кислых горных пород, что показали многочисленные работы Риріп и других ученых [2,3].

В качестве образцов были выбраны гранитоиды с возвышенности Кристофовича, хребта Ямато и материкового склона Приморья. Выделение цирконов из гранитоидов производилось по стандартной методике по работе с тяжелыми жидкостями. Для определения типологии цирконов использовался микроскоп Nikon eclipse 50i с увеличением от 5x до 60x и типологическая классификация основных типов и подтипов, и соответствующая им геотермометрическая шкала [3]. Облик кристаллов цирконов в основном тетрагонально – бипирамидальный.

Для гранодиоритов возвышенности Кристофовича установлены несколько типов пирамид циркона (рис. 1) с процентным содержанием: P1 – 65%, P2 – 22.5%, G1 – 3.75% и S9 – 8.75%. По типологии цирконов геотермометрия составляет: Tcp. $660\pm50^{\circ}$ C, Tmin. $600\pm50^{\circ}$ C и Tmax. $700\pm50^{\circ}$ C. Цирконы из биотитовых гранитов материкового склона Приморья имеют 2 типа цирконов (рис. 2): P1 – 50% и P2 – 50%, что соответствует Tcp. $675\pm50^{\circ}$ C, Tmin. $650\pm50^{\circ}$ C и Tmax. $700\pm50^{\circ}$ C. Цирконы биотитовых/биотит-рогообманковых гранитов хребта Ямато (рис. 3): P1 – 12.5%, P2 – 22.5%, S10 – 5% и Ab3 – 2.5%, что интерпретируется как Tcp. $671\pm50^{\circ}$ C, Tmin. $550\pm50^{\circ}$ C и Tmax. $700\pm50^{\circ}$ C. Стоит отметить, что в цирконах возвышенности Кристофовича имеются включения цирконов 2-ой генерации пирамиды G1, что свидетельствует о, по крайней мере, эволюционной тенденции развития кристаллов.



Рис. 1. Схема типоморфизма цирконов из гранитоидов возвышенности Кристофовича [3]



Рис. 2. Схема типоморфизма цирконов из гранитоидов материкового склона Приморья [3]



Рис. 3. Схема типоморфизма цирконов из гранитоидов хребта Ямато [3]

Таким образом, изучение цирконовой популяции гранитоидов может дать чрезвычайно ценные данные о его петрогенезисе, в частности о геотермометрическом вариационном режиме кристаллизации среды.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации №121021500055-0 и при поддержке гранта РФФИ 20-35-70014. Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. Обжирову Анатолию Ивановичу и к.г.-м.н. Сырбу Надежде Сергеевне за поддержку в реализации исследований.

Литература

1. Леликов Е. П, Маляренко А. Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток, Дальнаука, 1994. 268 с.

2. Pupin JP, Turco G. Une typologie originale du zircon accessoire // Bull Soc Fr Mineral Cristallogr. 1972. Vol. 95. P. 348-359.

3. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207-220.

ПРИМЕНЕНИЕ РЕАГЕНТОВ ДЛЯ ОСАЖДЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ ИЗ СУЛЬФИДСОДЕРЖАЩИХ ОТХОДОВ

В.В. Дабаева, А.М. Плюснин, Б.В. Дампилова Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, dv.viktoriya@mail.ru

Очевидно, что результатом деятельности предприятий по добыче и переработке полезных ископаемых является формирование техногенных образований, которые опасны для окружающей среды. Проблема хранения отходов горнодобывающей промышленности требует дальнейшего изучения и комплексного подхода для решения обозначенных задач. Эта проблема, поставленная в XX веке академиками Ферсманом А.Е., Мельниковым Н.В. [2] и др. исследователями, получает развитие в настоящее время в направлении извлечения ценных компонентов из отходов производства, оцененных как техногенные месторождения [3].

Проведены серии экспериментов по вымыванию растворенного вещества из растворов выщелачивания. Дистиллированная вода пропускалась порциями по 25мл. Диаметр зерен 1-2 мм. Для проведения параллельных серий эксперимента использованы колонки двух диаметров: 6 см и 2 см.

Для экспериментов были взяты пески из хвостохранилища намывного типа Джидинского вольфрамо-молибденового комбината, которые хранились более 40 лет. В настоящее время на территории, прилегающей к бывшим обогатительным фабрикам и г. Закаменск, для которого Джидинский вольфрамо-молибденовый комбинат (ДВМК) был градообразующим предприятием, где расположены массивы техногенных песков – отходов обогатительного производства, общая масса которых составляет более 40 млн. т. Эти образования, так же как рудничные воды, стали основными источниками загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами и другими токсичными элементами. Также для сравнения были взяты отходы переработки, размещенные в долинах ручьев Бом-Горхон и Зун-Тигня, где складировано сотни тысяч тонн песков с содержанием WO₃ от 0,1 до 0,35%, что соответствует бедным вольфрам содержащих россыпям. Бом-Горхонское вольфрамовое хвостохранилище площадью 3 га объем объекта тыс. м³/тыс. т. 117/313,5 WO₃ – 0,4 % [1]. Условия эксперимента представлены ниже (табл. 1).

Бом-Горхон								
Добавка	Соотношение	Объем, мл	pH					
Песок + известняк	1:8 = 72:9 (12%)	4800	6,13-7,96					
Песок + доломит	Слой 80:2,4	3575	5,79-6,21					
Песок + известняк	Послойно 80:2,4 (3%)	4300	5,99-6,66					
Песок + известняк + цеолит +	3%	3150	6,36-6,97					
известняк	1)700:21; 2) 100:3							
Песок без добавок		500	3,32-3,89					
	ДВМК							
Добавка	Соотношение	Объем, мл	pH					
Песок + глина	1:50=700:14 (2%)	1000	2,26-3,36					
Песок + известняк	1:20=700:35 (5%)	1000	3,30-7,29					
Песок + цеолит	1:50=700:14	800	2,42-3,24					
Песок+ вулканический туф	1:50 = 700:14	825	2,51-3,34					
Песок + известняк	Смесь 1:50= 700:14	5425	2,67-6,5					
Песок + доломит	Смесь 1:50=700:14	5400	2,58-4,81					
Песок +известняк	Послойно 1:33 = 700:21 (3%)	5850	3,78-6,65					
Песок + известняк +	1)700:21;	4550	5,16-7,17					
цеолит + известняк	2) 100:3 (3%)							
Песок + известняк	1:33= 700:21	4550	3,48-7,51					
Песок+ известняк +глина	700 + 3%+ 100 г.	4550	6,48-7,45					
Песок + известняк+ доломит	700 + 3%+ 100 г.	4550	5,52-6,93					
Песок без добавок		1500	2,43-3,19					

Таблица 1. Условия эксперимента

Водные вытяжки определены по ГОСТу 29234.6-91 Пески формовочные. Метод определения концентрации водородных ионов водной вытяжки (pH).

Для устранения экологических проблем, связанных с хвостохранилищем необходимо связать растворенное вещество в нерастворимых в экзогенных условиях соединениях, ограничив расстояние миграции токсичных элементов толщей техногенных песков. Нами экспериментально исследовалась миграционная способность растворенных форм микроэлементов в толще песков. Так как подвижность многих элементов зависит от pH среды, мы исследовали влияние этого фактора. В качестве реагентов использовали кальцит, доломит, магнезит, цеолит, глину, вулканический шлак. Определены pH водных вытяжек глины – 6,77; вулканического шлака – 6,97; известняка – 9,99; цеолита – 7,49; доломита – 9,96, песка Джидинского – 3,5; Бом-Горхонского – 3,7.

Нейтрализующий реагент помещался в растворе двумя способами: в виде слоя внизу колонки и равномерно распределялся по толще песков. Количество реагента составляло 2-3% от массы песков. В результате проведенных экспериментов установлено, что наиболее активно реакция среды менялась при добавлении в пески известняка, при соотношении реагент-песок равным 1:50 pH фильтрующихся растворов изменялся в пределах 2,68-6,5. При добавлении доломита в пропорции 1:50 pH возрастает с 2,62 до 4,81.

В динамических условиях определено, что значения pH воды после ее пропускания через колонки зависят от соотношения техногенного песка и реагентов и от щелочных свойств последних. От величины pH растворов резко зависит миграционная способность многих химических элементов, находящихся в растворах выщелачивания. В фильтратах, пропускаемых через колонки, заполненные песком с различными добавками, установлены концентрации химических элементов различающиеся на математические порядки (табл. 2).

Измеряемый параметр	Песок 100%	Песок 100%	Песок 100%	Песок 97%, из- вестняк 3%, слой внизу колонки	Песок 97%, известняк 3%, равно- мерная смесь	Песок 94% +известняк 3% смесь+ слой цеоли- та3%	Песок 94% +известняк 3%+ слой гли- ны с примесью известняка 3 %
pН	3,05	3,47	3,91	6,60	6,96	7,02	6,42
Cu	6035	575	70,5	14,0	2,8	2,0	8,4
Zn	45600	4440	210	24,6	26	149	2020
Pb	230	122	87,5	34,0	<25,0	<25,0	<25,0
Cd	490	45	3,0	4,0	<1,0	2,8	21,7
Fe	33840	21430	7580	457	93,6	73	62,5
Mn	9330	900	54,4	300	54,3	147	4720
Ni	1045	100	5,7	20	<5,0	7,3	213,0
Co	1715	190	20,1	17,7	<5,0	6,2	72,4
Cr	110	16,8	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0
Al	34785	4760	2280	39,3	19,3	44,3	3440
Si	91180	12560	6850	12190	23360	11750	20400
Li	1550	34,8	16,5	45,5	6,8	10,7	36,9
Sr	620	590	450	480	350	420	426
Ba	26,7	22,5	21,2	20,7	19	52,5	34,5
Be	130	2,1	0,9	<0,2	<0,2	0,2	2,5

Таблица 2. Содержания химических элементов в растворах, фильтрующихся через колонки, заполненные техногенным песком из хвостохранилища ДВМК

Нейтрализация дренажных вод приводит к резкому ограничению миграционной способности многих химических элементов в толще хранилищ отходов горно-обогатительных комбинатов и снижению экологической напряженности на окружающей территории. Добавление к техногенным пескам известняка нейтрализует растворы и резко снижает миграционную способность многих токсичных элементов. Известно, что в близ нейтральных условиях уменьшается миграционная способность многих химических элементов, в частности резко падает концентрация в растворе алюминия, свинца, меди, цинка, никеля, кобальта, лития. Силикатный анализ показал значительную трансформацию химического состава используемого в эксперименте известняка. В частности отмечено значительное увеличение в известняке после эксперимента содержания кремния, алюминия, железа и уменьшение доли кальция (табл. 3).

14		Проба
компонент	Исходный	Прореагировавший с кислыми водами
SiO ₂	1,00	2,90
TiO ₂	0,08	0,09
Al_2O_3	0,30	0,80
Fe ₂ O ₃	0,11	0,63
FeO	0,04	0,19
MnO	0,01	0,02
MgO	0,60	0,63
CaO	55,90	53,46
Na ₂ O	0,03	0,08
K ₂ O	0,03	0,14
P_2O_5	<10	<10
П.п.п.	42,10	41,04
Сумма	100,20	99,98

Таблица 3. Макроэлементный состав известняка, используемого в экспериментах, %

Установлено, что при нейтрализации кислоты известняком при его размещении внизу колонки и при распределении по всей толще песков видно, что при смешивании песка с известняком, нейтрализация песка происходит более интенсивно, нежели слоем.

Увеличение ряда компонентов в матрице известняка после эксперимента отражает особенности фильтрующихся растворов, через установку, заполненную техногенным песком и реагентом, что позволяет локализовать их миграцию в пределах хвостохранилищ.

Наибольший эффект получен с использованием известняка в соотношении к техногенным пескам 1:50, который можно рассеивать в толще песков или формировать из него водопроницаемые слои.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Геологического института Сибирского отделения Российской академии наук. Проект № АААА-А21-121011890033-1 «Геоэкологические риски и экстремальные природные явления Сибири и Дальнего Востока» с использованием средств НОЦ «Байкал» по проекту «Разработка технологии концентрирования редкоземельных, благородных и цветных металлов из отходов производства горно-добывающей промышленности».

Литература

1. Абрамов Б.Н., Еремин О.В., Филенко Р.А., Цыренов Т.Г. Оценка потенциальной экологической опасности природно-техногенных комплексов рудных месторождений (Восточное Забайкалье, Россия) // Геоэкология. Геосферные исследования. 2020. № 2. С.64-75.

2. Мельников Н.В. Минерально-сырьевые ресурсы и комплексное их освоение. Избранные труды. М.: Наука, 1987. 300 с.

3. Мишурина О.А. Влияние природных и техногенных факторов на формирование гидротехногенных образований на территории ГОКов // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2016. № 12. С. 82-85.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ МЕЛОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

А.Б. Даулетова, М.А. Рудмин

Томский политехнический университет, Томск, Россия, ikerimdb@gmail.com, rudminma@tpu.ru

Фанерозойские ооидовые железняки могут быть морской или континентальной природы [16]. Континентальные железняки [11] распространены меньше морских, однако играют важную роль в понимании геохимического цикла железа в различные периоды геологического времени [14]. С одной стороны эти залежи важны для понимания специфических палеоусловий хемогенного минералообразования [14], с другой – имеют промышленное значение [9]. Также континентальное осадконакопление включает следы влияния глобальных геологических событий [6, 8]. В данной работе изучаются условия накопления богатых железом отложений в пределах Чулымо-Енисейской впадины, которая является областью с континентальным режимом в течении позднего мезозоя [1], в то время как большая часть территории Западной Сибириской плиты была эпиконтинентальным морским бассейном [3]. В это время территория Чулымо-Енисейской котловины представляла собой сушу и вероятно была аккумулятивной областью через которую по мнению ряда учёных могло поступать огромное количество железа в прибрежную часть Западно-Сибирского моря от горных областей северо-западной части Алтае-Саянской области. Верхнемеловые отложения восточного обрамления Западной Сибири вмещают крупнотоннажные месторождения морские ооидовых железных руд [2, 5]. Согласно другим представлениям основными источниками железа для морских месторождений являются нижележащие толщи осадочного чехла Западной Сибири, а не горные области Алтае-Саянской территории [4, 13]. Меловые железосодержащие породы Чулымо-Енисейской впадины могут содержать в себя ответы на дискуссию об источниках металлов для фанерозойских месторождений железняков на примере Западно-Сибирской плиты. Цель настоящих исследований заключалась в реконструкции физико-химических условий накопления железняков в континентальной обстановке Чулымо-Енисейского бассейна в течении мела для оценки возможных путей аккумуляции металлов в морской Западно-Сибирский железорудный бассейн.

Изучаемая территория Чулымо-Енисейской впадины является частью Западно-Сибирской плиты в области её сочленения с северо-восточной частью Алтае-Саянской области. В пределах данного района распространены отложения, вмещающие тонкие слои с железняками в нижнемеловой илекской и верхнемеловой кийской свитах. Тонкие пласты ожелезненных пород в меловых толщах Чулымо-Енисейской котловины приурочены к отложениям алевролитов, что указывает на иммобилизацию переносимого древней рекой железа в условиях застойных вод. Такая обстановка способствует рассеянному накоплению железняков в озёрноболотной фации. Минералогия железосодержащих пород в виде сидерита и шамозита свидетельствует о среде минералообразования истощенной кислородом. Углекислота, которая продуцировалась, за счёт бактериального разложения органики, способствовала концентрированию основных металлов среды, включая железо. Карбонатная ассоциация представлена смесью кальцита, сидерита и арагонита и соответствует условиям олиготрофных железистых озёр.

Наличие кальцита и арагонита можно интерпретировать двумя механизмами: (i) последовательное осаждение кальцит и арагонита или (ii) трансформация кальцита в арагонит. Очень тесное нахождение минералов в одних зёрнах исключает их последовательное осаждение. Трансформация кальцита в арагонит возможна в редких специфических условиях, потому что чистый кальцит имеет высокую степень стабильности. Однако возможна трансформация кальцита с примесью Mg и/или биомолекул [7]. К примеру, это было задокументировано в условиях травертин горячих источников. Наличие примеси Mg (до 3.2 мол.% MgCO₃) в кальците в железняках и алевролитах указывает на благоприятные условия для его трансформации. Вероятно в озерно-болотных условиях была модификация части сидерита в гётит при активно участием гуминовых кислот с локальным образованием гидроксилапатита [15]. Наличие фрамбоидов пирита в алевролитах свидетельствует о насыщении поровых вод сульфид-ионом как следствии процессов бактериальной сульфат-редукции [10]. Взаимодействие сульфид-ионов с реакционноспособным железом привело к формированию фрамбоидов пирита в донном осадке ниже границы вода-осадок, что в редких случаях фиксируется в пресноводных обстановках [14], в том числе в базальных суглинках болот [12]. Это указывает на накопление алевролитов с железняками в донных условиях заболачиваемых озёр. Слои с карбонатами выступают индикаторами мезотрофного и эвтрофного режима среды. Последующее диагенетическое восстановление минеральных фаз способствовало диффузионному переносу железа в прибрежно-русловые фации, где могло происходить окисление металла с частичным накоплением гётита и/или шамозита.

Таким образом, можно заключить, что переносимое рекой мобильное железо первично концентрировалось в застойных водах озёр и болот в области палеоречной системы совпадающей с современной рекой Кия. В следствии разложения органического вещества происходила продуцирование углекислотных и/или сульфидных ионов и формирование карбонатов или пирита. В результате их последующей диагенетической трансформации часть железа диффундировало в слабо восстановительные и окислительные условия от пойменно-озерных до прибрежно-русловых фаций, что способствовало накоплению железистых филлосиликатов и/или гётита.

Увеличение факторов обогащения Fe и Mn можно связать с иммобилизацией этих металлов в геохимическом цикле речной среды как следствие аутигенного минералообразования. Fe концентрируется в виде карбоната (сидерит), филлосиликата (шамозит) или гидрооксида (гидрогетит). При этом последний вероятно является результатом окисления сидерита и шамозита. Мобильный Mn²⁺ при взаимодействии с HCO₃²⁻ концентрируется в сидерите или кальците, в то время как Fe²⁺ образовывало самостоятельные фазы. Повышение прокси факторов обогащения Fe и Mn сопоставимо с увеличением прокси биопродуктивности (Cu EF и P EF), что интерпретируется как разложение органического вещества и генерация HCO₃²⁻. Эти процессы обеспечивали благоприятные физико-химические условия для образования карбонатов как основных аутигенных минералов. Геохимическая специфика изучаемых отложений в сравнении с морскими железняками древнего Западно-Сибирского моря представлена на рис. 1.



Cr Co Ni Cu Zn Ga Ge As Sr Zr Nb Mo Ag Cd Sn Sb Cs Ba Hf Ta W TI Pb Bi Th U Puc. 1. Распределение редких элементов, нормированных по среднему содержанию в земной коре, в железняках и вмещающих породах Чулым-Енисейского бассейна по сравнению с Бакчарским месторождением морских железняков [13]

Изменение индикаторов седиментационного потока (Ti EF, Si EF) для отложений предшествующих слоям с карбонатами указывает на периоды подтопления территорий и последующего развития болотно-озерной среды. Палео-солённость (Sr/Ba and Ca/(Ca+Fe)), среды осадконакопления увеличивается до слабосолоноватых вод в интервалах для которых характерно изменение прокси палео-климата (Sr/Cu) и интенсивности выветривания (CIA) в сторону слабой аридизации и отсутствия выветривания. Алевролиты в кровле илекской свиты накапливались в условиях гумидизации и слабого выветривания, что показано по изменениям Sr/Cu и CIA, соответственно. В результате эта обстановка способствовала осаждению органики. Изменения среды могли коррелировать с трансгрессией Западно-Сибирского моря [3], и как следствие увлажнением климата на прилегающей территории Чулымо-Енисейской впадины. Геохимическая характеристика изученных железовмещающих толщ имеет отличительные черты от морских ооидовых железняков древнего Западно-Сибирского моря, что указывает на различные источника металла для этих районов.

Исследование выполнено в рамках гранта Российского научного фонда № 20-77-00007.

Литература

1. Ананьев А.Р. К изучению меловых отложений Чулымо-Енисейского бассейна // Ученые записки Томского государственного университета. 1948. № 3. С. 3-21.

2. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. 448 с.

3. Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. № 5-6 (55). С. 745-776.

4. Павлов Д.И., Горжевский Д.И., Голева Г.А., Калинко М.К., Карцев А.А., Липаева А.В., 1991. Сопряженность рудо и нефтеобразующих систем в осадочных бассейнах и прогноз рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1991. (5). С. 39-45.

5. Рудмин М.А., Мазуров А.К., Рева И.В., Стеблецов М.Д. Перспективы комплексного освоения Бакчарского железорудного месторождения (Западная Сибирь, Россия) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. № 10 (329). С. 85-94.

6. Jenkyns H.C. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans // Journal of the Geological Society. 1980. N 2 (137). P. 171-188.

7. Nindiyasari F., Griesshaber E., Fernández-Díaz L., Astilleros J.M., Sánchez-Pastor N., Ziegler A., Schmahl W.W. Effects of Mg and hydrogel solid content on the crystallization of calcium carbonate in biomimetic counter-diffusion systems // Crystal Growth and Design. 2014. N 9 (14). P. 4790-4802.

8. Poulton S.W., Henkel S., März C., Urquhart H., Flögel S., Kasten S., Sinninghe Damsté J.S., Wagner T. A continental-weathering control on orbitally driven redox-nutrient cycling during Cretaceous oceanic anoxic event 2 // Geology. 2015. N 11 (43). P. 963-966.

9. Ramanaidou E.R., Morris R.C., Horwitz R.C. Channel iron deposits of the Hamersley Province, Western Australia // Australian Journal of Earth Sciences. 2003. N 5 (50). P. 669-690.

10. Rickard D., Luther III G.W. Chemistry of iron sulfides // Chemical Reviews. 2007. N 2 (107). P. 514-562.

11. Rohrlich V. Microstructure and microchemistry of iron ooliths // Mineralium Deposita. 1974. N 2 (9). P. 133-142.

12. Rudmin M., Wilson M.J., Wilson L., Savichev O., Yakich T., Shaldybin M., Ruban A., Tabakaev R., Ibraeva K., Mazurov A. Geochemical and mineralogical features of the substrates of the Vasyugan Mire, Western Siberia, Russia // CATENA. 2020. 194. P. 104781.

13. Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia // Marine and Petroleum Geology. 2019. Vol. 100. P. 309-325.

14. Swanner E.D., Lambrecht N., Wittkop C., Harding C., Katsev S., Torgeson J., Poulton S.W. The biogeochemistry of ferruginous lakes and past ferruginous oceans // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 211. P. 103430.

15. Xing B., Graham N., Yu W. Transformation of siderite to goethite by humic acid in the natural environment // Communications Chemistry. 2020. N 1 (3). P. 1-11.

16. Young T.P. Phanerozoic ironstones: an introduction and review // Geological Society, London, Special Publications. 1989. N 1 (46). C. 9-25.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОСЛЕДСТВИЙ НА КОМПОНЕНТЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ В ХОДЕ РАЗРАБОТКИ ОЗЕРНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Н.Г. Дмитриева

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия, Nbv984@yandex.ru

Свинцово-цинковая промышленность базируется на использовании разных по составу полиметаллических руд. Особенность их переработки заключается в добыче, обогащении, выделении рудных минералов. Озерное месторождение является одним из крупных месторождений цинка мирового значения (рис.1).

Освоение Озерного месторождения включено в стратегию социально-экономического развития Дальнего Востока, Байкальского региона на период до 2025 года [2].

Основную промышленную ценность составляют колчеданно-полиметаллические руды, содержащие свинец, цинк, серебро, кадмий, серу, запасы, которых утверждены ГКЗ в 1970 г. Запасы полиметаллических руд Озерного месторождения утверждены протоколом ГКЗ № 5869 от 19. 01.1970 г. в количестве, приведенным в таблице (Табл. 1).

Элемент полсчета	En more		ьалансовые запасы						
Элемент подсчета	ЕД. ИЗМ.	В	C ₁	B+C ₁	C ₂	запасы			
Запасы:									
Руды	тыс. т	19 377	85 584	104 961	23 230	12 522			
Цинка	тыс. т	1 538,5	5 358,1	6 896,6	1 136,3	296,1			
Свинца	тыс. т	298,1	1 010,5	1 308,6	206,8	48,0			
Серы (пиритной)	тыс. т	3 871,0	17 969,9	21 840,9	4 046,2	2176,8			
Серебра	Т		3 942	3 942	571				
Кадмия	Т		17 953	17 953	2 951				
		Средни	е содержания	I:					
Цинка	%	7,94	6,26	6,57	4,89	2,36			
Свинца	%	1,54	1,18	1,25	0,89	0,38			
Серы (пиритной)	%	19,98	21,01	20,82	17,42	17,38			
Серебра	г/т	-	37,60	37,60	25,50	-			
Кадмия	%	-	0,017	0,017	0,013	-			

Таблица 1. Запасы и содержание полиметаллических руд Озерного месторождения

Географически месторождение находится в Еравнинском районе Республики Бурятии. Расположено в 140-ка километрах к северу от железнодорожной станции Могзон Транссибирской магистрали, в 30-ти километрах от федеральной автотрассы Улан-Удэ-Чита, в 60-ти километрах от поселка Сосново-Озерское.

Месторождение было открыто при проведении геологоразведочных работ Озернинского рудного узла в 1961 году. Несовершенства технологий прошлых лет сделали разработку руд, достаточно трудоемким и затратным, в связи с этим месторождение долгое время оставалось невостребованным.

Ведутся горно-капитальные, строительные работы и попутная добыча балансовых руд. Общая площадь горных работ в 2020 г. составила 458,2 тыс. м². Карьер подготавливают к освоению. Проведены работы по очистке территории от накопленного мусора на площадке горнообогатительного комбината от прошлого инвестора. Подготовлены площадки для размещения рудных складов и отвалов вскрышных пород.

Основные работы по строительству объектов горнодобывающего предприятия запланированы на период с 2021-2022 годы. В 2024 году предприятие планирует полностью выйти на проектную мощность, размером 8 миллионов тонн руды в год, а это примерно 7,5% от общего объема добычи в России. Добычные работы начнутся через несколько лет, когда будет готов карьер.

В настоящее время важное значение имеет изучение и оценка последствий загрязнения природной среды в связи с разработкой Озерного свинцово-цинкового месторождения. Анализ показывает, что горнодобывающие предприятия влияют на состояние окружающей среды, образуя большое количество отходов [1].



Рис. 1. Схема расположения Озерного месторождения

Воздействие на окружающую среду при отработке месторождения и переработке руды будет определяться нарушением земель и рельефа, почвенного покрова, поступлением в окружающую среду загрязняющих веществ с выбросами в атмосферу, складирование и хранение отходов, шума и вибрации от транспорта, взрывов. В табл. 2 показаны возможные последствия влияния горных работ.

Объекты влияния	Основные последствия
Вода	Гидрологическое изменение режима воды, изменение водного баланса
Воздух	Загрязнение атмосферы, пылеобразование (рудогенная пыль с отвалов, карьеров). Рост заболеваемости населения
Почва	Сокращение площади пахотных земель. Образование хвостохранилищ, формирование техногенных аномалий в почвах.
Грунт	Истощение минеральных веществ, эрозионные и оползневые процессы.

Таблица 2. Воздействие горных работ на компоненты природной среды

Чтобы уменьшить или предотвратить влияние горнодобывающей деятельности на окружающую среду на примере Озерной горнорудной компании предлагаются мероприятия по восстановлению нарушенных компонентов природной среды:

1. Регулярно проводить рекультивацию отвалов, нарушенных земель.

2. Уменьшить выбросы в атмосферу загрязняющих веществ от автотранспорта.

3. Проводить постоянный производственный контроль и мониторинг состояния окружающей среды в границах площадки, санитарно-защитной зоне и ближайших населенных пунктах.

4. Необходимы мероприятия по лесовосстановлению. Целесообразно создать лесные насаждения сосны в смешивании с облепихой.

5. Проводить анализ почвы и осуществлять меры по очистке территории.

Таким образом, необходимо предусмотреть проведение комплекса природоохранных и восстановительных мероприятий, чтобы не допустить экологического вреда окружающей среде и здоровью населения.

Литература

1. Потравный И.М., Даваахуу Нямдорж. Экономическая оценка влияния горных работ на окружающую среду в проектном анализе / Современные проблемы управления проектами в инвестиционностроительной сфере и природопользования. Материалы VI межд.науч.-практ.конф. М.: ФГБОУ ВО «РЭУ им. Г.В. Плеханова». 2016. С.158-164.

2. Стратегия социально-экономического развития Дальнего Востока, Байкальского региона на период до 2025 года.
ПЕТРОЛОГИЯ ПОРОД САКУНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

С.И. Досжанов, Д.Е. Дегтярев, И.В. Афонин

Томский государственный университет, Томск, Россия, doszhanov.sergey@yandex.ru

Сакунский массив находится на северо-востоке Удоканского хребта в верховьях рек Читканда и Саку. Массив приурочен к границе Удоканского и Намингско-Чарского структурноформационных блоков. Для рассматриваемого массива характерна дугообразная форма. Его южная и юго-восточная части, которые сложены преимущественно щелочными породами, контролируются системой разломов меридионального простирания, а север и северо-запад массива – субширотными разломами [2]. В составе массива выделяются интрузивные тела различной морфологии (штоки, кольцевые, дуговые, неправильные трещинные тела). В северной части они обособлены в ингамакитский комплекс, а в южной – в ханинский. По вещественному составу ингамакитский представлен монцонит-граносиенитовой формацией, а ханинский – нефелин-псевдолейцитовой [2].

Целью работы является выявление петрогеохимических особенностей пород, а также условия формирования Сакунского массива. В основу исследований были положены результаты рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в количестве 9 образцов и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой ICP-MS в количестве 6 образцов. Анализы выполнены в центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ.

Основным методическим подходом в исследовании является построение и анализ спайдер- и классификационных диаграмм: TAS-диаграмма, диаграмма Харкера, диаграммы для определения сериальной принадлежности (Na₂O+K₂O)-SiO₂, (K₂O/Na₂O)-SiO₂ [3, 4].

На рисунке 1а представлен фрагмент TAS-диаграммы. Положение фигуративных точек лежит в области щелочных пород и концентрируется в полях сиенитов, щелочных и фоидовых сиенитов и монцонитов. Общее снижение щелочности в исследуемых породах, связывается с явлением автометасоматоза, который, в первую очередь, проявлен в процессе либнеритизации. Это подтверждается петрографическими исследованиями [2].



Рис.1 Классификационные диаграммы для пород Сакунского плутона [3,5]. а – фрагмент TASдиаграммы; б – (Na₂O+K₂O) – SiO₂; в – (K₂O/Na₂O) – SiO₂

Анализ диаграмм, позволяющих определить принадлежность пород к определенной серии (рис. 1б), показывает, что весь объем выборки относится к субщелочной и щелочной серии, аналогично результатам TAS-диаграммы. Ряд образцов относится к калиевой серии (рис. 1в), это обусловлено широким развитием фельдшпатоидов и, как следствие, преобладанием K₂O над Na₂O. Часть пуласкитов принадлежит к субкалиевой серии, что связано со снижением содержания K_2O на 4-5 %, по сравнению с мало измененными породами за счет активного развития либнерита [1,2]. Пара образцов фиксируется в пограничной области с K-Na серией, что обусловлено развитием плагиоклазов [1, 2]. Полученные результаты подчеркиваются петрографическими исследованиями [2].

Диаграммы Харкера были использованы с целью оценки эволюции состава расплава. При построении по оси абсцисс – индекс кристаллизации Куно – ИК = $(100*MgO)/(MgO+Fe_2O_3+Na_2O+K_2O)$ [3], а по оси ординат – петрогенные оксиды MgO и SiO₂ (рис. 2). Как видно из рисунка 2, для MgO-ИК отмечается положительный тренд, а для SiO₂–ИК – отрицательный. Однако при интерпретации полученных зависимостей необходимо учитывать пространственной расположение исследуемых образцов. Так породы с более глубоких горизонтов более обогащены оксида кремния по сравнению с вышележащими породами в среднем в 2,5...4 раза. Содержание оксида кремния обнаруживает обратную зависимость, породы с более высоких горизонтов можно сделать вывод, что по мере остывания расплава происходила кристаллическая дифференциация. В первую очередь образуются высокотемпературные минералы, которые частично локализуются в нижней части разреза. Это приводит к общему обеднению расплава фемическими элементами, что приводит к поступательному обогащению кремнекислотности. Это, в свою очередь, приводит к формированию салических минералов в верхней части массива. Проведенные исследования подтверждаются литературными данными [1].



На рисунке 3 представлены нормированные спектры редких и редкоземельных элементов к примитивной мантии (рис. 3а) и к хондриту (рис. 3б). Для всех исследуемых пород за исключением миаскита наблюдается общее обогащение литофильными и высокозарядными элементами (рис. 3а). Максимумы нормированных спектров отмечаются для цезия, бария, рубидия и европия. Аномалия европия контролируется присутствием натриевых и калиевых полевых шпатов, что подчеркивается результатами петрографического анализа [2]. На спектрах отмечаются ярко выраженные отрицательные аномалии тория, тантала, гафния и циркона. Минимумы тантала могут фиксировать низкотемпературные условия формирования исследуемых пород. Отрицательные аномалия гафния и циркония, вероятно, обусловлены значительной степенью дифференциации расплава [3, 4].

Морфология спектров, нормированных к хондриту, характеризуется положительным наклоном кривых с явным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. Это может быть обусловлено наличием граната в источнике плавления, в виду аналогичного распределения элементов в данном минерале. Помимо этого значительное фракционирование редкоземельных элементов в сторону обогащения легкими может указывать на наличие роговой обманки в реститовых фазах (рис. 3а) [3, 4].

На дискриминационной диаграмме Nb/Y – Zr/(P₂O₅*10⁴) (рис. 4б) преобладающий объем выборки попадает в поле толеитовых базальтов. Это позволяет предположить, что первоначальный расплав имел толеитовый состав. Положение фигуративных точек исследуемых пород в областях океанических и континентальных обстановок, вероятнее всего, отражают факт вовлечения в исходный расплав коровых компонентов. Предполагается, что по мере эволюции расплава за счет кристаллической дифференциации произошла смена толеитовой серии на щелочную [6, 8].



Рис. 3 Спайдер-диаграммы пород Сакунского массива: а – нормированные спектры относительно примитивной мантии [7], б – нормированные спектры относительно хондрита (С1) [7]

На рисунке 4a фигуративные точки исследуемых пород располагаются в поле IAB, соответственно можем предположить, что формирование происходило в субконтинентальной, надсубдукционной обстановке.



Рис. 4 Дискриминационные диаграммы: a – V ppm – Ti ppm/1000 [9]; б – Nb/Y – Zr/(P₂O₅*10⁴) [8]

В результате проведенных петрохимических и геохимических исследований было установлено, что по общему химическому составу рассматриваемые породы классифицируются преимущественно, как сиениты и монцониты. Общее снижение щелочности объясняется процессами автометасоматоза и либнеритизации. Анализ результатов РФА подтвердил кристаллизационную дифференциацию распалава, выраженную в разделении фемических и салических минералов. На основании анализа микроэлементного состава предположены вариации минерального состава, выраженные в наличии роговой обманки, плагиоклазов, полевых шпатов и отсутствие циркона. Состав исходного расплава по предварительным данным отвечает толеитовому, который впоследствии предположительно имеет смешанный характер при участии мантийных и коровых источников. Предположительно формирование массива происходило в субконтинентальной, надсубдукционной обстановке.

Работа выполнена в рамках Госзадания Министерства Науки и высшего образования РФ (проект № 0721-2020-0041).

Литература

1. Базарова Т.Ю., Жидков А.Я., Костюк В.П., Орлова М.П., Панина Л.И. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. 239 с. 2. Досжанов С. И. Геология и петрография Сакунского плутона (Восточное Забайкалье): выпускная бакалаврская работа по направлению подготовки: 05.03.01 Геология. Томск: [б.и.], 2020. 32 с. URL: http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vital:12343

3. Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 168 с.

4. Скляров Е.В. Интерпретация геохимических данных /Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, и др; Е. В. Склярова. 1-е изд. Москва: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.

5. Шарпенок Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. ТАЅ-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Регион. геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40-50.

6. Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subductionrelated magamatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust. Treatise on Geochemistry the Crust. USA: University of Maryland. 2003. Vol. 3. P. 593-659.

7. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

8. Rollinson H. R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London (Longman Scientific and Technical), 1993. XXVI + 352 pp.

9. Shervais J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 59. P. 101-118.

ПОЛОЖЕНИЕ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ В ПОЗДНЕМ ВЕНДЕ – РАННЕМ КЕМБРИИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ ИЗ ТУРКУТСКОЙ, КЕСЮСИНСКОЙ, ЕРКЕКЕТСКОЙ СВИТ

Д.К. Дроздов¹, К.А. Пахомова¹, Е.В. Виноградов^{1.2}, Д.В. Метелкин^{1.2} ¹Новосибирский госуниверситет, Новосибирск, Россия, d.drozdov@g.nsu.ru ²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

В настоящей работе рассматриваются результаты изучения компонентного состава намагниченности поздневендских-раннекембрийских отложений Оленекского поднятия северовостока Сибирской платформы. Нами были опробованы и изучены поздневендская туркутская, поздневендская-нижнекембрийская кесюсинская и нижнекембрийская еркекетская свиты в среднем течении реки Хорбусуонки. Возраст туркутской свиты по биостратиграфическим и хемостратиграфическим данным составляет 550-544 млн лет [2, 6]. В поле распространения кесюсинской свиты находятся трубки взрыва, которые, по имеющимся данным, прорывают туркутскую свиту и нижнюю часть кесюсинской свиты [2]. Для одной из таких трубок получены U-Pb определения 543.9 \pm 0.24 млн лет [3], что ограничивает верхний возраст туркутской свиты. В средней части кесюсинской свиты U-Pb датировки 529.6 \pm 0.24 млн лет [4] сделаны по цирконам из слоя вулканического пепла.

Результаты термомагнитного изучения показывают, что в красноцветных песчаниках еркекетской свиты основным носителем намагниченности является гематит, диагностируемый по деблокирующий температурам выше 610°С (чаще около 680°С). В известняках, доломитах и песчаниках туркутской и кесюсинской свит при нагреве более 400°С происходят минеральные изменения, выраженные в резком несовпадении графиков нагрева и остывания.



Рис. 1. Примеры поведения вектора остаточной намагниченности в ходе ступенчатой температурной чистки образцов еркекетской свиты (а), а также ступенчатой чистки переменным магнитным полем образцов кесюсинской (б) и туркутской (в) свит

Для образцов еркекетской свиты был применён метод температурной чистки, которым была выявлена одна регулярная компонента с температурой деблокирования до 680°С (рис. 1 а). Вязкая намагниченность разрушается при нагреве до 80-120°С. Исходя из результатов магнито-минералогических исследований для образцов кесюсинской и туркутской свит был применён метод чистки переменным магнитным полем. Данный метод показывает также практически однокомпонентное поведение вектора NRM (рис. 1 б,в), не считая вязкой намагниченности (природная и/или лабораторная), разрушающейся при воздействии переменным магнитным полем около 6 mT. В более сильном поле, до 100-140 mT, выделяется регулярная компонента как в туркутской, так и в кесюсинской свитах (табл. 1). По направлениям регулярных компонент намагниченности были подсчитаны виртуальные геомагнитные полюса для каждой точки опробования, а также средний палеомагнитный полюс, результаты представлены в таблице 1.

Средние направления для туркутской, кесюсинской и еркекетской свит в пределах ошибки определения не различаются. Первичность выделенной компоненты подтверждается хаотичным распределением наиболее стабильной компоненты намагниченности в обломках туркутской свиты из эруптивной брекчии трубки взрыва в районе среднего течения реки Хорбусуонки (рядом с точками отбора туркутской свиты). Таким образом можно утверждать, что установленная в поздневендских-раннекембрийских породах компонента представляет собой первичную намагниченность, возраст которой соответствует времени формирования свит – примерно 550-530 млн лет [2,4]. Положение бассейна седиментации на время формирования изученных пород должно отвечать 43,6° южной широты.

Палеомагнитные данные имеются для хатыспытской свиты позднего венда [1] и стратонов нижнего-среднего кембрия [5] этого района. Эти определения совпадают, в пределах ошибки, с нашими. Неизменное положение палеомагнитного полюса в течении более 30 млн лет нехарактерно и при обычной дипольной конфигурации геомагнитного поля, описывает стационарное положение Сибирского палеоконтинента (отсутствие вращения и широтного смещения) в указанных средних широтах южного полушария.

Объект	n/N	D _s ,°	I₅,°	k	α_{95}	PLat	PLong	A ₉₅	Paleolatitude
19НВ54 доломиты туркутской свиты		315,7	68,0	34,1	7,2	61,8	12,0	11,1	51,1
19НВ60 доломиты туркутской свиты		343,2	63,4	28,8	10,5	62,4	330,2	14,8	45,0
19НВ48 песчаники кесюсинской сви- ты	9/15	326,6	59,8	91,8	5,4	55,1	350,7	7,1	40,7
19НВ58 известняки кесюсинской свиты	9/12	342,5	44,3	15,9	13,3	43,6	325,9	13,2	26,0
19НВ59 известняки кесюсинской свиты	9/11	311,1	59,4	46,8	7,6	50,6	9,0	9,9	40,2
19НВ56 песчаники еркекетской сви- ты	19/19	344,3	63,3	181,0	2,5	62,5	328,5	3,5	44,8
19НВ57 песчаники еркекетской сви- ты	14/17	25,0	66,4	94,9	4,1	64,8	263,3	6,1	48,9
Среднее	7	337,4	62,3	36,5	10,1	60,2	337,9	13,9	43,6

Таблица 1. Направления стабильной ChRM и координаты виртуальных геомагнитных полюсов по результатам изучения отобранной коллекции

Примечание: n/N – количество использованных в статистике, к общему количеству изученных образцов; D_s – склонение; I_s – наклонение (стратиграфические координаты); k – кучность; α 95 – радиус 95% овала доверия; координаты виртуального геомагнитного/палеомагнитного полюса: PLat – широта, PLong – долгота; A_{95} – радиус овала доверия для полюса; Paleolatitude - палеоширота для Оленекского поднятия.

Работа выполнена при поддержке РНФ грант 21-17-00052.

Литература

1. Пахомова К.А., Дроздов Д.К., Метелкин Д.В. Палеогеографическое положение Сибири на интервал 560 - 550 млн лет на основе палеомагнитной записи хатыспытской свиты // В печати

2. Рогов В.И., Карлова Г.А., Марусин В.В., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В. Время формирования первой биостратиграфической зоны венда в Сибирском гипостратотипе // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 7. С. 735-747.

3. Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. Vol. 261. P. 1293-1298.

4. Kaufman A.J., Peek S., Martin A.J., Cui H., Grazhdankin D., Rogov V., Xiao S., Buchwaldt R. A shorter fuse to the Cambrian Explosion? //Geological Society of America (GSA) Annual Meeting (Carlotte, North Caroline 4-7 November 2012): Abstracts with Programs. 2012. Vol. 44. N 7. P. 326.

5. Pisarevsky S.A., Gurevich E.L., Khramov A.N. Palaeomagnetism of Lower Cambrian sediments from the Olenek River section (northern Siberia): palaeopoles and the problem of magnetic polarity in the Early Cambrian // Geophys. 1997. Vol. 130. P. 746-756.

6. Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F., Vetrova N.I., Kochnev B.B., DRIL S.I. Chemostratigraphy and detrital zircon geochronology of the Neoproterozoic Khorbusuonka Group, Olenek Uplift, northeastern Siberian platform // Gondwana research. 2017. Vol. 51. P. 255-271.

АКТИВИЗАЦИЯ КАРСТОВЫХ ПРОЦЕССОВ В УСЛОВИЯХ СУЛЬФАТНОГО КАРСТА ПОД ВЛИЯНИЕМ НЕФТЯНОГО ТЕХНОГЕНЕЗА

Е.А. Еранов

Институт геологии ИГ УФИЦ РАН, Уфа, Россия, ig@ufaras.ru

Одной из причин активизации карстовых процессов на территории Предуаралья, являются нефтедобывающие предприятия. Влияние этой группы источников ощущается практически по всей толще осадочного чехла и даже проникает в породы кристаллического фундамента.

Количество скважин различного назначения в нефтедобывающих районах, исчисляется несколькими десятками тысяч. Только в АНК «Башнефть» фонд скважин составляет свыше 37000, из них 31% эксплуатируется более 20 лет. На 1 км² площади приходятся десятки скважин. Подземные воды (особенно пресные) при проходке скважин загрязняются буровыми растворами, содержащими различные реагенты, пластовыми рассолами, нефтью и нефтепродуктами, ПАВ и пр. Эксплуатация нефтяных месторождений вызывает изменение гидрогеодинамических и гидрогеохимических условий, в результате чего способствует активизации карста.



Рис. 1. Карта исследуемого региона

Сульфатный карст связан с гипсами кунгурского яруса и развит в восточной части Камско-Бельского понижения. Наиболее интенсивно он развит на Уршак-Бельском, Сим-Уфимском, Уфа-Бельском междуречьях, а также на западном обрамлении Уфимского плато в бассейнах рек Тюй, Ар, Бирь, Изяк и др. В Бельской части Предуральского краевого прогиба карст проявляется локально в пределах меридионально, вытянутых кунгурских валов. По долинам рек Белой (от широты г. Салавата до г. Бирска), Уфы, Сима, Демы, Уршака, Бири, Ика (нижние и средние течения) развит подаллювиальный карст. Карстующиеся гипсы перекрыты глинистыми и гравийно-галечными отложениями плейстоцена и плиоцена. Каверны, пустоты и полости размером 2,5-6,5 м. широко распространены значительно ниже вреза современных речных долин, но выше базиса эрозии переуглубленных долин системы Палео-Белой (абс. Отм. до минус 50-60 м.) они зафиксированы скважинами на глубинах от 30 до 130 м., иногда до 240 м. В среднем мощность полей колеблется от 3 до 200 на 1 км², достигают иногда 800 км².

Наиболее интенсивно карст проявляется на поверхности в пределах Рязано-Охлебининского вала. Здесь широкое распространение получили различные карстовые формы: воронки, колодцы, слепые и полуслепые лога, овраги, суходолы, подземные полости, каналы, пещеры и др. На Уршак-Бельском междуречье на площади 585 км², насчитывается до 6000 воронок, а на участках развития голого и покрытого карста на западном обрамлении Уфимского плато (бассейн р.Байка, верховье р. Бирь и др.) плотность воронок на отдельных полях -80-500 на 1 км². Активность карста достигает 4,32% (бассейн р. Аургазы). Размер воронок самый различный – от 3 до 150 м. и более, а глубина их достигает 20-30 м. Воронки часто сухие, с понорами, заполненные водой воронки и котловины более характерны для карстовых площадей, примыкающих с запада к Уфимскому плато. Встречаются воронки, из которых осуществляется разгрузка карстовых вод с расходом 100-400 дм³ и более (бассейн рек Бирь, Аургаза и др.). Сульфатный карст в бассейне р. Ик представлен закрытым типом. Гипсовая толща перекрыта уфимскими терригенными породами с отдельными прослойками известняков. Карстопроявления представлены воронками диаметром от 20 до 60 м., глубиной до 15 м., а на левобережье Ика (д. Максютово, Старотуймазы и др.) также отдельными карстовыми оврагами-котловинами и слепыми долинами. Плотность воронок 25-50, иногда 100 на 1 км². Мощность закарстованной зоны здесь определяется глубиной предкинельского базиса эрозии р. Ик.

Техногенная активизация карста наиболее полно проявляется в районах развития сульфатного и сульфатно-карбонатного карста. Интенсивная разработка нефтяных месторождений на территории развития этих типов карста вызвало изменение гидродинамического и гидрохимического режимов водносных горизонтов и как, следствие, усиление карстовых процессов и развитие техногенного его типа.

В вышеописанных районах до начала интенсивного нефтедобывающего своения подземные волы имели гидрокарбонатный кальшиевый и гидрокарбонатный магниево-кальшиевый состав с минерализацией 0,5-0,7 г/дм³. В загипсованных породах формировались сульфатные кальцевые воды с минерализацией 2-2,8 г/дм³. Наиболее существенные изменения гидрогеологических условий произошли в результате разведки и эксплуатации нефтяных месторождений, при которых отмечалось проникновение пластовых рассолов NaCl, CaCl₂ состава с минерализацией 250-270 г/дм³ в верхние водоносные горизонты. Вследствие этого утратились естественные связи ионно-солевого состава подземных вод с литолого-минералогическими особенностями водовмещающей среды, что привело к поялвению новых, ранее не свойственных отложениям гидрохимических типов. Минерализация подземных вод местами достигла 10-15 и даже 70 г/дм³; одновременно воды стали хлоридными натриевыми и хлоридными кальциевонатриевыми. Эти растворы, обладая высокой агрессивностью к гипсам и известнякам, вызвали значительное усиление карстовых процессов. В среднем и верхнем течении р. Ик в пределах Шкаповского и Туймазинского нефтяных месторождений режимными наблюдениями в течение 1-2 лет отмечено интенсивное образование свежих воронок и колодцев с понорами диаметром 2,5-10 м. и глубиной 3-5 м., осушение небольших озер и пр. Наиболее активизировался процесс в местах сосредоченной разгрузки агрессивных рассолов в карстующиеся породы. Бурение многочисленных скважин привело к нарушению сплошностиразделяющих глинистых водоупоров в пермских отложениях и возникновению искусственных путей миграции трещиннокарстовых вод из верхних горизонтов в нижележащие. Вследствие нисходящих перетоков вод через гидрогеологические «окна» техногенного происхождения на некоторых участках существенно снизились уровни подземных вод, что привело к истощению ресурсов верхних водоносных горизонтов, исчезновению источников и пр. В результате карстующиеся пермские породы оказались в условиях зоны нисходящей вертикальной циркуляции вод и резко возросших градиентов фильтрации, что вызвало интенсификацию карстовых процессов. Процессы мощной активизации карста в пределах промышленно-урбанизированной территории наблюдалась в пределах г. Уфы, где растворимые породы подвергаются воздействию нефте-химических, химических, коммунально-бытовых агрессивных сточных вод, насыщенных H₂S. В пределах города развит сульфатный и сульфатно-карбонатный карст. По степени защищенности сверху некарстующимися породами преобладают два типа: перекрытый (камский) в пределах долин Белой и Уфы, и закрытый (Русский) на междуречье. Наряду с закрытым на междуречье имеются участки перекрытого, покрытого и голого карста.

В практике при эксплуатации вышеописанных нефтяных месторождений (особенно на первом этапе разработки) пруды довольно широко использовались как накопители сточных вод. Эти пруды в последующем явились значительным источником загрязнения пресных подземных вод. Особенно построенные в зоне развития закарстованных пород.

Опыт эксплуатации такого пруда и экологические проблемы с ней связанные исследовались на примере пруда-накопителя, построенного на Шкаповском месторождении.

Шкаповское месторождение расположено в пределах Татарского свода. В рельефе он выражен Бугульминско-Белебеевской возвышенностью, со средними абсолютными отметками 300-400 м., глубоко расчлененной (до 100-150 м.) долинами рек. Зона интенсивного водообмена, где развиты пресные воды, сложена трещиноватыми верхнеказанскими терригеннокарбонатными породами. Карбонатные осадки подвержены карстовыми процессам.

Пруд-отстойник был сооружен в 1960-1961 гг. в долине р. Базлык (левый приток р. Дема), заложенной в верхнеказанских карбонатных породах. В основании и левом борту долины развиты делювиальные и перигляциальные глины и суглинки мощностью до 10 м. Сброс попутных рассолов с минерализацией 270 г/л осуществлялся в течение 1962-1966 гг. При сооружении названной емкости предполагалось, что глинистый экран явится надежной изоляцией, и утечка через него, ввиду слабых фильтрационных свойств пород, будет незначительной. Однако уже в первый год эксплуатации пруда (летом 1963 г.) ниже плотины появились грифоны соленых вод, и наблюдалось засолонение источников, ранее использовавшихся для целей водоснаблжения (с. Базлык в 2 км ниже пруда). В результате этого эксплуатаций пруда была прекращена.

Через 5-6 лет после прекращения сброса в него рассолов содержание солей в глинистых отложениях под дном пруда (на глубине до 2 м.) составляло 2000-2500 мг/100 г породы (хлора 1200-1500 мг/100 г). В то же время минерализация водных вытяжек из глин, не подверженных засолению (на склонах долин), составляла 40-70 мг/100 г (хлора 1,8-3,6 мг/100 г). По составу они гидрокарбонатные натриево-кальциевые, типа 1.

Таким образом, данные натурных наблюдений свидетельствуют о том, что прудынакопители нефтепромысловых сточных вод являются источниками загрязнения подземных вод и геологической среды в целом на длительное время.

Литература

1. Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2005. 344 с.

2. Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И., Попов В.Г., Рождественский А.П., Смирнов А.И., Травкин А.И.. Карст Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2002. 381 с.

ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

У.С. Ефремова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, ulianavolpe@gmail.com

Байкальский краевой выступ фундамента Сибирской платформы протягивается через всю территорию Западного и Северного Прибайкалья. Согласно тектонической схемы О.М. Розена [5] породы этого выступа принадлежат раннепротерозойскому Акитканскому складчатому поясу. В центральной части Байкальского выступа широко распространены раннепротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы сарминской серии, подразделяющиеся на харгитуйскую и иликтинскую свиты [1]. Породы харгитуйской свиты, которые считаются основанием сарминской серии, прослеживаются в виде узкой полосы от водораздела рр. Анги и Бугульдейки до верховий р. Средняя Иликта и района пос. Онгурены. Они приурочены к узкому тектоническому блоку СВ простирания, ориентированному вдоль зоны Приморского разлома, отделяющего породы фундамента Сибирской платформы от раннепалеозойского Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. С вышележащей иликтинской свитой харгитуйская свита имеет тектонические контакты. Состав харгитуйской свиты отвечает вулканогенно-терригенной (кварцито-сланцевой) формации, в том числе среди пород свиты отмечаются биотитовые, роговообманково-биотитовые, двуслюдяные гнейсы, метариолиты, слюдистые кварциты, кварцево-слюдистые сланцы, которые претерпели интенсивные изменения вследствие динамометаморфизма [1]. Считается, что породы харгитуйской свиты прорываются гранитоидами приморского комплекса с возрастом 1.86 млрд лет [3], а также дайками карбонатитов (≈1 млрд лет) [6] и долеритов (0.7 млрд лет) [2].

Геологическое положение харгитуйской свиты, а именно наличие преимущественно тектонических контактов с вышележащей иликтинской свитой и гранитоидами приморского комплекса, а также повсеместная динамометаморфическая переработка пород вызывают сомнения в объединении всех пород, относимых к харгитуйской свите, в единое стратоподразделение, поэтому требуется проведение детальных исследований пород свиты, в том числе изучение их петрографических и геохимических характеристик.

Материалом для проведения данного исследования стали образцы пород харгитуйской свиты, отобранные из нескольких обнажений вблизи пос. Онгурены. Большинство обнажений сложено кварцитами, среди которых отмечаются тела амфиболитов и реже амфиболовых сланцев. Проанализированные породы по своим петрографическим характеристикам были разделены на пять групп: кварциты, слюдисто-кварцевые сланцы, амфиболиты и амфиболовые и епидот-хлоритовые сланцы.

<u>Кварциты</u> характеризуются содержанием кварца 70-73 % и слюд до 20%, в составе которых отмечаются серицит (2-11 %), биотит (до 10 %) и хлорит (7-10 %). Биотит псевдоморфно замещается хлоритом или мусковит-серицитовым агрегатом. Также в кварцитах отмечаются редкие обломки серицитизированного полевого шпата, вероятно, альбита (7-14 %), что позволяет классифицировать кварциты также как олигомиктовые (полевошпат-кварцевые) песчаники. В небольшом количестве присутствует эпидот. Акцессорные минералы – циркон, апатит, турмалин. Структура – лепидогранобластовая, текстура – массивная. Породы интенсивно преобразованы в результате катаклаза и милонитизации, наблюдаются участки активной перекристаллизации кварцевых зерен, по которым развиваются слюдистые минералы.

<u>Слюдисто-кварцевые сланцы</u> сложены кварцем (48-85 %), серицитом (9-20 %), биотитом (6-8 %) и хлоритом (8-16 %). Наблюдается небольшое количество зерен кислого плагиоклаза (альбита), часто серицитизированного (10-15 %), так же в виде обломков. Акцессорные минералы – рудный, циркон, апатит. Для сланцев характерна лепидогранобластовая структура и сланцеватая, реже микроплойчатая, текстура. Породы подвержены катаклазу и милонитизации, по зонам микротрещин развиваются сфен-лейкоксеновый агрегат и эпидот.

<u>Амфиболиты</u> сложены амфиболом (роговая обманка/тремолит) – 57-64 % и плагиоклазом – 18-28 %. Встречаются окварцованные разности с содержанием кварца 14-15 %. Также при-

сутствуют хлорит (до 8 %), рудный (3-4 %) и эпидот-цоизит (до 1-2 %). Для амфиболитов характерна неясно ориентированная, линейно-параллельная текстура и гранонематобластовая, пойкилобластовая структура. Породы интенсивно изменены, амфибол замещается хлоритом, зерна реликтового плагиоклаза деанортитизированы и по ним развивается соссюритовый агрегат. В зонах катаклаза отмечаются сфен-лейкоксен и серицит.

<u>Амфиболовые сланцы</u> состоят из актинолита (29-56 %), реже роговой обманки (до 40 %), кварца (6-20 %), плагиоклаза (5-25 %), эпидота (3-22 %), хлорита (8-12 %), биотита (до 8 %). Акцессорные минералы – рудный, апатит, циркон. В результате метаморфизма сланцы приобрели катакластическую, лепидогранобластовую структуру и сланцеватую текстуру. Крупные зерна амфибола трещиноватые и находятся в мелкозернистой перекристаллизованной массе, сложенной кварц-эпидот-цоизитовым агрегатом. В породах наблюдаются линзы и прожилки, заполненные кварцем. Вторичные изменения выражены замещением амфибола и биотита хлоритом, а также соссюритизацией плагиоклаза.

<u>Эпидот-хлоритовые сланцы</u> состоят из хлорита (34 %), эпидота (23-26 %), амфибола (12-15 %) и кварца (13-16 %). Второстепенные минералы – кальцит (3-9 %), лейкоксен (6 %), биотит (№ %) и плагиоклаз (6 %). Матрикс породы выполнен хлоритом, который выделяется в виде мелких чешуек или ксеноморфных агрегатов, в этот матрикс погружены мелкие зерна эпидота, удлиненные зерна актинолита и плагиоклаза. Породы катаклазированы. Акцессорные минералы – рудный, циркон. Структура пород – лепидогранобластовая, текстура – сланцеватая.

В связи с тем, что все породы харгитуйской свиты претерпели интенсивные изменения, то их геохимическая характеристика проводилась преимущественно по немобильным в процессе вторичных преобразований редкоземельным (РЗЭ) и редким элементам.

Кварциты характеризуются содержаниями SiO₂ от 90 до 96 мас. %. Согласно классификации А.Н. Неелова [4] для метаморфизованных осадочных пород, составы кварцитов отвечают мономиктовым кварцевым псаммотолитам. Рассчитанные значения гидролизатного модуля (ГМ), который варьирует от 0.03 до 0.08, позволяют отнести исследуемые породы к супер- и гиперсилитам [7]. Кварциты характеризуются фракционированными спектрами распределения РЗЭ ((La/Yb)_n = 6-16) и отрицательной Еu аномалией или ее отсутствием (Eu/Eu* = 0.6-1.1). Исследуемые породы обладают высокими варьирующими отношениями La/Sc (2-12) и Zr/Sc (20-63), что свидетельствует о высокой степени сортировки обломочного материала в процессе отложения протолитов исследуемых пород, а также о зрелости этих отложений. Высокие значения отношений Th/Co (0.6-1.7) и La/Sc позволяют сделать заключение, что магматические породы кислого состава могли быть основными источниками сноса обломочного материала в бассейн седиментации. Кварцевый состав изученных пород, высокая степень сортировки обломочного материала, а также отношения таких элементов как Ti/Zr, La/Sc [8] позволяют предполагать, что протолит исследованных пород мог формироваться в бассейнах пассивной континентальной окраины или внутриконтинентального растяжения.

Слюдисто-кварцевые сланцы отличаются от кварцитов по содержанию SiO₂, которое составляет в них 70-74 мас. %, а также характеризуются повышенными, относительно кварцитов, содержаниями Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃, MgO. По классификации A.H. Неелова [4] они относятся к олигомиктовым псаммитолитам и полимиктовым песчаникам, а по величине гидролизатного модуля ($\Gamma M = 0.24$ -0.27) соответствуют миосилитам [7]. Для сланцев также характерны фракционированные спектры РЗЭ ((La/Yb)_n = 8-23) с выраженной Еu аномалией (Eu/Eu* = 0.6-0.7), но в отличие от кварцитов они обнаруживают более высокие содержания редкоземельных элементов. Отношения Th/Co (0,7) и La/Sc (0.7–0.9) дают основание заключить, что магматические породы кислого состава также могли быть основными источниками сноса для протолитов изученных сланцев. В то же время, более низкие отношения Zr/Sc (9–15) и La/Sc (0.7–2) в слюдисто-кварцевых сланцах по сравнению с кварцитами указывают на меньшую зрелость и отсортированность их протолитов, а также могут свидетельствовать о присутствии дополнительного источника сноса при формировании этих пород.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы характеризуются содержаниями SiO₂ = 46-55 мас. %, а также низкими и умеренными содержаниями TiO₂ = 0.7–1.7 мас. %. Породы в разной степени дифференцированы, mg# = 46-60. Согласно классификации [11] составы амфиболитов соответствуют субщелочным базальтам, а по классификации [12] – высокожелезистым толеитам. Они обнаруживают слабо фракционированные спектры распределения РЗЭ ((La/Yb)_n = 1.6–3.8) и слабовыраженную Еи аномалию или ее отсутствие (Eu/Eu* = 0.8-1.0). На мультиэле-

ментных спектрах отмечается в разной степени выраженная отрицательная Nb аномалия (Nb/Nb* = 0.3-0.9). Отношения несовместимых элементов в амфиболитах, в том числе Th/Yb, Nb/Yb, Nb/Th, Zr/Nb [9, 13, 14], свидетельствуют о том, что их родоначальный мантийный источник мог содержать либо субдукционный компонент, либо материал континентальный коры.

Эпидот-хлоритовые сланцы характеризуются содержаниями SiO₂ = 50.0-53.6 мас. % и mg# = 47-54. По химическому составу они соответствуют щелочным базальтам [11] и высокожелезистым толеитам [12]. Сланцы обнаруживают фракционированные спектры распределения P3Э ((La/Yb)_n = 5,4-7,4) и отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu* = 0.75-0.8). Эпидот-хлоритовые сланцы по сравнению с амфиболитами характеризуются более высокими концентрациями La, Nb, Zr, Th, а также более высокими значениями отношений несовместимых элементов, таких как Nb/Yb, Th/Tb, Nb/Y. По совокупности геохимических данных можно сделать вывод, что в родоначальном источнике сланцев мог присутствовать мантийный материал с геохимическими характеристиками базальтов океанических островов, а также, возможно, небольшое количество материала континентальной коры.

Таким образом, на основании рассмотренных выше данных можно сделать вывод, что собственно к харгитуйской свите могут быть отнесены метаосадочные породы (кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы), в неметамофизованном состоянии представленные песчаниками разной степени зрелости. Что касается тел амфиболитов и эпидот-хлоритовых сланцев, то их положение в разрезе в виде отдельных тел среди метаосадочных пород, а также отличающийся друг от друга химический состав, указывающий на их формирование из мантийных источников разного состава, не исключает того, что первоначально эти тела представляли собой силлы или дайки основного состава, имеющие различный состав, а возможно и возраст, которые в дальнейшем совместно с вмещающими их породами харгитуйской свиты испытали динамометаморфические преобразования.

Литература

1. Галимова Т.Ф., Пермяков С.А., Бобровский В.Т., Пашкова А.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Лист N-48-Иркутск. Объяснительная записка. 2006. 490 с.

2. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 22-41.

3. Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006–1016.

4. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

5. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3-21.

6. Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Шумилова Т.Г., Иванов А.В., Данилов Б.С., Базарова Е.П. Эпигенетическая графитизация в фундаменте Сибирского кратона – свидетельство миграции обогащенных углеводородами флюидов в палеопротерозое // Доклады академии наук. 2019. Т. 486. № 2. С. 217-222.

7. Юдович Я.Ю., Кетрис М.П. Основы литохимии, СПб.: Наука, 2000. 497 с.

8. Bhatia M.R., Crook K.W. Trace Element Characteristics of Greywackes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. Vol. 92. P. 181-193.

9. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 491-504.

10. Noori B., Ghadimvand N., Movahed B., Yousefpour M. Provenance and Tectonic Setting of Late Lower Cretaceous (Albian) Kazhdumi Formation Sandstones (SW Iran) // Open Journal of Geology. 2016. Vol. 6. P. 721-739.

11. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. Vol. 20. P. 325-343.

12. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, Miscellaneous Pap. 66. 1976. P. 22.

13. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. Vol. 100. P. 14-48.

14. Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. 106068. P. 392-393.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ИЗ РОССЫПЕЙ ЭВОТИНСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО РАЙОНА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

А.И. Журавлев, З.С. Никифорова, А.А. Кравченко, А.И. Иванов, Е.Е. Иванов, М.С. Иванов Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия, igabm@bk.ru

Эвотинский золотоносный район расположен на юге Республики Саха (Якутия) в пределах Нимнырского террейна Алдано-Станового щита. На рассматриваемой территории известно большое количество россыпей, но коренные источники золота для них не установлены. В данной работе на основании изучения минералого-геохимических особенностей золота из аллювиальных отложений прогнозируются возможные генетические типы коренных источников.



Рис. 1. Геологическая карта – схема изученных объектов по [3] с дополнениями. Метаморфические комплексы: 1 – нимнырская, 2 – нижнефедоровская, 3 – среднефедоровская свиты и подсвиты; 4 – габбро, 5 – дайки оливин-пироксеновых горнблендитов, 6 – оливин-пироксеновые горнблендиты, 7 – граниты и гранито-гнейсы докембрия; 8 – вендские отложения; 9 – протерозойские диабазы; позднеюрско-раннемеловые: 10 - сиенит-порфиры (массив Медведевский), 11 – дайки авгитроговообманковых сиенитов; 12 – четвертичные отложения; 13 – разрывные нарушения; 14 – водотоки; 15 - дайки мезозойских сиенитов согласно [1, 2]; 16 – изученные объекты (1 – руч. Еловый, 2 – об. Ягодный, 3 – об. Золотой, 4 – об. Сухой, 5 – р. Эвота)

Ручей *Еловый* протекает по метаморфическим породам нимнырской свиты докембрия (рис. 1). В верховьях ручья расположен многофазовый сиенитовый массив Медведевский, мезозойского возраста. Золото в россыпепроявлении руч. Еловый встречается в виде знаков с различной окатанностью и размерами от 0,19 до 0,32 мм (рис. 2, а). Пробность золота изменяется от 827 до 965 ‰, отмечаются в виде следов элементы-примеси Cu, Pd и Ni. В качестве минералов включений часто встречаются кварц, Fe-алюмосиликаты. Высокопробное золото преобладает, среднепробное составляет около 30%.

Объект Ягодный. Правый приток реки Медведевка. Ручей дренирует породы нимнырской свиты, нижнефедоровской, среднефедоровской подсвит, оливин-пироксеновые горнблендиты, гранито-гнейсы и диабазы докембрийского возраста, а также авгитроговообманковые сиениты мезозойского возраста. В аллювиальных отложениях золото представлено размером от 0,21 до 1,13 мм. Морфология изученных зерен разнообразна. Микрозондовым анализом в золоте определены элементы-примеси в виде следов Cu, Pd и Ni. Пробность золота изменяется от 812 до 997 ‰. Понижение пробности золота до 812 ‰ обусловлено обнаружением единичного зерна с примесью Ag до 18,83%. Микровключения в золоте представлены кварцем, пироксеном, Fe-алюмосиликатами и мальдонитом Au₂Bi (рис. 2, б). Подобное весьма высокопробное золото установлено нами на месторождении им. П. Пинигина, в нем были обнаружены минералы висмута, в частности мальдонит (рис. 2, в).



Рис. 2. а – золото руч. Еловый со слабой окатанностью; б - мальдонит в золотине из об. Ягодный; в - оторочка мальдонита на золоте из м-я им. П. Пинигина; г, д - срастания бисмутита с золотом, об. Золотой и месторождения им. П. Пинигина; е - высокопробная оболочка (к) на среднепробном золоте из об. Золотой.

Объект Золотой. Левый приток р. Мал. Нимныр, ручей расположен в пределах развития пород нимнырской свиты, нижнефедоровской подсвиты, оливин-пироксеновых горнблендитов и диабазов докембрия. Предшествующими исследователями [1, 2] указывалось, что данный водоток дренирует нижнемеловые дайки щелочноземельных и щелочных сиенит-порфиров. В более позднем отчете [4] близкие по составу и возрасту магматические образования смещены западнее и не дренируются данным водотоком. Золото представлено в виде изометричных и уплощенных форм размером от 0,35 до 0,83 мм. Обработанность золотин различная, от слабой и средней до хорошей. По данным микрозондового анализа пробность золота варьирует в диапазоне от 805 до 1000 ‰, элементами-примесями в виде следов являются Cu, Fe, Pd, Ni, B золоте обнаружены такие минералы включения как кварц, Fe-алюмосиликаты и бисмутит. Установлено, что одно из зерен весьма высокой пробности представляет собой выделение, состоящее из тонкого срастания бисмутита и золота (рис. 2, г). Ранее при изучении самородного золота месторождения им. П. Пинигина установлены схожие срастания (рис. 2, д). Кроме того, в данном ручье выявлены две частицы золота с отчетливой (до 20 мкм) высокопробной оболочкой (рис. 2, е), гле центральная часть одной из них имеет пробность 865 ‰, а краевая 1000 ‰. Обнаружено, что для золотин различной пробности, характерны определенные морфологические особенности. Так высокопробное и весьма высокопробное золото имеет среднюю и слабую степень окатанности, а золотины средней пробности - хорошую, что свидетельствует о возможном наличии различных источников для золотин этих форм.

Объект *Сухой*. Левый приток р. Эвота, ручей протекает по породам нимнырской свиты, нижнефедоровской подсвиты и гранитам, гранитогнейсам нерасчлененным докембрийского возраста. Золото встречается в виде единичных зерен размерами от 0,29 до 0,62 мм. Обработанность золотин различная, отмечаются как хорошо, так и средне и слабо окатанные выделения. Большинство знаков имеют изометричные формы, редко встречаются таблитчатые индивиды. Микрозондовым анализом установлено, что золото является весьма высокопробным с пробностью от 993 до 1000 ‰. В виде следов установлены элементы-примеси Cu, Fe, Pd, Ni. В качестве минералов включений встречаются кварц, КПШ и Fe-алюмосиликаты.

Река Эвота дренирует породы нимнырской свиты, нижнефедоровской подсвиты, оливинпироксеновые горнблендиты и диабазы докембрия. В истоках данного водотока находится крупный многофазовый сиенитовый массив мезозойского возраста. Самородное золото имеет размеры от 0,28 до 0,38 мм, оно хорошо окатано и представлено уплощенными, таблитчатыми, реже изометричными формами. Пробность золота изменяется от 878 до 998 ‰, обнаружены примеси в виде следов - Сu, Pd, Ni. В качестве минералов включений обнаружен кварц и Feалюмосиликаты. Присутствие в водотоке золотин высокой пробности (до 998 ‰), свидетельствует о поступлении данных золотин из об. Сухого.

Объект	Кол-во знаков	Типоморфные особенности россыпного золота								
		Форма	Размер (мм.)	Окатан- ность	Пробность (‰)	Эл-ты примеси	Минералы включения			
Еловый	6	Удлиненные Уплощенные Изометричные	0,19 - 0,32	Хорошая Средняя Слабая	827 - 965 Среднепробное - 33 %	Cu, Pd, Ni	Кварц Fe-Al- силикаты			
Ягодный	9	Удлиненные Уплощенные Изометричные Неправильные	0,21 - 1,13	Хорошая Средняя Слабая	812 - 997 Среднепробное - 11 %	Cu, Pd, Ni	Кварц Пироксен Fe-Al- силикаты Мальдонит			
Золотой	9	Изометричные Округлые Уплощенные	0,35 - 0,83	Хорошая Средняя Слабая	805 - 1000 Среднепробное - 55 %	Cu, Fe, Pd, Ni	Кварц Fe-Al- силикаты Бисмутит			
Сухой	6	Изометричные Удлиненные Уплощенные	0,29 - 0,62	Хорошая Средняя Слабая	993 - 1000 Среднепробное - 0 %	Cu, Fe, Pd, Ni	Кварц КПШ Fe-Al- силикаты			
Эвота	6	Уплощенные Изометричные	0,28 - 0,38	Хорошая	878 - 998 Среднепробное - 33 %	Cu, Pd, Ni	Кварц Fe-Al- силикаты			

Таблица 1. Типоморфные особенности россыпного золота бассейна р. Мал. Нимныр

Полученные данные показали, что в изученных объектах преобладает золото высокой пробности, окатанность различна (табл. 1). В некоторых водотоках, к примеру, в объекте Сухом установлено золото только весьма высокой пробности (993-1000 ‰). Присутствие высокопробного золота (об. Сухой), срастаний золота с бисмутитом (об. Золотой), а также включений мальдонита (об. Ягодный) свидетельствует, что коренными источниками, возможно, являлись руды типа месторождения им. П. Пинигина. На объектах (руч. Еловый, р. Эвота) выявлено как среднепробное так и весьма высокопробное золото, диапазон пробности варьирует от 827 до 998 ‰. Наличие в рассматриваемых водотоках золота средней пробности и хорошей обработанности (руч. Еловый, об. Ягодный, об. Золотой, р. Эвота) указывает на дополнительное поступление золота из коренных источников, вероятно образованных в результате проявления щелочного магматизма мезозойского возраста. Таким образом, установлено, что для золота высокой пробности по химическому составу и микровключениям достаточно четко прослеживается генетическая связь с коренными источниками, близкими месторождению им. П. Пинигина, а для золотин средней пробности и хорошей окатанности возможно предполагается образование золотой минерализации характерной для месторождений Центрально Алданского рудного района (ЦАРР).

Работа выполнена в рамках Государственного задания НИР ИГАБМ СО РАН и договора с АО «Золото Селигдара».

Литература

1. Ворона И. Д. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200000, серия Алданская, лист О-51-XXIV. Москва. ГНТИЛ по геологии и охране недр. 1963. 105 с.

2. Кардаш Е.А., Янополец В.Н. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по составлению прогнозно-минерагенической карты масштаба 1:200 000 Дес-Хатыминской площади (листы O-51-XXIII, XXIV). пос. Чульман. 2005. 141 с.

3. Киселев Г.Н. и др. Отчет о геологическом доизучении площади Южно-Алданского железорудного района в масштабе 1: 50 000 на листах О-51-83-В,Г; О-51-84-В,Г; О-51-93-Б, Г; О-51-94-А, Б, В, Г; О-51-95-А,Б,В,Г; О-51-96-А,Б,В,Г. п. Чульман. 1988.

4. Утробин Д.В. и др. Отчет о результатах проведения геолого-минерагенического картирования м-ба 1:200 000 Дес-Хатыминской площади (листы о-51-ХХІІІ, -ХХІV) за 2005-2008 г.г. Алдан. 2008. 785 с.

ГЕНЕЗИС ПИОНЕРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.Д. Извекова, Б.Б. Дамдинов, М.Л. Москвитина, Л.Б. Дамдинова Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, boxjer@mail.ru

Пионерское месторождение расположено в истоках р. Китой на правобережье р. Самарта, в 3.5 км на юго-восток от пос. Самарта, в 8.5 от крупнейшего в регионе Зун-Холбинского золоторудного месторождения. Месторождение сложено породами гарганского метаморфического комплекса архейско-протерозойского возраста, на котором с тектоническим несогласием залегают породы иркутной свиты венд-кембрийского возраста [8]. Породы гарганского метаморфического комплекса – самые древние породы района. Их возраст оценивается в 2.9 млрд. лет [1]. Породы представлены плагиогнейсогранитами, реже амфиболитами и мигматитами. Осадочные породы чехла слагают восточный фланг месторождения. Они представляют собой редуцированный разрез иркутной свиты состоящий из песчаников, карбонатных и кремнистокарбонатных отложений [9]. В рудном поле Пионерского месторождения обнаружены также редкие дайки основного состава, отнесенные к барунхолбинсокму вулкано-плутоническому комплексу, представленные в основном сильно изменёнными (хлоритизированными, реже лиственитизированными) базитовыми породами. Однако сведения о возрасте дайковых пород отсутствуют. Породы месторождения подвержены динамометаморфическим и метасоматическим изменениям. Метаморфические образования на участке представлены милонитами, и катаклазированными березитами. Метасоматические образования присутствуют в виде безезитов и лиственитов.

 40 Ar/³⁹Ar датирование мусковита из золотоносных жил позволило оценить возраст руд в 420±3 млн. лет [5]. Такое значение опровергает представления об архейском возрасте месторождения, а также значительно отличается от возраста пространственно ассоциирующих гранитоидов сумсунурского комплекса.

Рудные тела Месторождения представляют собой малосульфидные пирит-кварцевые и карбонат-пирит-кварцевые прожилки и жилы, которые находятся в зонах дробления и в зонах милонитизации и рассланцевания. Кварц в жилах и прожилках является основным минералом, присутствует в виде молочно-белого внешне безрудного кварца (1 генерация) и серого кристаллического, с которым связана рудная минерализация (2 генерация). Также в кварцевых жилах встречается хлорит, карбонат, мусковит. Из рудных минералов в жилах преобладает пирит, реже встречается халькопирит, пирротин, галенит, теллуриды, самородное золото и единичные зерна блеклой руды. Пирит встречается чаще остальных сульфидов в виде вкрапленности или прожилковидных агрегатов, образует идиоморфные зерна, часто ассоциирует с халькопиритом. Установлено что пирит присутствует в виде двух генераций. В пустотах и трещинах пирита 2 генерации отлагается кварц, теллуриды, золото. Самородное золото заполняет трещинки и пустоты в кварце 2 генерации и пирите 2 генерации, так как выделилось в последнюю стадию рудообразования. Формы выделения золота в основном крючковатые, пластинчатые. Оно предположительно образуется раньше всех теллуридов, при этом ассоциируя с калаверитом, алтаитом, петцитом, теллуровисмутитом, мелонитом. Все эти минералы обрастают золото по краям. Особенностью руд Пионерского месторождения является большое количество минералов теллуридной ассоциации, которые представлены широким набором минеральных видов, среди которых диагностированы теллуриды Bi, Au, Ag, Pb, Hg и Ni: алтаит, петцит, гессит калаверит, мелонит, теллуровисмутит, пильзенит, колорадоит, раклиджит, волынскит, цумоит, тетрадимит.

Теллур считается мантийным элементом, а теллуриды являются типичными минералами плутоногенно-гидротермальных, эпитермальных и порфировых месторождений, формирующихся преимущественно на конвергентных границах плит – активных континентальных окраинах островодужного и андийского типов [11, 15]. Происхождение месторождений указанных типов генетически связывается с надсубдукционными магматическими расплавами. В орогенных месторождениях золота теллуриды также присутствуют [14, 10, 20]. Считается, что появление теллуридов в рудах орогенных месторождений свидетельствует о магматогенном происхождении рудообразующих флюидов [19].

Изотопные составы серы в рудах Пионерского месторождения имеют значения (δ^{34} S = 0.9 – 4.5‰), характерные для магматической или мантийной серы. Такие значения соответствуют сере других орогенных месторождений золота в обрамлении Гарганской «глыбы» [6], что свидетельствует о едином источнике серы. Главным источником серы считаются породы офиолитового комплекса, содержащие реликты древних субмаринных сульфидных руд (отложений «черных курильщиков»), развитые в вулканогенно-осадочной части офиолитовой ассоциации и имеющие идентичные значения δ^{34} S (~0 – 4‰) [4]. Фрагменты офиолитовых пород (лиственитизированных ультрабазитов) присутствуют и в рудном поле Пионерского месторождения (уч. Надежда). В то же время, близкие значения изотопного состава серы характерны и для руд плутоногенно-гидротермальных месторождений [17].

Значения изотопного состава кислорода в кварце соответствуют таковому для золотокварцевых орогенных месторождений с теллуридами [20]. В то же время, изотопный состав кислорода в рудном кварце Пионерского месторождения близок к составу древних метатерригенных пород, входящих в состав «Гарганской глыбы» – фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента [7], которые, в данном случае, являются рудовмещающим субстратом. Расчет равновесного изотопного состава флюида для температуры 285°С, согласно уравнению [18], показывает значения δ^{18} О в интервале 5.0 – 6.1‰. Такие значения характерны для магматогенного флюида [12] относительно обогащенного легким изотопом. Возможно, в близповерхностных условиях эти флюиды смешивались с небольшим количеством метеорных вод, что привело к некоторому «облегчению» изотопного состава кислорода во флюиде (до значений менее 6‰) и, наряду с общим снижением P-T параметров рудообразующей системы, обусловило падение общей солености флюида от 8-10 (в кварцеІ) до 3-4 мас.% экв. NaCl (в позднем карбонате) и уменьшение температуры минералообразования (от 285 до 225°С).

Влияние вмещающих пород на состав оруденения отмечается в минералогогеохимических характеристиках руд. Так, в кварцевых жилах из лиственитов появляются Ni-, Со-содержащие минералы, характерные для ультрабазитов – герсдорфит, пентландит, кобальтин, аллоклазит, тогда как в жилах, залегающих в гранитогнейсах. присутствуют молибленит и минералы Ві, то есть минералы, характерные для плутоногенных месторождений. Наличие сосуществующих теллуридов Bi и Ni могут свидетельствовать о том, что рудообразующий флюид взаимодействовал как с породами гранитоидного состава (гранитогнейсы), так и с базитультрабазитами. Такие породы известны в пределах месторождения – это вмещающие гранитогнейсы и блоки лиственитизированных ультрабазитов. Как показано предшественниками, рудовмещающие архейские гранитогнейсы и амфиболиты Гарганской «глыбы», а также породы офиолитового комплекса Восточного Саяна относительно обогащены золотом [2]. К сожалению, данные по концентрациям теллура в этих породах отсутствуют. Нами в единичных пробах гранитогнейсов из рудного поля Пионерского месторождения, определены содержания до 2 г/т теллура. Известно, что теллур – редкий элемент, кларк которого в верхней коре составляет 0.27 мг/т [13]. Однако содержания теллура относительно высоки в базитовых породах, особенно в базальтах OIB, где они достигают 29 мг/т [21].

Таким образом, минералого-геохимические и изотопные данные свидетельствуют о магматогенной природе рудообразующих флюидов, сформировавших Пионерское месторождение. Их происхождение связано с наличием глубинного магматического очага в период формирования месторождения. Косвенным признаком существования такого очага является присутствие редких даек базитов, залегающих вблизи рудных зон. Возраст этих даек неизвестен, однако их залегание субсогласно с простиранием золотоносных жильных зон. Взаимодействие первичного магматогенного флюида с вмещающими породами, содержащими повышенные концентрации золота и, возможно, теллура, привело к дополнительному обогащению руд этими элементами и формированию небольшого по запасам, но очень богатого золоторудного месторождения с широким спектром минералов теллуридной ассоциации.

Магматогенная природа рудообразующих флюидов обусловила обогащение руд теллуридами по сравнению с месторождениями-аналогами, залегающими в идентичной геологической обстановке – Владимирским, Барун-Холбинским, где теллуридные минералы в рудах практически отсутствуют, либо встречаются в виде мелких единичных микровключений [3].

Литература

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

2. Гребенщикова В.И., Шмотов А.П. Этапы формирования Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. №4. С. 756-764.

3. 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.

4. Дамдинов Б. Б. Минеральные типы месторождений золота и закономерности их размещения в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. №2. С. 23-38.

5. Дамдинов Б. Б., Дамдинова Л. Б. Зун-Оспинское золоторудное месторождение (Восточный Саян): особенности геологического строения, состав руд и генезис // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. №3. С. 274-300.

6. Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.

7. Овчинникова Г. В., Крылов Д. П., Козаков И. К., Ковач В. П., Сергеева Н. А. Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 613-622.

8. Рощектаев П.А. Золото Бурятии. Улан-Удэ.: БНЦ СО РАН, 2000. 464 с.

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

10. Bi S.J., Li W., Li Z. K. Gold distribution in As-deficient pyrite and telluride mineralogy of the Yangzhaiyu gold deposit, Xiaoqinling district, southern North China craton // Mineralium Deposita. 2011. Vol. 46(8). P. 925-941.

11. Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems. In Goodfellow WD (ed.) Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geol Assoc Canada, Mineral Deposits Division, Spec Publ, 2007. 5:95-112.

12. Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry (sixth ed.), Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2009. P. 285.

13. Hu Z, Gao S. Upper crustal abundances of trace elements: a revisionand update //Chemical Geology. 2008. Vol. 253. P. 205-221.

14. Kelley K.D., Romberger S.B., Beaty D.W., Pontius J.A., Snee L.W., Stein H.J., Thompson T.B. Geochemical and geochronological constraints on the genesis of Au-Te deposits at Cripple Creek, Colorado // Econ. Geol. 1998. Vol. 93. P. 981-1012.

15. Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Mineralium Deposita. 2001. Vol. 36. P. 477-489.

16. Ohmoto H. Isotopes of Sulfur and Carbon, in Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York.: John Wiley and Sons. 1979. 434 p.

17. Seal R. R. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2006. Vol. 61. P. 633-677.

18. Sharp Z.D., Gibbons J.A., Maltsev O., Atudorei V., Pack A., Sengupta S., Shock E.L., Knauth L.P. A calibration of the triple oxygen isotope fractionation in the SiO2 - H2O system and applications to natural samples // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016. Vol. 186. P. 105-119.

19. Spence-Jones C.P., Jenkin G.R.T., Boyce A.J., Hill N.J., Sangster C.J.S. Tellurium, magmatic fluids and orogenic gold: an early magmatic fluid pulse at Cononish gold deposit, Scotland // Ore Geol Reviews. 2018. Vol. 102. P. 894–905.

20. Wang D., Zhen S., Liu J., Carranza E. J. M., Wang J., Zha Z., Li Y., Bai H. Mineral paragenesis and hydrothermal evolution of the Dabaiyang tellurium-gold deposit, Hebei Province, China: Constraints from fluid inclusions, H-O-He-Ar isotopes, and physicochemical conditions. // Ore Geology Reviews. 2021. Vol. 130. 103904.

21. Yi W., Halliday A. N., Alt J. C., Lee D. C., Rehkamper M., Garcia M. O., Su Y. J. Cadmium, indium, tin, tellurium, and sulfur in oceanic basalts: implications for chalcophile element fractionation in the Earth // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105.P. 18927-18948.

4D-МИКРОТОМОГРАФИЯ В ИССЛЕДОВАНИИ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Р.И. Кадыров

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия, rail7777@gmail.com

4D рентгеновская компьютерная томография – это метод временной трехмерной визуализации динамических процессов, где «время» считается четвертым измерением. Эта тема возникла и начала развиваться в конце 1990-х - начале 2000-х годов в медицине, где стала решением проблемы сегментации объектов на различных этапах циклических движений в теле человека (например, дыхания или сердцебиения) [1]. Использование 4D томографии для изучения фильтрационных процессов (в частности, при добыче нефти) может дать не только новую информацию о физических особенностях этих процессов, но и разработать новые методы их тестирования и моделирования.

4D томографию можно разделить на 2 разновидности. В первой, процессы приостанавливаются на время томографии. Результат этого исследования напоминает анимацию, где отображаются отдельные этапы динамического процесса. Преимущество такого подхода - высокое качество получаемой томографии. Во второй - процессы происходят непрерывно. Это требует быстрой непрерывной выборочной съемки и медленного динамического процесса относительно времени съемки [2]. Преимущество такого подхода заключается в непрерывном изучении динамического процесса. Однако этот метод неизбежно приводит к снижению качества томографии, появлению шумов и артефактов.

Эта работа демонстрирует применение первого подхода к оценке нефтеотдачи при вытеснении водой. Фильтрационные эксперименты проводятся в специальной рентгенопрозрачной трубке, в которую помещается цилиндрический образец диаметром 5 мм (рис. 1). Образец сжимается водой для имитации горного давления (до 20 МПа). Кроме того, может быть установлена мобильная печь для нагрева до 100°С. Контрастная жидкость подается в конец образца, и фильтрация начинается с постоянной скоростью потока. Процесс фильтрации приостанавливается на время сканирования. Микротомография выполняется после каждого шага закачки, поскольку изменение объемов жидкости определяется различиями между полученными 3D-моделями.



Рис. 1. Визуализации в ходе 4D-микротомографии: слева – процесс прохождения жидкости через образец в рентгенопрозрачной трубке; в центре - рентгеноплотносной срез образца (светлое – контрастированная солями йода вода, темное – воздух в порах, серое – матрикс породы); справа - 3D визуализация объема воды в поровой структуре образца

Микротомография исходного образца перед фильтрацией позволяет наблюдать литологические особенности и структуру пористого пространства, распределение размеров пор, а также оценку абсолютной и связанной пористости. Затем образец насыщается пластовой водой, контрастированной солями KI (см. рис. 1). После закачки нефти в образец можно измерить остаточную воду и начальную нефтенасыщенность, гидрофобность и гидрофильность поверхностей пор и их углы смачивания. Наконец, после вытеснения водой или иным агентом оцениваются остаточная нефтенасыщенность и коэффициент вытеснения нефти.

Таким образом, этот метод открывает новые горизонты для исследования фильтрационных процессов. Один эксперимент дает массу информации о структуре образца, его возможных изменениях и изменениях распределения и динамики флюидов.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности (Проект № 0671-2020-0048 государственного задания № 075-00216-20-05 от 04.06.2020 (часть. II раздел 1)).

Литература

1. Chen G.T.Y, Rietzel E.R.M. 4D CT Simulation. In: Bortfeld T, Schmidt-Ullrich R, De Neve W, Wazer DE (eds) Image-Guided IMRT. Springer Berlin Heidelberg. Berlin. Heidelberg. 2021. P. 247-257.

2. Bultreys T., Boone M.A., Boone M.N., De Schryver T., Masschaele B., Van Hoorebeke L., Cnudde V. Fast laboratory-based micro-computed tomography for pore-scale research: Illustrative experiments and perspectives on the future // Advances in Water Resources. 2016. Vol. 95. P. 341-351.

ПРИМЕРЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ СТРУКТУР ВУЛКАНОВ УДИНА, АКУТАН И КАМБАЛЬНЫЙ МЕТОДОМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

В.П. Комзелева^{1,2}, И.Ю. Кулаков²

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, KomzelevaVP@ipgg.sbras.ru ²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, KoulakovIY@ipgg.sbras.ru

Определение сейсмической структуры под активными вулканами является актуальной задачей для понимания механизмов питания магматических систем и оценки текущего состояния вулкана. Надежно предсказать извержение возможно только зная принципы работы глубинных источников. Ключевыми инструментами для изучения магматических процессов являются геофизические методы, которые предоставляют информацию о геометрии магматических очагов. Сейсмическая томография, основанная на изучении скоростей прохождения упругих волн сквозь плотную среду, сегодня является одним из основных методов изучения внутреннего строения земных недр. И чем больше регистрируется землетрясений, тем точнее и полнее оказывается полученная информация [2].

Исследования проводились по трём различным вулканам, и результаты их глубинного строения были получены с помощью сейсмической томографии. Также была проведена тщательная верификация результатов инверсии по каждому из вулканов путем выполнения синтетического моделирования.

Для вулкана Удина впервые представлена трехмерная сейсмическая модель и приведены координаты 559 локальных землетрясений на глубине более 5 км от поверхности, полученные на основе непрерывных сейсмологических данных по четырем станциям, которые были установлены сотрудниками ИНГГ СО РАН непосредственно на вулкане Удина на Камчатке с мая по июль 2018 года. Результаты инверсии экспериментальных данных показывают, что под вулканом наблюдаются повышенные значения Vp, пониженные значения Vs и, соответственно, повышенное отношение Vp/Vs, что может свидетельствовать о наличии аномального количества флюидов и расплавов в этой области.

На острове Акутан находится вулкан, считающийся одним из самых активных в Алеутской дуге. Использованные данные были взяты из открытых каталогов AVO (Alaska Volcano Observatory). Построена новая томографическая модель, включающая 3D-распределения Vp, Vs и соотношения Vp/Vs, основанные на данных о времени прибытия более 4000 локальных землетрясений, зарегистрированных 13 сейсмическими станциями. В этой модели выявлена столбчатая аномалия с высоким Vp, низким Vs и высоким соотношением Vp/Vs с верхней границей на глубине ~ 6 км ниже уровня моря, которая представляет собой устойчивый канал, питающий вулкан Акутан. В верхней части томографической модели сильно неоднородные структуры связаны с взаимодействием неглубоких магматических источников, метеорных и магматических флюидов, а также дегазацией.

И третья работа посвящена изучению вулкана Камбальный (Южная Камчатка), сильное извержение которого произошло 25 марта 2017 г., а пепловый шлейф от него растянулся на тысячу километров [1]. Так как вулкан считался неактивным до извержения 2017 г., его сейсмический мониторинг, а также другие геофизические исследования практически не проводились. Летом 2018 года при участии ИНГГ СО РАН были развернуты в течение одного года десять сейсмических станций в окрестностях Камбального в дополнение к одной постоянной станции, расположенной на расстоянии 19 км от вулкана. Используя время прихода Р и S волн от ло-кальной сейсмичности, зарегистрированной этой сетью, была выполнена инверсия сейсмической томографии и получены трехмерные распределения скоростей Р и S волн, а также соотношение Vp/Vs. В этой модели четко идентифицируется аномалия высокого соотношения Vp/Vs в интервале глубин 7-10 км, которая интерпретируется как магматический резервуар, ответственный за голоценовую активность Камбального.

Все расчёты моделей сейсмических скоростей продольных (Р) и поперечных (S) волн были реализованы с помощью программы пассивной сейсмической томографии LOTOS (Local earthquake tomography software) [3]. Входными данными для этой программы являются абсолютные времена прихода продольных и поперечных сейсмических волн, координаты сейсмостанций. Помимо этого, задается стартовая одномерная скоростная модель среды и набор оптимальных параметров инверсии, наилучшим образом подходящих для конкретного района исследований. В программе реализуется несколько итераций расчётов.

Исходя из полученных результатов, можно сделать вывод, что в строении каждого из трёх вулканов можно наблюдать сложную, ассиметричную структуру, которая изменяется и по латерали, и по глубине.

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ (проект № 20-17-00075).

Литература

1. Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нуждаев А.А. Извержение вулкана Камбальный в 2017 г // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. №. 2. С. 263-267.

2. Кулаков И.Ю. Камчатская вулканическая одиссея: от Безымянного до Авачи // Наука из первых рук. 2018. № 5-6 (80). С. 54-73.

3. Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion: Benchmarks for testing tomographic algorithms //Bulletin of the Seismological Society of America. 2009. Vol. 99 (1). P. 194-214.

МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ И ПРИМЕСИ В СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛАХ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАТАЛКИНСКОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ) ПО ДАННЫМ РСМА

Р.Г. Кравцова, А.С. Макшаков, О.Ю. Белозерова, В.В. Татаринов Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, artem_m@mail.ru

Изучение состава микровключений и примесей в рудных минералах месторождений имеет большое значение для понимания последовательности процессов и условий формирования рудной минерализации. На большинстве месторождений Au основными рудными минералами являются сульфиды. На золоторудном месторождении Наталкинское (Северо-Восток России) они представлены арсенопиритом и пиритом (до 90-95%). Значительно реже встречаются галенит, сфалерит и халькопирит. Основная часть ранее полученных данных по составу микровключений и примесей в этих сульфидах обобщена в монографии коллектива авторов, возглавляемых В.И. Гончаровым [1], в которой диагностика включений и примесей в сульфидах базировались на данных оптической микроскопии, химическом и спектральном анализах. Позднее нами при детальном изучении сульфидов были использованы такие методы, как РСМА, СЭМ и ЛА-ИСП-МС. Полученные данные по распределению, уровням концентрирования и формам нахождения Аи и ЭПГ в кристаллах арсенопирита и пирита даны в работах [2, 5]. В настоящее время круг изученных сульфидных минералов был расширен. Увеличилось количество определяемых элементов. Изучение проводилось с помощью метода РСМА по методикам [3, 4]. Сульфиды монтировались в брикетированные аншлифы и изучались на микроанализаторе JXA-8200 SuperProbe (JEOL Ltd., Япония), оснащенном волновыми и ЭДС-спектрометрами. Основной состав микровключений определялся на ЭДС-спектрометрах, примесный – на волновых.

На месторождении можно выделить четыре типа руд. Бедными по содержанию Au являются вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды. Они образовались на начальных стадиях метаморфогенного и магматогенно-гидротермального этапов и относятся главным образом к ранней кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации. К наиболее богатым относятся прожилковожильные и жильные руды кварц-сульфидно-сульфосольной минеральной ассоциации, которые образовались на продуктивных стадиях магматогенно-гидротермального этапа [1].

Сульфиды, отобранные из вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд, представлены пиритом, реже арсенопиритом. Микровключения в этих сульфидах встречаются редко. В их составе преобладают нерудные минералы. В арсенопирите это зерна и агрегаты кварца, плагиоклаза (альбит), карбоната (анкерит), в пирите – плагиоклазов. Из других минералов в обоих сульфидах в единичных случаях отмечались тонкодисперсные включения (Се, La, Nd)монацита, в пирите – апатита. Включения рудных минералов найдены только в арсенопирите. Представлены они оксидами Ті и тонкодисперсными включениями золота пробностью 708–792 ‰ (в среднем 748 ‰). Золото развивается в кавернах и трещинах арсенопирита (рис. 1). Из примесей в арсенопиритах из прожилково-вкрапленных руд в единичных случаях отмечено только Au (0.12 мас. %), в пиритах из вкрапленных руд – As (0.62 мас. %).



Рис. 1. Самородное золото (*Au*), выполняющее каверны и трещины в арсенопирите (*Apy*). Прожилково-вкрапленные руды Наталкинского месторождения. Здесь и на рис. 2 и 3 изображения даны в обратно-рассеянных электронах

В прожилково-жильных и жильных рудах, наряду с арсенопиритом и пиритом, на долю которых приходится до 99% от всех рудных минералов, появляются и другие сульфиды. Главным образом они представлены галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Крупные выделения этих минералов (до первых миллиметров) в рудах крайне редки. В основном они встречаются в виде включений в арсенопирите и пирите, выполняют трещины внутри этих сульфидов либо находятся в срастании с ними, размер их колеблется от первых микрон до десятых долей миллиметра. Все сульфиды прожилково-жильного и жильного типов руд характеризуются большим количеством микронных и субмикронных включений нерудных и собственно рудных минералов и разнообразной примесной составляющей. Наибольшее количество включений и элементов-примесей установлено в арсенопирите и пирите.

В арсенопирите среди нерудных включений присутствуют кварц, КПШ (анортоклаз, адуляр), плагиоклаз (альбит), карбонаты (анкерит, кальцит, брейнерит), серицит, хлорит, F-апатит, углеродистое вещество (микрографит). Отмечен поздний каолинит, который развивается по трещинам арсенопирита. Рудные включения представлены преимущественно пиритом, самородным золотом пробностью 639–804 ‰ (в среднем 769 ‰), галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пирротином (рис. 2a,б). Золото в арсенопирите достаточно часто встречается в виде крупных выделений (рис. 2в). Нередко наблюдаются оксиды Ti – рутил, ильменит, лейкоксен. В единичных случаях отмечались тонкодисперсные включения (Се, La, Nd)-монацита, бурноита и шеелита. Размер большинства включений рудных минералов колеблется от нескольких микрон до 0.5 мм. Они приурочены к микродефектам (каверны, трещины) арсенопирита. Из примесей наиболее часто встречается (в мас. %) Ni (0.10–0.57), реже W (0.11–0.26), Cu (0.10–0.94), еще реже Co (0.10–0.25), Ti (0.30–0.74), крайне редко Pt (0.15–0.29). В единичных случаях установлены (в мас. %) P (0.64), Ca (0.34), Au (0.16), Ce (0.15) и La (0.11).



Рис. 2. Включения в арсенопирите (*Apy*): а – зерно арсенопирита в срастании с пиритом (*Py*) и включениями халькопирита (*Chp*), сфалерита (*Sp*), галенита (*Gn*), пирита, пирротина (*Pyr*), альбита (*Ab*) и углеродистого вещества (микрографита) (*Gr*); б – агрегат арсенопирита с включениями халькопирита, самородного золота (*Au*), галенита, сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита, кварца (*Qtz*) и альбита; в – тонкодисперсные, мелкие и крупные выделения самородного золота в арсенопирите. Здесь и на рис. 3 – прожилково-жильные и жильные руды Наталкинского месторождения

В пирите нерудные включения представлены серицитом, плагиоклазом (альбит), КПШ (анортоклаз), карбонатами (анкерит, сидерит), F-апатитом. В единичных случаях отмечены включения каолинита и углеродистого вещества (микрографит) с обильной тонкодисперсной вкрапленностью сфалерита. Среди рудных минералов чаще всего отмечались включения арсенопирита, халькопирита, пирротина, сфалерита, галенита, тетраэдрита, фрейбергита, оксидов Ті (рутил, ильменит) и самородного золота пробностью 701–773 ‰ (в среднем 733 ‰) (рис. 3а–в). В нескольких зернах пирита были обнаружены мелкие (~10-12 мкм) включения сфена и кобальтина, содержащего примеси (в мас. %) Fe (5.23), Ni (1.84) и Mo (0.25), а также тонкодисперсные (~3-4 мкм) включения (Се, La, Nd)-монацита. В одном случае в пирите обнаружены фазы размером около 10-20 мкм, которые по составу близки к рутилу, но при этом постоянно содержат W (4.96-5.58 мас. %). Кроме того, найдено включение халькопирита размером <10 мкм в ассоциации с акантитом. Все найденные включения развиваются в кавернах и трещинах пирита. Размер золота в пирите крайне редко превышает 10 мкм (см. рис. 36). Почти постоянно отмечается примесь As (0.10-3.51 мас. %), реже Cu (0.10-0.94 мас. %). Из других примесей установлены Ni (0.10-0.48 мас. %) и, на пределе обнаружения, Co (0.10 мас. %). В единичных случаях отмечены (в мас. %) W (0.15–0.16), Pt (0.15–0.17), Zn (0.13), La (0.16) и Ce (0.11). As распределяется внутри зерен зонально. В ядрах зерен содержания Аз находятся ниже предела обнаружения РСМА, присутствует Ni (0.11–0.48 мас. %). К краям зерен концентрации As резко возрастают (до 0.14–2.95 мас. %, в среднем 2.33 мас. %), а примесь Ni не обнаруживается. Прослеживается закономерная приуроченность микровключений рудных минералов к участкам зерен пирита, обогащенным примесью As.



Рис. 3. Включения в пирите (*Py*): а – корродированное зерно пирита с включениями арсенопирита (*Apy*), сфалерита (*Sp*), халькопирита (*Chp*), пирротина (*Pyr*), рутила (*Rt*), КПШ (*Fsp*), анкерита (*Ank*) и сидерита (*Sd*); б – пирит с включениями тонкодисперсного золота (*Au*), галенита (*Gn*), сфалерита, халькопирита и сидерита; в – пирит с включением халькопирита в ассоциации со сфалеритом и фрейбергитом (*Frb*)

В галените включений других минералов обнаружено не было. Чаще всего он находится в срастании с халькопиритом, пиритом, сфалеритом и золотом. Наиболее часто встречающейся примесью в галените является (в мас. %) Fe (0.69–4.78), реже Cu (0.15–0.45), еще реже Ag (0.10–0.14). В единичных случаях отмечены Ce (0.16), La (0.14), Se (0.12) и Te (0.10).

В сфалерите основным включением является халькопирит, образующий тонкодисперсную эмульсионную вкрапленность, реже галенит. Отмечены случаи включений самородного золота пробностью 720–756 ‰ и размером менее 5 мкм в ассоциации с халькопиритом внутри сфалерита. Основными минералами, с которыми срастается сфалерит, являются халькопирит, галенит, пирит, редко золото. Наиболее часто встречающейся примесью в сфалерите является (в мас. %) Fe (1.77–10.44), реже Cu (0.18–1.88). В единичных случаях отмечаются As (0.11–3.23), Au (0.13–0.24) и W (0.14–0.18).

Халькопирит крайне редко содержит в себе включения других минералов. В основном это тонкодисперсные выделения сфалерита и фрейбергита. Чаще всего халькопирит находится в срастании с пирротином, арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом, золотом и фрейбергитом. Примеси содержит редко. Чаще всего это As (0.10–1.44 мас. %), в единичных случаях (в мас. %) – W (0.10–0.26), Ti (0.12), Ce (0.11–0.19), Zn (0.10), Co (0.10) и Au (0.12).

Таким образом, изучение сульфидных минералов Наталкинского золоторудного месторождения с помощью РСМА показало, что состав микровключений и примесей на разных этапах формирования рудной минерализации различен. Сульфиды из вкрапленных и прожилкововкрапленных руд метаморфогенного этапа минералообразования представлены пиритом, реже арсенопиритом, которые содержат включения, в основном, нерудных минералов и практически не имеют примесей. Для сульфидов (арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит) прожилково-жильных и жильных руд продуктивных стадий гидротермального этапа минерализации характерно большое количество включений рудных минералов и примесей. Выявленный качественный и количественный состав микровключений и примесей в сульфидных минералах месторождения тесно связан с последовательностью и условиями формирования рудной минерализации и может служить эффективным критерием оценки ее продуктивности.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту № 0284-2021-0002 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00142) с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Литература

1. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.

2. Кравцова Р.Г., Таусон В.Л., Никитенко Е.М. Формы нахождения золота, платины и палладия в арсенопиритах золоторудного месторождения Наталкинское (Северо-Восток России) // Геохимия. 2015. № 11. С. 991-999.

3. Павлова Л.А., Белозерова О.Ю., Парадина Л.Ф., Суворова Л.Ф. Рентгеноспектральный электроннозондовый микроанализ природных объектов. Новосибирск: Наука. 2000. 224 с.

4. Finkelshtein A.L., Tatarinov V.V., Finkelstein E.A., Pavlova L.A., Kravtsova R.G. About the assessment of gold concentrations in tiny inclusions within sulfide mineral matrix: An electron microprobe study // X-Ray Spectrometry. 2018. Vol. 47. P. 423-431.

5. Kravtsova R.G., Tauson V.L., Makshakov A.S., Bryansky N.V., Smagunov N.V. Platinum group elements in arsenopyrites and pyrites of the Natalkinskoe gold deposit (Northeastern Russia) // Minerals. 2020. Vol. 10. N 4. Art. 318.

ГИДРОГЕОХИМИЯ КАК МЕТОД ПОИСКА РУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

О.К. Криночкина

Национальный исследовательский Московский государственный строительный университет, Москва, Россия, KrinochkinaOK@mgsu.ru

Гидрогеохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых (МПИ) основаны на исследовании химического состава природных поверхностных и подземных вод. Принципиальную основу этих методов составляет способность воды к частичному растворению руд и образованию связанных с ними гидрохимическими ореолов [4]. Пленочная жидкость составляет до 2,5% по объему и 0,7% по массе от пород Пленки жидкости соединены друг с другом и составляют единую сеть тончайших капилляров - пронизывающих литосферу [2]. Растворение вещества и начинается, прежде всего, на границе раздела фаз. Именно тут вещество твердой фазы образует свободные ионы, которые переходят в раствор и образуют ионное геохимическое поле. Оно в пленочных водах месторождений всех типов может существовать сколь угодно долго в результате межмолекулярного взаимодействия, что и обусловливает сохранность парагенетических ассоциаций химических элементов руд

Примером обнаружения руд с помощью гидрохимического метода является открытие Е.Е. Кузьминым Октябрьского медно-никелевого месторождения в Норильском районе. Им был выделен комплекс элементов-индикаторов, это – Cu, Ni, Co, Zn, Ti, V, Ag и некоторые другие. Заверка перспективных гидрогеохимических аномалий бурением привела к открытию месторождения [1].

Автором гидрогеохимический метод был опробован в рамках создания геохимической основы Госгеолкарты-1000/3. В процессе работы определялся макро- и микрокомпонентный состав поверхностных вод. Для определения макрокомпонентов применялись экспресс-методики. На точке наблюдения измерения проводились pH-метром Hanna. Общая жесткость, нитраты, нитриты сульфаты, хлориды и др. определялись колориметрическим и потенциометрическими методами.

Микроэлементы в воде определялись масс-спектрометрическим методом (ICP MS).

Территория листов М-36, М-37 располагается, по большей части, в пределах Воронежской антиклизы, ее Юго-восточная ее часть – в пределах Днепрово-Донецкого авлакогена. Среди рудных МПИ – известны железорудные месторождения КМА, малые медноникелевые месторождения, месторождения фосфоритов, титан-циркониевые россыпи.

В результате проведенных работ в поверхностных водах установлены проявления геохимических аномалий элементов-индикаторов медно-никелевого, редкоземельного и других типов оруденения. Часть из них пространственно связаны с площадями известных МПИ. Эталонным объектом было Cu-Ni месторождение Ширяевско-Мамонского рудного района. На его примере была установлена связь гидрохимических аномалий элементов-индикаторов с глубокозалегающими месторождениями. Автором было установлено, что в пределах этого рудного района аномальные концентрации Ni и Cu выявляются во всех подземных водах от девона до - четвертичных водоносных горизонтов. Причем установлено нарастание концентрации Ni с глубиной, т.е. в направлении рудной залежи.

Кроме того, выявлены гидрогеохимические аномалии, позволяющих прогнозировать открытие новых МПИ Au, Re, редких земель и других металлов.

Одна из групп перспективных площадей, выявленная по гидрогеохимическим аномалиям связана с золотоносностью Орловско-Тимского зеленокаменного пояса фундамента железорудных месторождений КМА. По данным Трофимова А.П. и др. [5] в железистых кварцитах Михайловского железорудного месторождения содержания золота от 0,01 до 10 г/т, по данным Жмакина В.М. - до 10 г/т и более [6]. Другая группа гидрохимических аномалий золота локализована на юго-востоке площади. Золото тут мигрирует, по-видимому, в виде коллоидных растворов. Коллоиды по данным Колотова [4], как правило, устойчивы в слабощелочных водах в присутствии карбонатов.

Необходимо отметить и некоторые перспективы площади на Re. Аномалии в поверхностных водах (рис.1) выявлены нами в районе месторождениями КМА (они связаны, очевидно, с рудными процессами в фундаменте, который здесь залегает сравнительно неглубоко). Но еще большей контрастности аномалии рения развиты в южной части территории, где они образуют две обширные высокоперспективные зоны. Анализ почв на Re показал, что содержания его в них превышает на порядок его кларк в почвах Мира [1].



Рис. 1 Распределение концентраций Re в поверхностных водах

Таким образом, высокая информативность гидрохимических методов позволяет повысить эффективность поисковых работ и особенно это перспективно для закрытых территорий.

Это обусловлено тем, что вода как подвижная среда доставляет геохимический сигнал к дневной поверхности с больших глубин. С другой стороны, вода чрезвычайно подвижна и потому гидрохимические ореолы имеют гораздо большие размеры, чем литохимические и это повышает вероятность выявления перспективных рудных площадей.

Литература

1. Вдовина О.К., Егоркин С.В. Значение гидрогеохимических методов для поисковых работ на закрытых территориях // Разведка и охрана недр. 2014. № 10. С. 37-39.

2. Вернадский В.И. О рассеянии химических элементов // Избр. соч. 1927.Т.І 519 с.

3. Колотов Б.А. Гидрогеохимия рудных месторождений. Москва, «Недра». 1992 г. 193 с.

4. Лобанова А.Б. «Геохимические поиски глубокозалегающих месторождений по диффузионным ореолам восходящей миграции», - СПб:изд-во НПО«СЕВМОРГЕО»ВНИИОкеанология, 1991. 222 с.

5. Трофимов А.П., Фунтиков Б.В., Лючкин В.А., Таранина Б.Б. Геохимические критерии и поисковые признаки благороднометалльного оруденения зеленокаменных поясов центральной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ) // Материалы научной конференции (IX Чтения А. Н. Заварицкого). Екатеринбург: УрО РАН. 2003. С. 209-212.

6. Чернышев Н.М., Мяснянкин В.И. О золотоносности раннедокембрийских зеленокаменных структур КМА/ГРМ. 1992. №2. С. 19-31.

ПРИМЕНЕНИЕ СТРОНЦИЕВОЙ ХЕМОСТРАТИГРАФИИ ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Р.Г. Кругликов

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Четвертичный период – относительно молодой этап развития планеты. Его продолжительность ограничивается последними 2,58 млн лет. Последние изменения нижней границы были произведены совсем недавно с переносом в международной шкале стратотипа гелазия в подразделение квартера [13].

Споры о стратификации подразделов и разделов ведутся до сих пор и не прекращаются из-за расплывчатых границ, отсутствие близких стратотипов (сравнивать с итальянским разрезами, весьма не логично), а также отсутствие методов датирования. Последняя проблема стоит особенно остро, так как основные методы (C^{14} , OSL, EPR, U^{235}/T^{232}) являются спорными, специфичными и затрагивают в лучшем случае первые 400 тыс. лет, что соответствует нижней границе среднего неоплейстоцена. Методы биостратиграфии в рамках четвертичного периода также трудно применимы. Есть лишь единичные виды, которые за столько короткое время изменились или вымерли. Однако продолжительность квартера увеличена до 2,58 млн лет, что в 6 раз выше крайних точек определения вышеупомянутых методов. Именно поэтому в последние 30 лет активно развивается новый способ определения возраста с помощью метода стронциевой хемостратиграфии (сокр. SIS).

SIS метод позволяет датировать 80% ранее неподдающиеся определению возраста четвертичных образований (от 400 тыс. лет до 2,6 млн лет и далее). Наглядно это можно увидеть в таблице, изначально составленной и предложенной в сборнике описания методов датирования четвертичных образований [19] (рис. 1).



Рис.1. Таблица используемых методов определения возраста четвертичных поверхностных и приповерхностных материалов

Метод основан на исследовании тысяч образцов фораминиферовых илов из глубоководных скважин, которое показало, что отношение 87 Sr/ 86 Sr в осадках кайнозоя повышалось в среднем на 0.00004 за миллион лет [6; 8; 9; 11; 12; 14; 15; 16]. Изотопная гомогенность Sr в океанах может дать нам возможность использовать наблюдаемое зависящее от времени изменение отношения 87 Sr/ 86 Sr для датирования морских карбонатных пород. Применимость для датирования фанерозойских пород ограничивается частыми флуктуациями отношения 87 Sr/ 86 Sr на протяжении этой эры. Однако этот метод может быть пригодным для датирования морских карбонатных пород в возрастном интервале от средней юры до плейстоцена вследствие почти монотонного возрастания отношения 87 Sr/ 86 Sr в течение этого интервала времени (рис. 2).



Для получения Sr-изотопной кривой используется карбонатный материал: раковины морских моллюсков, кораллы, конкреции, комплексы фораминифер, которые соотносились и подтверждались палеонтологическими и магнитостратиграфическим анализами.

Метод стронциевой хемостратиграфии скоррелирован с основными стратотипичными разрезами позднего неогена и плейстоцена Италии [17], с астраномической геохронологической шкалой [18], а также с образцами из скважины 758, которая пробурена в рамках международного проекта Deep Sea Drilling program (1968-1983) и Ocean Drilling Program (1985-2003), которые тоже были исследованы методом SIS [12].

Помимо этого, в ходе верификации метода в лаборатории ИГГД РАН в 2018 году был использован палеонтологический материал (раковины морских моллюсков), собранный в формации Розелло (стратотипичный разрез Гелазия-Занклия в Италии) и формации Лилло (стратотипичный разрез Гелазия-Занклия в Бельгии), который соотнес возраст исследуемых раковин и толщ, откуда они были собраны.

В России метод используется для реконструкции позднекайнозойской истории прибрежных территорий российской Арктики. Отношение 87 Sr/ 86 Sr в морских двустворках, обнаруженных в отложениях Беломорья, указывает на то, что возраст раковинной фауны близок к 150<u>+</u> 40 тыс. лет. Находка отложений с морскими моллюсками рисс-вюрмского межледниковья свидетельствует о том, что на территории Карелии сохранились осадки позднего плейстоцена, которые не были размыты Скандинавским оледенением 9–15 тыс. лет назад [4].

Метод SIS был использован также для определения возраста раковин двустворчатых моллюсков из позднекайнозойских отложений Тимано-Уральского региона и Пай-Хоя. Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в раковинах из роговской свиты (эоплейстоцен-гелазий) ивашуткинской свиты (эоплейстоцен) показало, что наиболее вероятный возраст этих моллюсков отвечает интервалу 1.44–0.79 млн лет [2; 3].

Активно метод применялся для реконструкции накопления поздекайнозойских илов Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана на хребте Менделеева. Полученные

средние значения 87 Sr/ 86 Sr, пересчитанные в возрастные единицы согласно алгоритму, LOW-LESS 4b/5, варьируется от 600 тыс. лет до 5 млн лет [1; 10].

Кроме этого, использование SIS-метода в определении миграции «первых людей» (Paranthropus robustus из Сварткранса (возраст 1.8 млн. лет) и Australopithecus africanus из Стеркфонтейна (2.2. млн. лет) в «Колыбели Человечества» (Пещеры Штерфонтейн, ЮАР) [22].

Литература

1. Гусев Е.А., Кузнецов А.Б., Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Степанова А.Ю., Новихина Е.С. Скорость и условия накопления позднекайнозойских осадков Поднятия Менделеева: Sr-изотопная и δ18О-хемостратиграфия // Доклады Академии наук. 2017. Т. 473. № 3. С. 336-340.

2. Крылов А.В., Зархидзе Д.В., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г., Марке Р. Новые данные по стратиграфии позднекайнозойских отложений востока п-ова Канин // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. Выпуск 5. Санкт-Петербург. 2019. С. 49-64.

3. Кузнецов А.Б., Зархидзе Д.В., Крылов А.В., Маслов А.В. Стронциевая изотопная хемостратиграфия позднекайнозойских отложений Тимано-Уральского региона по раковинам моллюсков: обоснование эоплейстоцена // ДАН. 2014. Т. 458 № 6. С. 687-691.

4. Кузнецов А.Б., Макарихин В.В., Покровский Б.Г., Константинова Г.В.⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и δ18хемостратиграфия и фациальные условия обитания плейстоценовых моллюсков Карелии (пос. Гридино) // ДАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 198-202.

5. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3-23.

6. Bennike O., Abrahamsen N., Bak M. et al. A multi-proxy study of Pliocene sediments from Ile de France, North-East Greenland // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2002. Vol. 186. P. 1-23.

7. Bradley D.C. Passive margins through earth history // Earth-Sci. Rev. 2008. Vol. 91. № 1/4. P. 1-26.

8. Burke W. H., Denison R. E., Hetherington E. A. et al. Variation of seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr throughout Phanerozoic time // Geology. 1982. Vol. 10. № 10. P. 516-519.

9. DePaolo D. J. Detailed record of the Neogene Sr isotopic evolution of seawater from DSDP site 590B // Geology. 1986. Vol. 14. № 2. P. 103-106.

10. Dipre G.R., Polyak L., Kuznetsov A.B., Oti E.A., Ortiz J.D., Brachfeld S.A., Xuan C., Lazar K.B., Cook A.E. Plio-Pleistocene sedimentary record from the Northwind Ridge: new insights into paleoclimatic evolution of the western Arctic Ocean for the last 5 Ma // Arktos. 2018. Vol. 4. P. 4-24.

11. Elderfield H. Strontium isotope stratigraphy//Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1986. Vol. 57. № 1. P.71-90.

12. Farrell J. W., Clemens S. C., Gromet L. P. Improved chronostratigraphic reference curve of late Neogene seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr // Geology. 1995. Vol. 23. № 5. P. 403–406.

13. Gibbard P.L., Cohen K.M. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years // Episodes. 2008. Vol. 31. N. 2. P. 243-247.

14. Hodell D. A., Mead G. A., Mueller P. A. Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present):implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans // Chem. Geol. 1990. Vol. 80. № 4. P. 291-307.

15. Jansen H. S.M., Huizer J., Dijkmans J. W.A., Hinte J. E. Strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) dating of marine shells from Pliocene and Pleistocene shallow marine deposits in the Netherlands // Netherlands J. Geosci. 2004. Vol. 83. P. 47–54.

16. Koepnick R. B., Burke W. H., Denison R. E. et al. Construction of the seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr curve for the Cenozoic and Cretaceous: supporting data // Chem. Geol. 1985. Vol. 58. № 1/2. P. 55-81.

17. Langereis C.G., Hilgen F.J., The Rossello composite: a Mediterranean and global reference section for the Early to early Late Pliocene, Earth Planet. Sci. Lett. 104, 1991. P. 211-225.

18. McArthur J.M., Rio D., Massari F. et al. A revised Pliocene record for marine⁻⁸⁷Sr/⁸⁶Sr used to date an interglacial event recorded in the Cockburn Island Formation, Antarctic Peninsula // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2006. Vol. 242. № 1/2. P. 126-136.

19. Noller J.S., Sowers J.M., Lettis W.R., (eds.) Quaternary Geochronology Methods and Applications, American Geophysical Union Reference Shelf Series 4, Washington DC. 2000.

20. Och L.M., Shields-Zhou G.A. The Neoproterozoic oxygenation event: environmental perturbations and biogeochemical cycling // Earth Sci. Rev. 2012. Vol. 110. P. 26-57.

21. Prokoph A., Ernst R.E., Buchan K.L. Time series analysis of Large Igneous Provinces: 3500 Ma to present // J. Geol. 2004. Vol. 112. P. 1-22.

22. Schoeninger M. J. Palaeoanthropology: In search of the australopithecines // Nature. 474. P. 43-45.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦ-СУЛЬФИДНЫХ РУД ЗУН-ХОЛБИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

М.Л. Москвитина, Б.Б. Дамдинов, А.Д. Извекова, Л.Б. Дамдинова Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, homashca@mail.ru

Зун-Холбинское золоторудное месторождение расположено в юго-восточной части Восточного Саяна на водораздельной части рек Урик и Китой. Месторождение относится к Боксон-Гарганской структурно-металлогенической зоне и входит в состав Урик-Китойской золоторудной зоны.



Рис. 1. Схема геологического строения южной части Зун-Холбинского месторождения (а-план, б – разрез по разведочному профилю по [1]. 1- углеродистые сланцы, вулканиты, туфотурбидиты ильчирской толщи, 2- терригенно-кремнисто-карбонатные отложения иркутной свиты, 3 – плагиограниты и гранодиорииты сумсунурского комплекса, 4 – дайки габбро и габбродиабазов, 5 – гнейсы и гранитогнейсы Гарганской «глыбы», 6 – зоны катаклаза и милонитизации, 7 – разрывные нарушения (а), геологические границы (б); 8 – золоторудные тела

Урик-Китойская золоторудная зона включает в себя несколько рудный полей, в том числе и Холбинское, в которое входит Зун-Холбинское, Пионерское и Барун-Холбинское месторождения и несколько рудопроявлений золота. Месторождение приурочено к крупной Самарта-Холбинской зоне разломов северо-западного простирания [2, 3], в результате чего, на месторождении широко проявлены тектонические деформации.

В строении Зун-Холбинского месторождения принимают участие:

1. Архейские гранитогнейсы Гарганской «глыбы» (фундамент Тувино-Монгльского микроконтинента);

2. Сланцево-карбонатные отложения чехла Тувино-Монгольского микроконтинента;

- 3. Породы офиолитовой ассоциации;
- 4. Гранитоиды сумсунурского комплекса;
- 5. Единичные дайки лампрофиров.

Нами изучены наиболее промышленно значимые кварц-сульфидные руды, в которых, согласно преобладающим рудным минералам, были выделены следующие минеральные типы:

- 1. Кварц-карбонат-сульфидные руды (пиритовые);
- 2. Кварц-полиметаллические руды (пирит-сфалерит-галенитовые).

Кварц-карбонат-сульфидная руда представляет собой чередование полос темно-серого, серого и белого кварца, окварцованного серовато-белого карбоната и сульфидных прожилков, линз и гнёзд. Содержание сульфидов варьирует от 2 до 40 %. Главный рудный минерал – это пирит, а в подчиненном количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит и арсенопирит.

Кварц-полиметалличесская руда представлена системами кварц-полисульфидных жил и прожилков, с содержанием сульфидов до 70 %. Главные рудные минералы – пирит, сфалерит, галенит, а второстепенные – халькопирит и пирротин.

Пирит представлен двумя генерациями. Пирит первой генерации (пирит-1) представляет собой гипидиоморфные зёрна, размером от 1 мкм до 1 мм ромбической, квадратной, прямоугольной и неправильной форм, иногда со сглаженными углами (рис. 1, а). Пирит второй генерации (пирит-2) отлагается в меньших количествах чем пирит-1 и представлен редкими выделениями с извилистыми очертаниями, которые совместно с другими рудными минералами образуют единую ксеноморфную массу (рис. 2б).



1 mm

40 µm

Рис. 2.: а – зерно пирита-1 ромбической формы, по краям, трещинам и в центральных частях замещается галенитом и сфалеритом; б – единое самородное выделение самородного висмута и гессита замещает пирит-2

Сфалерит слагает выделения, которые по краям и трещинам замещают зёрна пирита-1 (рис. 2а). Также сфалерит встречается в составе единого аллотриоморфнозернистого агрегата, совместно с пиритом-2 и галенитом.

Галенит образует выделения, которые по краям, трещинам и в виде включений в центральных частях замещают пирит-1 (рис. 2а) и арсенопириит. Совместно с пиритом-2 и сфалеритом в некоторых местах руды формируют единый аллотриоморфнозернистый агрегат.

Халькопирит является продуктом замещения пирита-1 и развивается по краям и трещинам. Кроме того, халькопирит слагает самостоятельные выделения небольшого размера в нерудной матрице.

Арсенопирит представлен единичными идиоморфными зёрнами ромбической и таблитчатой форм, иногда со сглаженными краями. Чаще всего образует кристаллические включения в пирротине и кварце. По трещинам замещается галенитом. *Пирротин* образует выделения неправильной формы с извилистыми очертаниями, которые образуют единую аллотриоморфнозернистую массу с галенитом.

Единые агрегаты самородного висмута, гессита и викингита образуют ксеноморфные выделения удлинённой, округлой и неправильной форм (рис. 1, б), которые отлагаются в пирите-2, халькопирите, а также образуют секущие прожилки в галените. Иногда встречаются в нерудной массе.

Тетрадимит встречается в виде единичных зёрен неправильной формы с извилистыми очертаниями. Отлагается в пирите-1 по трещинам.

Ag-тетраэдрит наблюдается в ассоциации с галенитом, пиритом-2, сфалеритом и образуют выделения неправильной формы с округлыми или заостренными краями.

Шеелит диагностирован в виде единичных зёрен ромбической формы в нерудной массе.

Миллерит представлен в виде редких выделений в кварц-карбонатной массе.

В ходе исследований была сделана попытка выяснить закономерности изменения пробности золота в зависимости от гипсометрического уровня и типа руды. Самородное золото встречается в виде выделений различной формы в пирите-2, развиваясь по трещинам и краям и отлагаясь совместно с другими рудными минералами (халькопиритом, сфалеритом и галенитом). Кроме того, золото отлагается в пирротине и кварц-карбонатной основной массе.

Пробность золота не зависит от морфологии его выделений и глубины залегания руд.

Для оценки концентраций микропримесей методом LA-ICP-MS были проанализирован пирит из двух выше описанных типов руды.

Пирит-1 характеризуется наиболее высокими содержаниями таких элементов, как Bi (49.98 ppm), Ag (50.67 ppm) Mo (0.99 ppm) Se (5.6 ppm). Содержание золота в пирите-1 составляет 1.99 г/т.

Отличительной особенностью пирита-2 является высокое содержание As (474 ppm) Zn (1244.7 ppm) Sb (11.93 ppm) Ni (67.9 ppm). Однако пирит данной генерации обеднен такими элементами как Bi, Te, Au и Ag. Содержания Au и Ag значительно понижены по сравнению с пиритом-1 и составляют: Au около 0.65 г/т, а Ag до 3.78 г/т.

На основании данных по геохимии пирита можно проследить некоторые тренды изменения концентраций элементов-примесей. Так, от ранних пиритов к поздним происходит последовательное снижение концентраций Co, Cu, Zn, Ge, Te, Au, Pb, тогда как содержание As возрастает.

Литература

1. 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.

2. Жмодик С. М., Постников А. А., Буслов М. М. и др. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйской аккреционно-коллизионного пояса в неопротерозое – раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183-197.

3. Корольков А. Т. Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск : изд-во Иркут. Гос. ун-та, 2007. 251 с.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА ХАРЬЯСКА 3 (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Б.Д.-Ц. Намзалова

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

Местонахождение Харьяска1, 2 были открыты Ф. И. Хензыхеновой в 1986 г. в Мухоршибирском районе и относится позднеплейстоцен-голоценовому времени [3].

Пробы предоставлены Ф.И. Хензыхеновой, описание разреза проведено Р.Ц. Будаевым.

В разрезе сверху вниз обнажены следующие осадки:

мощность, м

0-0,4. Почвы современные, в ниж. части линзовидные прослои песчано-дресвянистых отложений, мощностью 5-10 см, отложения проработаны процессами карбонатизации.

0, 4 - 0,45. супесь светло-коричневого цвета;

0,45-0,60. погребенная почва (СП-1)

0,6-1,4. лессовидные супесчаные (СП-2 (верх слоя), СП-3 - (низ слоя) отложения с примесью мелкого щебня, дресвы (до 10 % от общего объема), отложения непромытые, неслоистые. Наблюдается слабая проработка процессами карбонатизации отложений до 1,1 м

1,4-1,7. линзовидное скопление дресвяно-щебнистых отложений, обломочный материал разноразмерный.

0,5-1,8. линзовидное скопление (1,0 м) (СП-4) мелко - грубозернистого песка с примесью разноразмерной дресвы с небольшим количеством щебня; отложения плохо промытые.

1.8-2,2 щебнисто-дресвяные отложения, плохо промытые, неслоистые, не сортированные, является продуктом физического. выветривания мезозойских эффузивов, обнажающихся на днище оврага в 60-70 м к Харьяска 3 (выше по склону) от расчистки Харьяска 1.

На палинологический анализ отобрано 4 пробы. Спорово-пыльцевой состав полученный из первой пробы (СП1) не представительный, и малонасыщен пыльцой и спорами. Встречаются немногочисленные представители деревьев и трав, таких как: *Chenopodiaceae* –16 п.з.(23%,) *Pinus sylvestris* (присутствуют светлые прозрачные формы, возможно свежая пыльца) – 13 п.з.(19%), *Artemisia sp.* – 6 п.з. (8,5%) (россыпь), *Pinus t. Cembra* – 5 п.з. (7%), *Pinus s/g Haploxylon* – 3 п.з., *Pinus s/g Diploxylon* -2 п.з., *Caryophyllaceae* (комок) – 2 п.з. (2,8%), по одному пыльцевому зерну представлены: *Pinus sibirica, Betula* sp.(свеж.). Из споровых представлены: *Lycopodiaceae* – 5 п.з. (7%), *Selagenella sanguinolenta* – 4 п. з. (5,6%), *Lycopodium annotinum* – 3 п.з. (4,2%), *Lycopodium clavatum* и *Selagenella sibirica* по одной споре. В пробах отмечены цисты водорослей – 3 (4%).

Анализ второй пробы (СП2) бедный по составу. Наблюдается единичная пыльца Artemisia sp. – 4 п.з., Cichoriaceae - 1 п.з., присутствуют гифы грибов.

Третья проба (СП3) – показывает локальную флору, спорово-пыльцевой состав представлен травами, среди которых доминирует *Cichoriaceae* – 444 п.з. (62%) и *Chenopodiaceae* – 239 п.з. (33%), причем пыльца *Chenopodiaceae* встречается пыльниками, что свидетельствует о локальном произрастании этих видов этого семейства. Меньше двух процентов представлены: *Artemisia sp.* – 10 п.з., (1,4%) и *Asteraceae* – 12 п.з. (1,7%). Остальные травы представлены менее чем одним процентом (единично) – (*Poaceae* – 4 *n.s., Caryophyllaceae* – 2 п.з., *Thalictrum* – 3 п.з.). Споровые отмечены только *Botrychium sp* – 1 *с*..

Спорово-пыльцевой анализ четвертой пробы (СП4) показывает значительное преобладание травянистой растительности (81%) над древесно-кустарниковой (18%), где доминантами выступают все те же – *Cichoriaceae* – 132 п.з. (50%) и *Chenopodiaceae* (пыльники) – 37 п.з. (14%), содоминанты *Artemisia sp.* – 26 п.з. (10%), *Asteraceae* – 5 п.з. (2%). Остальные травы представлены единично – *Caryophyllaceae, Poaceae, Liliaceae*. Среди древесно-кустарниковой растительности преобладает *Picea obovata* – 18 п.з. (7%) и *Pinus s/g Diploxylon* – 6 п.з. (2%), большинство из которых плохой сохранности и *Ephedra* – 9 п.з. (3,5%). Остальные виды представлены единично (*Picea sp., Pinus t. Cembra, Pinus sylvestris, Betula t. Albae, Betula t. Nana, Salix sp.*). Споровые представлены единично *Botrychium* и *Lycopodium annotinum*,
Lycopodiaceae. Кроме этого в пробах присутствуют споры грибов, *Meesia* и *Riccia*, присутствие которых свидетельствует об увлажненности почвы.

Анализ экологической приуроченности слагающих видов растений говорит о мозаичности ландшафтов при господстве степных пространств, в частности сухих степей с маревыми и полынью, о чем также свидетельствуют данные и по мелким млекопитающим [1].

Временная граница плейстоцен-голоцен – это период глобальных преобразований природно-климатической обстановки, которые проходили в Сибири в интервале около 14-8 тыс. лет назад [2]. Это представляет значительный интерес в связи перехода от ледниковой природной обстановки конца плейстоцена к голоценовой эпохе потепления и формирования современного климата и ландшафта.

Литература

1. Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих). М.: ГЕОС, 2005. 141 с.

2. Воробьева Г.А., Бердникова Н.Е., Горюнова О.И. Проблема выделения рубежа плейстоцена и голоцена на территории Байкало-Енисейской Сибири // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территории. (Материалы международного симпозиума). Т. 2. Новосибирск, 1998. С. 37-45.

3. Хензыхенова Ф.И., Ендрихинский А.С., Дергаусова М.И. Геология и фауна местонахождений Харьяска и Черноярово // Вопросы геологии кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья. Улан-Удэ, 1991. С.103-110.

ВОСТОЧНАЯ ПОЛЕВКА ALEXANDROMYS FORTIS BUCHNER, 1889 В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

О.Д.-Ц. Намзалова

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

В современную эпоху ареал восточной полевки Alexandromys fortis Büchner, 1889 включает значительную территорию в юго-восточной части Северной Евразии. Северо-восточный ареал в нашей стране охватывает Западное и Восточное Забайкалье, Приморский край и южные районы Хабаровского края и Амурской области. В фауне России известно два подвида: Alexandromys fortis michnoi Kastschenko 1905, установленный в юго-западном Забайкалье, близ г. Кяхты, на реке Чикой, и Alexandromys fortis pelliceus Thomas 1911, описанный из поймы р. Уссури [3, 5].

Западное Забайкалье населяет подвид *Alexandromys fortis michnoi*, современный ареал которого охватывает преимущественно территорию центральной ее части, однако, имеется большая изолированная популяция в Баргузинской котловине [7]. Обитает полевка в основном на берегах различных водоемов. В бассейнах рек Джиды, низовьев Темника, Хилка, в долинах Чикоя и Селенги оптимальные места обитания приурочены к склонам прирусловых грив около полусухих ложбин с густыми зарослями злаков, хвощей и разнотравья.

Ископаемые остатки восточной полевки *А. fortis* известны в Забайкалье и Северном Китае со среднего плейстоцена, в Южном Приморье с позднего плейстоцена.

В Забайкалье ископаемые остатки восточной полевки известны из плейстоценовых отложений в пределах ее современного ареала из ряда местонахождений, таких как Тологой, Додогол, Засухино, Береговая, Удунга, Еланка, Шарагол, Студеное-2, Харьяска-2, Ошурково, Дубинино и др. [1, 4, 6, 9]. Остатки голоценового времени известны из песчаных выдувов многочисленных местонахождений в Кабанском районе, в окрестностях Кяхты, Дурены, Наушки, Дырестуй, Михайловки, найдены в пещерах Долганская яма на севере Бурятии и Кальцитовая, в последние годы они установлены на поселении гуннов в Иволгинском городище.

Наиболее ранние находки восточной полевки в Западном Забайкалье относятся ко второй половине среднего плейстоцена, известны они в местонахождении Тологой, в фаунистическом горизонте Тологой-2.6, в составе Иволгинской фауны включающей Sorex sp., Ochotona daurica Pallas, Marmota sibirica Radde, Spermophilus undulatus Pallas, Allactaga sp., Eolagurus cf. luteus Eversmann, Lagurus sp., Clethrionomys rutilus Pallas, Lasiopodomys brandti Radde, Microtus gregalis Pallas, Microtus mongolicus Radde [8]. Иволгинская фауна значительно отличается от предшествующей фауны Тологойского комплекса, в составе которой доминировали представители аридных ландшафтов - пустынных, полупустынных и сухих степей. В составе Иволгинской фауны произошло значительное сокращение доли пустынных и полупустынных элементов при увеличении доли луговых. В фауне преобладают представители лесостепных и открытых ландшафтов, населявшие сухие степи, луговые степи и травянистые луга, сохранились редкие обитатели полупустынных участков, что свидетельствует о некотором увеличении гумидности и ухудшении климата.

Остатки восточной полевки в местонахождении Ошурково нами найдены впервые. В разрезе было выявлено два фаунистических горизонта с присутствием восточной полевки: первый горизонт установлен в голоценовой почве атлантического оптимума (7270—3710), второй фаунистический горизонт в тонко-зернистых песках серовато-коричневого цвета. Отложения последнего фиксируют переходную фазу от конца плейстоцена к голоцену. В составе фауны первого горизонта были установлены: *Strauchbufo raddei* (Strauch), *Clethrionomys rufocanus* (Sundevall), *Alticola cf. macrotis* Radde, *Lagurus lagurus* (Pallas), *Microtus gregalis* (Pallas), *Microtus fortis* Buchner, *Microtus oeconomus* (Pallas). Фауна второго горизонта отличается по видовому составу от таковой первого фаунистического горизонта. Она включает Anura gen indet, *Lepus timidus* Linnaeus, *Spermophilus* sp., *Micromys minutus* (Pallas), *Cricetulus barabensis* (Pallas), *Alticola* sp., *Lemmus* sp., *Myopus schisticolor* (Lilljeborg), *Microtus gregalis* (Pallas), *Microtus oeconomus* (Pallas), *Microtus fortis* Buchner, *Microtus fortis* Buchner, *Microtus fortis* Buchner, *Microtus fortis* sp., *Myopus schisticolor* (Lilljeborg), *Microtus gregalis* (Pallas), *Microtus oeconomus* (Pallas), *Microtus fortis* Buchner, *Microtus maximowiczii* Schrenck.

Восточная полевка встречается практически во всех фаунах позднего плейстоцена Западного Забайкалья, однако количество её остатков различается значительно.

Остатков мелких млекопитающих казанцевского времени в Западном Забайкалье не известно. Однако, на основе анализа палеорастительности было установлено, что климат в это время был теплым и достаточно влажным [2], в межгорных понижениях и по долинам рек существовали лесостепные ландшафты с обилием в растительном покрове сложноцветных, особенно полыни, лебедовых и злаков, где вероятно могла обитать восточная полевка. К зырянскому времени относятся фауны местонахождений Душелан, Засухино IX на реке Итанца и местонахождения Боци на реке Джида. В это время ландшафты становятся мозаичными, климат был умеренно холодным, в фауне Забайкалья преобладали обитатели сухих степей, однако были многочисленны обитатели увлажненных биотопов, среди которых преобладала восточная полевка (A. fortis). Возможно, благоприятными местами их обитания были, разнообразные луга и кустарниковые заросли по берегам рек. В теплое каргинское время остатки восточной полевки известны из местонахождений Каменка и Зангисан. Ландшафты оставались мозаичными, здесь преобладали степные и сухостепные ландшафты. В это время количество восточной полевки несколько снижается. Можно считать вероятным, что они занимали пониженные участки, где хорошо были развиты травянистые луга. Наиболее обильные остатки восточной полевки (A. fortis) сартанского времени известны в фауне местонахождений Усть-Кяхта-17 и Студеное-2. Для ландшафтов этого времени характерно широкое распространение холодных степей, но в долинах рек существовали луговые участки, где обитали A. fortis. В целом, фауна этого временного интервала представлена видами открытых ландшафтов, прибрежных лугов, кустарниковых зарослей и редких лесов.

Каждый этап характеризуется определенным составом фауны, среди которых имеются реперные виды. Для второй половины среднего плейстоцена таковыми являются Ochotona daurica, Spermophilus undulatus, Marmota sibirica, Lasiopodomys brandti. Для позднего плейстоцена также характерно присутствие пищух, сусликов, сурков, появляются и получили широкое распространение полевки рода Microtus, в том числе и восточная полевка. Благодаря обилию остатков в фаунах позднего плейстоцена вид Alexandromys fortis может считаться реперным видом для этого временного интервала.

Ископаемые остатки восточной полевки найдены в Западном Забайкалье в многочисленных местонахождениях, возраст которых варьирует от среднего плейстоцена до голоцена. Приуроченность *A. fortis* к определенным биотопам позволяет использовать его в качестве индикатора палеосреды прошлого, а присутствие остатков восточной полевки в отложениях последовательных этапов позднего плейстоцена и голоцена позволяет использовать его для биостратиграфии позднего кайнозоя Западного Забайкалья.

Литература

1. Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих). М.: ГЕОС, 2005.141 с.

2. Белова В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 160 с.

3. Громов И.М., Ербаева М.А. Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. Зайцеобразные и грызуны. С.-П., 1995. 520 с.

4. Ербаева М.А. История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М.: Наука, 1970. 132 с.

5. Мейер М.Н., Голенищев Ф.Н., Раджабли С.И., Саблина О.В. Серые полевки (подрод Microtus) фауны России и сопредельных территорий. Труды Зоологического института РАН. 1996. Т. 232. С. 1-320.

6. Намзалова О.Д.-Ц. Мелкие млекопитающие позднего плейстоцена и голоцена долины реки Селенги (среднее течение) // Материалы IV Всеросс. молодежной науч.конф. «Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике», Улан-Удэ, 2017. С. 56-57.

7. Швецов Ю.Г., Смирнов М.Н., Монахов Г.И. Млекопитающие бассейна озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1984. 258 с.

8. Erbajeva M. A., Alexeeva N.V. Pliocene and Pleistocene biostratigraphic succession of Transbaikalia with emphasis on small mammals // Quaternary International. 2000. Vol. 68-71. P. 67-75.

9. Khenzykhenova F.I., Alexeeva N.V. The Pleistocene and early Holocene faunas in the Baikal area. Zooarchchaeology of the Pleistocene/Holocene Boundary // Proceed. Symposium at the 8 th Congress Internat. Council Archaeozoology (ICAZ), Victoria, British Columbia, Canada, August 1998. BAR S800. 1999. P.1-7.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРАТОВ ПРИРОДНОГО ГАЗА В ПОДМЕРЗЛОТНЫХ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТАХ ЯКУТСКОГО ПОДНЯТИЯ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

А.И. Николаев, Л.П. Калачева, И.К. Иванова, И.И. Рожин, А.С. Портнягин, К.К. Аргунова Институт проблем нефти и газа СО РАН – обособленное подразделение ФИЦ ЯНЦ СО РАН, Якутск, Россия, speedshoper@yandex.ru

В Центральной части Республики Саха (Якутия), где проживает более 40% всего населения Республики, основным источником энергоснабжения является природный газ. Природный газ поступает из Средневилюйского и Мастахского газоконденсатных месторождений (ГКМ) Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции с суммарными балансовыми запасами природного газа порядка 400 млрд. м³. Ежегодный объем природного газа для удовлетворения нужд населения центральной части Якутии и г. Якутска составляет примерно 1,7 млрд. м³.

Для компенсации неравномерности газопотребления, резервирования газа при аварийных ситуациях на газопроводах и создания стратегических запасов газа существует необходимость создания подземных хранилищ газа (ПХГ) вблизи г. Якутска. ПХГ создаются в выработанных месторождениях углеводородов, водоносных пластах, в отложениях каменных солей [6].

Большая часть территории Республики Саха (Якутия) расположена в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, где имеются термодинамические предпосылки для хранения газа в гидратном состоянии в подмерзлотных водоносных горизонтах. Преимущества хранения газа в гидратном состоянии заключаются в компактности, поскольку в газогидратное хранилище можно закачать большие объёмы газа по сравнению с хранилищем газа обычного типа. При этом многолетнемерзлые породы служат непроницаемой покрышкой, обеспечивая герметичность резервуара.

В работах [5, 9] авторы предлагают создать ПХГ вблизи г. Якутска. В работе [9] в качестве наиболее перспективной рассматривается северный склон Якутского поднятия, который расположен на восточной части Вилюйской синеклизы, в междуречье Лены и Амги.

Для изучения возможности создания подземных хранилищ газа в гидратном состоянии на северо-западном склоне Якутского поднятия необходимо оценить границы зоны стабильности гидратов (ЗСГ). В ЗСГ существуют необходимые условия образования гидратов (низкие температуры, высокие давления, невысокая минерализация пластовой воды, водонасыщенный проницаемый коллектор) для создания подземных хранилищ газа. Минерализации вод, состав газа и мощности мерзлых пород будут влиять на глубину залегания ЗСГ.

В настоящей работе рассматривается возможность образования гидратов природного газа в подмерзлотных водоносных горизонтах на следующих площадях Якутского поднятия Вилюйской синеклизы: 40 км Вилюйского тракта и пос. Магарас. Глубина залегания нижней границы многолетнемерзлой толщи на этих площадях 370 и 400 м, соответственно [8].

Известно, что в районах неглубокого залегания Якутского поднятия распространены воды гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией от 1 до 20 г/л [3].

В качестве газа-гидратообразователя использовался природный газ Средневилюйского ГКМ. В составе газа преобладает метан (93, 9% мол.) [10]. Гидраты этого газа были получены во влажных засоленных образцах песка. Модельные образцы были приготовлены из речного песка и раствора гидрокарбоната натрия с концентрацией 20 г/л. Песок кварцевый, светло-коричневого цвета, голоценового возраста аллювиального происхождения отбирался с поймы реки Лена [7]. Отбор образцов для определения гранулометрического и микроагрегатного состава проводился согласно ГОСТ [1, 2]. В образце преобладает фракция 0,4÷0,315 мм (55,58%) поэтому по классификации Е.М. Сергеева песок относится к мелко-среднезернистым.

Исследование фазовых переходов в процессе образования и разложения гидратов в пористых средах проводили методом дифференциального термического анализа на установке, описание которой приведено в [10].

Для оценки возможности образования гидратов в подмерзлотных водоносных горизонтах Якутского поднятия были использованы значения геотермических градиентов рассматриваемых площадей [3] и экспериментально полученные равновесные кривые гидратообразования природного газа Средневилюйского ГКМ в модельных образцах влажных незасоленных пористых сред [10], а также в образцах, засоленных раствором гидрокарбоната натрия с концентрацией 20 г/л (рис. 1).



Рис. 1. Схема распространения ЗСГ природного газа на площадях: А –40 км Вилюйского тракта; Б – пос. Магарас. Условные обозначения: — геотермический градиент; — равновесная кривая «метанвода» (расчет [11]); — равновесная кривая «природный газ – вода» (расчет [4]); - - нижняя граница ММТ; ◆ – равновесная кривая «природный газ – песок – вода»; ■ – равновесная кривая «природный газ – песок – раствор NaHCO₃ 20,0 г/л»

На основании полученных результатов определены границы зоны стабильности гидратов природного газа. Видно, что верхние границы ЗСГ на площадях располагаются в толще многолетнемерзлых пород. Расположение нижних границ ЗСГ на площадях зависят от величины геотермического градиента и концентрации поровой воды. В случае минерализованной воды равновесная кривая гидратообразования природного газа смещена в область низких температур, а при насыщении пресной водой практически совпадает с расчетной кривой гидратообразования метана.

Установлено, что нижние границы зоны стабильности гидратов природного газа во влажной незасоленной пористой среде лежат в пределах от 930 до 1120 м. При насыщении образцов минерализованной водой границы располагаются выше на 80 – 360 м. На основании полученных экспериментальных результатах можно сделать вывод, что в подмерзлотных водоносных горизонтах Якутского поднятия существуют благоприятные условия для образования гидратов природного газа.

Работа выполнена в рамках Госзадания №АААА-А21-121011490056-4.

Литература

1. ГОСТ 12071-2014 Грунты. Отбор, упаковка, транспортирование и хранение образцов. Москва: Стандартинформ. 2019.

2. ГОСТ 12536-2014 Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава. Москва: Стандартинформ. 2019.

3. Железняк М.Н., Семенов В.П. Геотемпературное поле и криолитозона Вилюйской синеклизы. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2020.

4. Калачева Л.П., Рожин И.И., Федорова А.Ф. Изучение влияния минерализации пластовой воды на процесс гидратообразования природных газов месторождений востока сибирской платформы. SOCAR Proceedings. 2017. 2. С. 56-71.

5. Макаров П.В., Сильвестров Л.К. Якутия – проблемы газификации // Энергия: экономика, техника, экология. 2015. Т. 9. С. 30-35.

6. ООО «Газпром ПХГ». ПХГ в отложениях каменной соли как эффективный способ решения проблемы пикового газопотребления // Газовая промышленность. 2019. Т. 11. С. 66-67.

7. Правкин С. А., Большиянов Д. Ю., Поморцев О. А., Савельева Л. А., Молодьков А. Н., Григорьев М. Н., Арсланов Х. А. Рельеф, строение и возраст четвертичных отложений долины р. Лены в Якутской излучине // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63(2). С. 209-229.

8. Семенов В.П. Геотемпературное поле и криолитозона Вилюйской синеклизы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Якутск.: СО РАН. Институт мерзлотоведения им. В.П. Мельникова, 2018.

9. Сивцев А.И., Чалая О.Н., Зуева И.Н. Перспективы нефтегазоносности Центральной Якутии как ресурс энергобезопасности. Нефтегазовое дело: сетевое издание. 2016. 2. С. 71-84.

10. Kalacheva L.P., Ivanova I.K., Portnyagin A.S. Equilibrium Conditions of the Natural Gas Hydrates Formation in the Pore Space of Dispersed Rocks. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2021. 666(4). 042062.

11. Sloan E.D., Koh C.A. Clathrate hydrates of natural gases. Boca Raton: Taylor&Francis Group/CRC Press, 2008.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СИБИРИ 560–550 МЛН ЛЕТ НАЗАД ПО ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ЗАПИСИ В ХАТЫСПЫТСКОЙ СВИТЕ

К.А. Пахомова¹, Д.К. Дроздов¹, Д.В. Метелкин^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, k.pakhomova@g.nsu.ru ²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

Долгое время палеогеографические и тектонические реконструкции с участием Сибирского палеоконтинента для венда – раннего кембрия вызывают большие трудности. Во многом это связано с противоречивыми палеомагнитными данными. В связи с нерешенным дискуссионным вопросом мы проводим дополнительные исследования. В настоящей работе представлены результаты изучения известняков хатыспытской свиты и прорывающих её трубок взрыва тас-юряхского вулканического комплекса, распространенных в районе среднего течения р. Хорбусуонки на севере Оленекского поднятия. Узкий временной интервал 560–550 млн лет формирования хатыспытской свиты обоснован биостратиграфическими и хемостратиграфическими данными [7, 8, 9]. Накопление свиты происходило в обстановках, удаленных от береговой линии, приближенных к области глубокого шельфа, на что указывает преобладание глинистых известняков и характерные осадочные текстуры [1]. Возраст трубок взрыва на основе U-Pb датирования цирконов из туфобрекчий одной из них моложе 543.9 ± 0.24 млн лет [5]. Обстановку формирования трубок взрыва связывают с плюмовым событием, сопряженном с рифтогенезом на северо-востоке Сибирского кратона [3].

Изучение компонентного состава намагниченности проведено по результатам ступенчатой чистки магнитным полем, либо температурой. В результате для пяти обнажений, отвечающих различным горизонтам разреза хатыспытской свиты установлена одна и та же регулярная характеристическая компонента преимущественно северо-западного склонения и высокого (более 50°) наклонения (табл.). Основные петромагнитные признаки указывают на ее ориентационную природу. Для обоснования относительного возраста этой компоненты изучен характер распределения палеомагнитных направлений в обломках эруптивной брекчии трубок взрыва тас-юряхского комплекса, среди которых преобладают карбонатные породы, отвечающие хатыспытской свите. Во время эксплозии обломки были хаотично переориентированы, следовательно, сохранившаяся в них палеомагнитная информация, будет такой же, как в конгломератах и может быть использована для обоснования возможности регионального перемагничивания по типу теста галек [6]. Распределение направлений наиболее стабильной характеристической компоненты намагниченности в обломках эруптивной брекчии двух изученных трубок хаотичное, параметр кучности составляет 1.9 и 1.6, что свидетельствует об отсутствии признаков регионального перемагничивания. Соответственно, результат теста «галек» достоверно ограничивает возраст намагниченности в известняках хатыспытской свиты сверху моментом эксплозивной деятельности - древнее 540 млн лет. Тем не менее учитывая признаки ориентационной природы намагниченности, и мы принимаем ее равной возрасту осадконакопления (560 -550 млн лет).

Рассчитанный палеомагнитный полюс для хатыспытской свиты имеет координаты: -55.7° ю.ш. 154.6° в.д. (табл.). Согласно этим координатам, при условии обратной полярности магнитного поля Земли в то время и соответствия его конфигурации гипотезе центрального осевого диполя, Оленекское поднятие располагалось на $38.8^{\circ} \pm 14.7^{\circ}$ южной широты и было развернуто на 180 градусов относительно своей современной ориентировки в пространстве (рис.). Соответственно, Сибирский палеоконтинент в позднем венде находился в средних широтах, что вызывает определенные противоречия с преобладающим карбонатным составом вендских разрезов и, учитывая имеющиеся предвендские и ранневендские палеомагнитные определения, принятые в траектории кажущегося движения полюса Сибири (рис.), следует предполагать экстра-быстрые перемещения континента в конце неопротерозоя в интервале от 600 до 550 млн лет. Также требует объяснения резкое отличие координат хатыспытского полюса от не менее достоверных определений для венда Сибири, постулирующих ее экваториальное положение 560-550 млн лет назад [4]. Возможным объяснением может быть отличное от современного со-

стояние геомагнитного поля на рубеже венда – кембрия [2]. В таком случае полученные палеомагнитные данные потребует корректировки, что представляется предметом последующих работ.



Рис. Положения виртуальных геомагнитных полюсов с овалами доверия для хатыспытской свиты, в сравнении с траекторией кажущегося движения полюса Сибири [4]. Звезда показывает положение среднего палеомагнитного полюса по хатыспытской свите

Порода, точка отбора	n/N	Древние координаты		k	α95	VGPole(°)			ПШ
		D (°)	I (°)			PLat	PLong	A95	
AN01	13/13	15.8	58.2	78.7	4.7	56.7	280.8	6	38.9
19HB30	13/14	327.8	51.4	75.5	4.8	47.2	345.4	5.4	32.1
19HB31	8/10	340.6	59.5	52.4	7.7	57.2	331.6	10	40.3
19HB40	10/11	322.8	52.8	44.7	7.3	47.3	351.9	8.4	33.4
19HB47	15/15	330	61.3	51.1	5.4	57.6	347.3	7.3	42.4
Среднее	5	338.2	58.1	44.5	11.6	55.7	334.6	14.7	38.8

Таблица. Направления характеристической намагниченности в известняках хатыспытской свиты и координаты соответствующих виртуальных геомагнитных и палеомагнитология полюса

Примечание: n/N – количество использованных в статистике, к общему количеству изученных образцов; $D(^{\circ})$ – склонение в градусах, $I(^{\circ})$ – наклонение в градусах (стратиграфические координаты); k – кучность; α_{95} – радиус 95% овала доверия; координаты виртуального геомагнитного полюса: PLat – широта, PLong – долгота; A95 – радиус овала доверия для полюса; ПШ - палеоширота для Оленекского поднятия.

Работа выполнена при поддержке РНФ грант 21-17-00052.

Литература

1. Вараксина И. В., Шаваров Р. Д. Литология и коллекторские свойства докембрийских отложений Лено-Анабарской нефтегазоносной области // Izvestiya Tomskogo Politekhnicheskogo Universiteta Inziniring Georesursov. 2020. Т. 331. №. 9. С. 159-169. 2. Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Василевский А.Н. Характерные свойства магнитного и гравитационного полей Земли, взаимосвязанные с глобальной и региональной тектоникой // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. №1. С. 10-30.

3. Киселев А. И., Кочнев Б. Б., Ярмолюк В. В., Егоров К. Н. Раннекембрийский магматизм на северо-востоке Сибирского кратона (Оленекское поднятие) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465. №. 6. С. 700-700.

4. Метелкин Д. В., Верниковский В. А., Казанский А. Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. №. 7. С. 883-899.

5. Bowring S. A., Grotzinger J. P., Isachsen C. E., Knoll A. H., Pelechaty S. M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. Vol. 261. P. 1293–1298.

6. Graham J. W. The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks // Journal of Geophysical Research. 1949. Vol. 54. № 2. C. 131-167.

7. Grazhdankin D.V. Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // Journal Paleontology. 2014. Vol. 88. P. 269–283.

8. Rogov V., Marusin V., Bykova N., Goy Y., Nagovitsin K., Kochnev B., Karlova G., Grazhdankin D. The oldest evidence of bioturbation on Earth // Geology. 2012. Vol. 40. №. 5. P. 395-398.

9. Vishnevskaya I. A., Letnikova E. F., Vetrova N. I., Kochnev B. B., Dril S. I. Chemostratigraphy and detrital zircon geochronology of the Neoproterozoic Khorbusuonka Group, Olenek Uplift, northeastern Siberian platform // Gondwana research. 2017. Vol. 51. P. 255-271.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ГУМУСА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ТЕХНОГЕННЫХ АЭРОЗОЛЕЙ

С.Н. Просекин¹, В.А. Бычинский¹, Т.И. Знаменская² ¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, pros.sergey@igc.irk.ru, val@igc.irk.ru ²Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия, tiznam@mail.ru

Физико-химическое моделирование, включающее современные достижения геохимии, химической термодинамики, математического программирования, химии и минералогии является одним из перспективных направлений исследования техногенной трансформации почв.

Термодинамические свойства большинства ионных и комплексных форм элементов в почвенных растворах, а также минеральных фаз, в настоящее время определены и широко используются в практических расчетах [13, 16]. Имеются данные по термодинамическим свойствам гумусовых веществ и их комплексов с металлами [13]. Наиболее существенный вклад в экспериментальное изучение взаимодействия поливалентных катионов с фульвокислотами внесли работы М. Шнитцера с соавторами [14, 15]. В настоящее время в термодинамических расчетах следует учитывать, что способность соединений к миграции и аккумуляции зависит не только от природы гумусовых кислот и содержания металлов в почве [7], но и от состава почвенных растворов [8].

Гуминовые вещества, взаимодействуя с коллоидами железа, алюминия и марганца образуют хемосорбционные комплексы. Глинистые минералы также адсорбируют органические соединения через мостики катионов Fe³⁺ и A1³⁺ на поверхностях алюмосиликатов. В связи с этим необходимо выделение обеззоленных препаратов гумуса для определения их состава и термодинамических констант ионного обмена с комплексом поливалентных катионов. Поэтому в расчетах используются термодинамические свойства обеззоленных веществ.

Основная задача данной работы – это определение методами физико-химического моделирования последствий загрязнения антропогенно-преобразованных почв фторидами в условиях сильной нарушенности почвенного профиля.

Термодинамические расчеты выполнялись с помощью программного комплекса (ПК) «Селектор», разработанного в институте Геохимии СО РАН И.К. Карповым и К.В. Чудненко. ПК включает блок, позволяющий рассчитывать стехиометрические формулы твердых минеральных растворов и гумусовых веществ [11]. В физико-химических моделях используется поведение компонентов, подчиняющихся принципам полного или частичного равновесия.

Исследования проводились в зоне воздействия Иркутского алюминиевого завода (ИркАЗ) ОК РУСАЛ, где почвенный покров представлен серыми почвами средне- и легкосуглинистыми, с малой мощностью гумусового профиля [5]. Для почв характерно длительное промерзание, близкая к нейтральной реакция среды, низкая степень оподзоленности.

Экспериментальная площадка заложена в 1,5 км от г. Шелехов и в 400 м от границы территории ИркАЗа, в верхней части пологого склона северо-восточной экспозиции, естественная поверхность сильно нарушена.

Физико-химические свойства исследуемых почв определяли по методикам, описанным в [1, 2]. Элементный химический состав снегового покрова и почв определен методом рентгенофлуоресцентного анализа на волноводисперсионном спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS, Германия) с привлечением результатов масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на оптическом эмиссионном спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP 6300 Duo (ThermoElectron, CIIIA).

Поскольку продукты газопылевых выбросов поступают в почвы в основном в виде твёрдых фаз, то для перехода в нижележащие горизонты требуется время на их взаимодействие с почвенными растворами. Именно поэтому большая часть загрязняющих веществ задерживается на поверхности, а легкорастворимая перемещается по почвенному профилю.

Согласно А.И. Перельману [9] F и Na являются сильными водными мигрантами. Величину подвижности этих элементов определяет, прежде всего, форма, в которой они присутствуют в пылеаэрозолях. Данные, представленные в работах [3, 4], свидетельствуют, что в пылеаэрозольных выбросах ИркАЗ, поступающих в геосистемы, растворимая часть F составляет около 80 %, Na > 50 %, Al – 4 %. Потому высокие содержания F обнаруживаются по всему профилю почвы, где ПДК (10 мг/кг) этого элемента превышены в 5–7 раз. По литературным данным гумусовые вещества практически не связывают водорастворимый фтор, он остается легко подвижным, тогда как в минеральной части почв он, взаимодействуя с кальцием и алюминием, образует труднорастворимые соединения [6].

Рассмотрим сценарий модели, в котором почвы вступают во взаимодействие с газопылевыми выбросами ИркАЗа, накопленными за зимний период. Термодинамические свойства стехиометрической формулы ячейки гуминовой кислоты определили по методике, описанной в монографии В.Н. Шоба и И.К. Карпов [12].

В описываемой модели рассматривается относительное время взаимодействия твердых аэрозолей с почвой. Заложены количественные параметры поступления поллютантов за годовой период. При этом масса почвы и почвенного раствора не меняется. На каждом следующем шаге моделирования количество пылеаэрозолей, взаимодействующих с почвой, возрастает, т.к. поступление происходит не единовременно, а в течение года. На последней стадии вся масса пылеаэрозолей вступила во взаимодействие. В большинстве случаев эта стадия не достигается в естественных условиях. Обычно процесс замирает на 2-3 степени протекания процесса, т.е. до 80 % большинства компонентов остается неизменным (кроме F и Na) (рис. 1).



Рис. 1. Состав фторидов в водных растворах серых почв, при поступлении годичного количества загрязняющих веществ

Этот этап сопровождается незначительным увеличением pH с 5,6 до 5,75, и существенным ростом таких ионов как $Al(OH)_2F^0$, $AlF^{2+}u$ HF⁰, увеличением количества смешаннослойных алюмосиликатов – смектитов и хлоритов минералов с 43 до 51 %, снижением количества мусковита от 14 до 12 % и гумуса от 3,4 до 3,3 %. Наряду с закономерным усилением кислотного гидролиза во вновь образующихся слоистых минералах уменьшается доля K, Na, Ca, при относительном увеличении Fe, Mg и Si. Поскольку основными компонентами газопылевых выбросов являются Na и F, происходит накопление фторапатита и, на завершающих стадиях, флюорита (рис. 2) [10]. Вследствие этого происходит снижение содержания карбонатов.

Данные об изменении состава почв показывают, что концентрация таких элементов как Al, F, Fe в почвах существенно возрастает. Вновь образующиеся слоистые минералы – смектиты отличаются большим содержанием Fe. Комплекс элементов, сорбированный гумусом, под воздействием поллютантов также меняется. В гумусе снижается содержание K, Mn, полностью выводится Ca, a Fe, Na и Al накапливаются.

Физико-химические модели позволили определить формы существования компонентов газопылевых выбросов в растворе и твердых фазах, которые способны накапливаться в почвах. Согласно данным термодинамических расчетов наиболее распространёнными формами фтора являются фторапатит и флюорит (CaF₂, A1F₃). В водном растворе преобладают комплексные ионы (Al(OH)₂F⁰, A1F²⁺, AlF⁺₂, AlF⁻₄,), их высокая концентрация в почвенных растворах обусловлена присутствием легкорастворимых фторидов (NaF, KF, NH₄F) в газопылевых выбросах.

Количество глинистых минералов также оказывает большое влияние на распределение F в почвенном профиле.



Рис. 2. Минеральный состав серых почв при поступлении годичного количества загрязняющих веществ

В результате моделирования процессов взаимодействия техногенных выбросов с почвой выявлено, что в почвах, подверженных воздействию ИркАЗа, способно закрепится 70-90 % от суммарного количества F и Na, выпавших на дневную поверхность в течение года. Несмотря на высокую растворимость, эти поллютанты активно сорбируются почвой.

Таким образом, на основе валового химического состава почвы рассчитан компонентный состав водных растворов, стехиометрические формулы гумусовых веществ и кристаллохимические формулы слоистых минералов почв, образующихся в результате воздействия газопылевых выбросов алюминиевого производства. Полученные результаты позволят детально исследовать изменение состава гумусовых веществ под воздействием промышленных фторсодержащих выбросов.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту № 0284-2021-0002 и при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 20-45-383003.

Литература

1. Агрохимические методы исследования почв: Руководство / под ред. А.В. Соколова М.: Наука, 1975. 656 с.

2. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.

3. Белозерцева И.А. Мониторинг загрязнения окружающей среды в зоне воздействия Иркутского алюминиевого завода // Вода: химия и экология. 2013. № 10. С. 33-38.

4. Давыдова Н.Д. Анализ состояния геосистем в зоне воздействия пылегазовых эмиссий // Тренды ландшафтно-геохимических процессов в геосистемах юга Сибири. Новосибирск: Наука, 2004. С. 91-104.

5. Козлова А.А., Лопатовская О.Г., Гранина Н.И., Чипанина Е.В., Кучменко Е.В., Бобров А.Н. Фторидное загрязнение серых лесных почв, находящихся в зоне влияния Иркутского алюминиевого завода // Известия Иркутского государственного университета. 2011. Т. 4. № 1. С. 87-94.

6. Кремленкова Н.П., Гапонюк Э.И. Изменение состава гумуса и ферментативной активности почв под влиянием фторида натрия // Почвоведение. 1984. № 11. С. 73-77.

7. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во МГУ, 1990. 323 с.

8. Орлов Д.С. Химия почв. М.: Изд-во МГУ, 1985. 374 с.

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

10. Просекин С.Н., Бычинский В.А., Чудненко К.В., Амосова А.А., Знаменская Т.И. Физикохимические особенности процессов почвообразования в условиях техногенной нагрузки // География и природные ресурсы. 2020. № 2. С. 71-77.

11. Чудненко К.В., Карпов И.К. Селектор – Windows Программное средство расчета химических равновесий минимизацией термодинамических потенциалов. Краткая инструкция. Иркутск, 2003. 90 с.

12. Шоба В.Н., Карпов И.К. Физико-химическое моделирование в почвоведении. Новосибирск: РПО СО РАСХН, 2004. 180 с.

13. Шоба В. Н., Чудненко К.В. Ионообменные свойства гумусовых кислот // Почвоведение. 2014. Т. 47. № 8. С. 921–931.

14. Gamble D.S., Schnitzer M., Hoffman I. Cu2+–fulvic acid chelation equilibrium in 0.1 m KCI at 25.0°C // Canadian Journal of Chemistry. 1970. Vol. 48. № 20. P. 3197–3204.

15. Schnitzer M., Hansen E.H. Organo-metallic interactions in soils: 8 An evaluation of methods for the determination of stability constants of metal-fulvic acid complexes // Soil Sciense. 1970. Vol. 109. № 6. P. 333-340.

16. Terri L. Woods, Robert M. Garrels. Thermodynamic values at low temperature for natural inorganic materials. New York: Oxford. 1987. 242 p.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

М.О. Рампилов

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

На территории Западного Забайкалья расположена гранитоидная провинция, занимающая площадь более 200000 км². Основной объем кислых магматитов сформировался на позднепалеозойском этапе [3], они слагают один из крупнейших в мире Ангаро-Витимский батолит. Граниты мезозойского возраста распространены меньше, с ними связаны редкометальные месторождения и проявления – Западно-Забайкальская бериллиеносная провинция, большая группа молибденовых и вольфрамовых месторождений.

В целях установления геохимических особенностей гранитов, оценки источников вещества нами проведены анализы стабильных и радиогенных изотопов и интерпретация их генетической природы.

Изотопный состав кислорода определен, в основном, в кварце и полевых шпатах из гранитов. В гранитах, с которыми связаны молибденовые месторождения (Первомайское, Новопавловское, Жарчихинское, Тамирское), значения δ^{18} О близки к мантийным значениям и в среднем равны 6,8 ‰ в кварце и 5,8 ‰ в полевых шпатах (рис.). В гранитах вмещающих Та-Nb минерализацию (Ингурский, Безымяский, Оймурский) в кварце установлен более тяжелый кислород (от 7 до 10 ‰), в полевых шпатах – варьирует от 5 до 7 ‰ δ^{18} О. Гранитоиды, связанные с F-Ве минерализацией (Ермаковское) характеризуются облегченными значениями δ^{18} О ‰ (4,8 ‰ в кварце и 2,4 ‰ в полевом шпате).



Рис. Изотопный состав кислорода в кварце и гранитов Западного Забайкалья

В гранитах Первомайского штока, вмещающих молибденовое оруденение, установлены положительные значения єNd(T). Граниты, связанные с F-Be минерализацией, имеют значения єNd от 0,5 до -0,5 на Ермаковском и, в среднем -2,5 на Ауникском и Амандакском месторождениях [1]. В гранитах, вмещающих Ta-Nb минерализацию значения єNd равны в среднем -5 (Оймурский и Безымянский) и -1,7 (Ингурский).

Эти значения контрастно отличаются от значений в гранитах, не содержащих редкометальную минерализацию. Последние имеют более древний возраст (Баргузинский комплекс). Для них характерен коровый источник, что подтверждается изотопными составами кислорода, составляющими 10-12 ‰ δ^{18} О в валовых пробах и от 7 до 14 ‰ в титаните, калиевом полевом шпате и кварце [5].

Граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит) имеют отрицательные значения ϵ Nd(T), в основном в диапазоне от -5 до -8 [2], соответствующие рифейской континентальной коре (T(DM) = 1.6-1.7 млрд. лет), что согласуется с Nd изотопной систематикой коровых магматических протолитов Западного Забайкалья [4].

Таким образом, для гранитов сопровождающихся молибденовыми и фтор-бериллиеввыми месторождениями предполагается участие мантийной компоненты, доля которой уменьшается в гранитах с Ta-Nb минерализацией. Более древние безрудные граниты имеют типично коровые метки и сформировались из метатерригенного источника.

Литература

1. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества. Москва: ГЕОС, 2015. 255 с.

2. Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность фор-мирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 197–227.

3. 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.

4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Будников С.В., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.

5. Litvinovsky B.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. Vol. 125. P. 845–874.

МИНЕРАЛОГИЯ ДОЛОМИТОВЫХ КАРБОНАТИТОВ МАССИВА СЕВАТУР, ИНДИЯ

М.В. Рампилова¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}, Ш. Виладкар³

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия ²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия ³Indian Institute of Science Education and Research, Bhopal, India

С карбонатитовыми комплексами связаны месторождения редких (Nb, Ta, Zr и др.), редкоземельных (REE+Y) и радиоактивных элементов, а также месторождения апатита, флюорита, флогопита и др.

На юге Индии расположено большое количество протерозойских (1600–600 млн лет) карбонатитовых комплексов (Севатур, Самалпатти, Джогипатти и др.), локализованных в пределах докембрийских гранулитовых террейнов [1, 3].

Карбонатитовый комплекс Севатур находится в штате Тамил Наду, Индия и включает в себя доломитовые, кальцитовые и анкеритовые карбонатиты. Наиболее распространены доломитовые карбонатиты, которые слагают тело протяженностью 2 км и приблизительной шириной 200 м в центральной части. Кальцитовые и анкеритовые карбонатиты встречаются в виде даек и тонких жил в доломитовом карбонатите. В северной и западной частях комплекса карбонатит контактирует с пироксенитом, а на южном конце он окружен гранитными гнейсами. В карбонатитах присутствуют ксенолиты сиенитов, гнейсов и пироксенитов.

Доломитовые карбонатиты характеризуются очень низкими отношениями ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и соответствующими ϵ Nd₍₀₎ (0,5116-0,5122; -9 до -20) и высокими отношениями изотопов Sr (0,7045-0,7054) [2]. Возраст (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb) анкеритовых карбонатитов, составляет 801 ± 11 млн лет [4]. Этот возраст относится к завершающей стадии карбонатитового магматизма, поскольку анкеритовые карбонатиты являются самыми молодыми породами комплекса.

Доломитовые карбонатиты имеют преимущественно средне- и крупнозернистую структуру, реже – порфировую. На некоторых участках наблюдается магматическая полосчатость обусловленная чередованием полос, сложенных натриевым амфиболом, натриевым пироксеном, флогопитом, апатитом, магнетитом и пирохлором.

Доломит является основным карбонатным минералом. В нем содержится железо (3– 5 мас. % FeO) и марганец (до 1,2 мас. % MnO), содержание стронция меньше, чем в кальците.

Кальцит образовался позже доломита и занимает интерстициальное положение между зернами доломита. Нередко содержит включения доломита, а также небольшие включения норсетита, барита, стронцианита, баритокальцита, бенстонита и кальциобурбанкита (рис. 1). В кальците установлены повышенные содержания SrO (2 мас. %), MgO (0,5-5 мас. %) и небольшое количество FeO (0,5-1,3 мас.%) и MnO (до 1 мас. %), иногда встречается BaO (1,21 мас. %).

Норсетит (BaMg(CO₃)₂) обнаружен в виде небольших (до 50 μ m) выделений внутри зерен кальцита (рис. 1b). Он содержит CaO (1,4-6,63 мас. %) и FeO (0,5-1,2 мас. %), в некоторых случаях SrO (до 0,9 мас. %).

Стронцианит ассоциирует с баритокальцитом (рис. 1). В нем установлены CaO, BaO и иногда MgO, FeO.

Баритокальцит (BaCa(CO₃)₂) содержит MgO (до 3 мас. %) и SrO (2-6 мас. %).

Бенстонит (Ba₆Ca₆Mg(CO₃)₁₃) образует небольшие (до 10 µm, рис. 1) включения внутри зерен кальцита. Он характеризуется варьирующими концентрациями BaO, CaO, MgO и SrO. Вариация состава бенстонита может быть выражена формулой: (Ba_{3,8-5,16}Sr_{0-1,09}Mg_{0-1,87})(Ca_{2,53-6}Mg_{0-3,47})(Mg_{0,54-1,78}Fe_{0-0,31})[CO₃]₁₃. Между барием и кальцием, кальцием и магнием, стронцием и магнием существует отрицательная корреляция (коэффициент корреляции -0,83, -0,71 и -0,72 соответственно). Такие значения в бенстоните означают, что существует сильная отрицательная корреляция между этими элементами, т.е. если концентрации бария, кальция и стронция увеличиваются, то кальций, магний уменьшаются.

Кальциобурбанкит (Na₃(Ca,REE,Sr)₃(CO₃)₅) образует небольшие (до 30 µm, рис. 1) включения в кальците и ассоциирует с монацитом, бенстонитом, норсетитом и баритом. Он характеризуется варьирующей концентрацией Na₂O, BaO, SrO, CaO, TR₂O₃. Формулы кальциобурбанкита могут быть выражены как: (Na_{0,69-2,33}Ca_{0,67-2,09})(Sr_{0,59-1,31}LREE_{0,8-1,28}Ba_{0,17-0,39})[CO₃]₅.



Рис. 1. Включения доломита, норсетита, барита, стронцианита, баритокальцита, бенстонита и кальциобурбанкита в кальците из карбонатитов Севатура. (а) Первичный кальцит (Cal) и флогопит (Phl) в доломите (Dol). (b-f). Включения норсетита (Nor), доломита (Dol), барита (Brt), стронцианита (Str), баритокальцита (Brt-Cal), бенстонита (Ben), кальциобурбанкита (Bur) и монацита (Mnz) в кальците (Cal)

Барит образует две генерации. Первая (барит I) – представлена мелкими включениями в кальците (рис. 1). Вторая генерация (барит II) образует в кальците каймы и микротрещины. Составы этих генераций значимо не отличаются.

Фторапатит образует призматические кристаллы в доломите. Во нем присутствуют включения кальцита, флогопита и пирохлора (рис. 2). Минерал обогащен стронцием (до 1,6 мас. % SrO).

Монацит-(Се) образует кайму вокруг призматических кристаллов апатита (рис. 2), содержит СаО (до 2 мас.%).

Амфибол относится к высокомагнезиальному (19,70–23,48 мас. % MgO) рихтериту с содержанием Na₂O (до 5,88 мас. %) и CaO (6,18–9,02 мас. %). Он образует единичные зерна в доломите и ассоциирует с апатитом, магнетитом.

Флогопит содержит F (до 2,3 мас. %) и FeO (до 7,3 мас. %). Низкое содержание K_2O в нем компенсируется киношиталитовым компонентом (до 4,33 мас. % BaO). Вариации состава Si, Al, K и Ba указывают на то, что основная обменная реакция - это Ba + Al \leftrightarrow K + Si.

Магнетит встречается в виде двух генераций. Магнетит первой генерации (магнетит I) встречается в виде изометричных зерен в кальците и доломите. Он содержит включения амфибола, апатита и доломита. Магнетит II образует микропрожилки в апатите и амфиболе. Однако разные генерации магнетита не различаются по своему составу.

Пирохлор присутствует в доломите наряду с апатитом, а также иногда содержит включения апатита (рис. 2). Пирохлор относится к гидропирохлору (H_2O , \Box)₂Nb₂(O, OH)₆(H_2O). В нем отмечается высокое содержание урана (16-19,5 мас. % UO₂) и бария (до 11,5 мас. % BaO).



Рис. 2. (a-c) Ассоциация апатита (Ap), флогопита (Phl) и пирохлора (Pcl) в доломите (Dol). (d-f) Зерна монацита (Mnz) вокруг апатита (Ap). Cal - кальцит, Brt - барит, Amp - амфибол

Норсетит, барит I, стронцианит, баритокальцит, бенстонит и кальциобурбанкит были впервые обнаружены в карбонатитовом комплексе Севатур. Эти минералы образуют редкие включения в магматическом кальците. Предполагается, что они образуются в результате распада «протокарбоната». Присутствие этих минералов предполагает обогащение карбонатитового расплава Na в дополнение к Sr, Ba и LREE. Наличие флогопита с киношиталитовым миналом свидетельствует о присутствии Ba в карбонатитовой магме.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГМ СО РАН (0330-2016-0002) и ГИН СО РАН (АААА-А21-121011390002-2), а также при поддержке РНФ, грант 19-17-00019.

Литература

1. Grady J.C. Deep main faults in South India // Jour. Geol. Soc. India. 1971. Vol. 12. P. 56-62.

2. Pandit M.K., Sial A.N., Sukumaran G.B., Pimentel M.M., Ramasamy A.K., Ferreira V.P. Depleted and enriched mantle sources for Paleo- and Neoproterozoic carbonatites of southern India: Sr, Nd, C–O isotopic and geochemical constraints // Chemical Geology. 2002. Vol. 189. P. 69-89.

3. Randive K., Meshram T. An Overview of the Carbonatites from the Indian Subcontinent // Open Geosciences. 2020. Vol. 12. P. 85-116.

4. Schleicher H., Todt W., Viladkar S. G., Schmidt F. Pb/Pb age determinations on Newania and Sevathur carbonatites of India: evidence for multi-stage histories // Chemical Geology. 1997. Vol. 140. P. 261-273.

МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МОРСКИХ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

М.А. Рудмин, А.К. Мазуров

Томский политехнический университет, Томск, Россия, rudminma@tpu.ru, akm@tpu.ru

Геологические процессы, ответственные за образование крупнотоннажных месторождений морских железных руд в фанерозойских и докембрийских толщах, остаются дискуссионными [3, 7]. Фанерозойские ооидовые железняки – это хемогенные породы, в составе которых присутствует более 5% железистых ооидов (оолитов), пелоидов, или 15 вес. % валового железа [17]. Генезис, первичные источники железа, механизмы мобилизации и транспортировки металлов, условия формирования минералов в этих залежах остаются предметом фундаментальных споров [2, 9, 12, 13]. К примеру, касательно природы железистых ооидов и пелоидов Майкл Кимберли в своей обзорной работе [10] приводит 7 моделей, в то время как Тодеус Янг [17] излагает 9 механизмов образования. В общем виде можно сфокусировать внимание на пяти основных моделях минералообразования. Первая, менее распространенная гипотеза, говорит о замещении более древних (реликтовых) арагонитовых структур при циркуляции железосодержащих метеорных вод [10]. Вторая гипотеза объясняет образование ооидов непосредственно из морской воды [8, 11] за счёт адсорбционных процессов [5]. Третья гипотеза заключает образование рассеянных элементов в глинах или микроконкрециях в осадках в условиях спокойного гидродинамического режима с последующим переносом их в области прибрежных баров. Отдельное внимание заслуживает четвертая гипотеза о метасоматической природе ооидовых структур по типу реакций Лизеганга [7]. Также существует пятая теория о биогенной природе железистых сфероидов [4, 6]. Наличие подобного микробиального процесса в последние годы было показано для меловых железняков котловины Бахария в Египте [14, 15]. В этом исследовании представлены петрографические, геохимические (ЛА-ИСП-МС), микроскопические (СЭМ с ЭДС, ПЭМ) и спектроскопические (Раман-спектроскопия) данные, свидетельствующие о различных процессах минералообразования в морских железняках из верхнемеловых и палеогеновых толщ Западной Сибири. Исследование было сосредоточено на выявлении источников металлов и процессов формирования минералов, участвующих в образовании Бакчарского железорудного месторождения.

Изучаемые осадочные толщи распространены вдоль восточной и юго-восточной части Западо-Сибирской плиты [1], что именуется как Западно-Сибирский железорудный бассейн, ресурсы которого по разным оценкам превышают более 400 млрд. тонн. Бакчарское и Колпашевское месторождения – это наиболее крупные рудные объекты в пределах бассейна. Осадочная толща Бакчарского месторождения является репрезентативным разрезом рудного бассейна и состоит из верхнемеловых (ипатовская, славгородская, ганькинская) и палеогеновых (люлинворская) свит, которые вмещают три основных рудных горизонта (нарымский, колпашевский и бакчарский). Формирование железоносных осадков в пределах этого бассейна происходило на протяжении около 40 млн. лет от турона до эоцена [1]. Мощность железорудных отложений в пределах месторождения составляет около 80 м. Осадочная толща состоит из песчаников, алевролитов, глин и гравелитов, с протяженными пластами и линзами железняков.

Хемогенные зёрна в составе железных руд характеризуются различными формами и внутренней структурой. Они классифицируются как ооиды, пелоиды, кортоиды (покрытые грани), интракласты и микроонкоиды. Основным распространением пользуются ооиды, которые представляют собой сферические (или слабо эллиптические) зёрна с размером в диаметре не более 0.5 мм и состоят из ядра или бесструктурного (микритового) центра и, покрывающего центральную часть, концентрически-зонального микрослоя (кортекса). В структуре ооидов часто присутствуют минеральные включения (фосфат и редкие другие) и микротрещины. Микротрещины имеют толщину от 0.5 до 18 мкм, часто развиваются с утонением от центральной части к периферии кортекса и заполняются гётитом с содержанием до 3% P₂O₅. Концентрическизональный микрослой ооидов и основная матрица пелоидов представлен минеральной смесью гетита (или гидрогётита) и бертьерина в различных пропорциях, что обеспечивает микроструктурную зональность. В редких случаях кортекс ооидов и пелоиды замещаются сидеритом. Интракласты – это фрагменты (обломки) железняков размером от 50 до 2000 мкм, сцементированные гетитом или глинистым микритом, которые не имеют следов переноса, что указывает на их накопление вблизи зоны первичной седиментации. Разновидностью интракластов являются «ботриоидальные» зёрна (или «ботриоиды»), которые характеризуются как округлые агрегаты, включающие в себя ранее сформированные ооиды (2 и более), связанные гётитовым цементом. Повышенная доля интракластов характерна для границ коньяк-сантон и палеоцен-эоцен в разрезе месторождения. Микроонкоиды – это сферические и эллиптические формы размером до 2 мм, которые имеют биоморфное внутреннее строение. Минеральная матрица микроонкоидов схожа с ооидами и пелоидами. При максимальных увеличениях в микроонкоидов фиксируются нанотрубчатые бактериоморфы (размер 100-2000 нм) и минерализованные микробные плёнки. Рамановские спектры этих форм показывают пики в диапазоне частот 1100-1700 см⁻¹, что указывает на следы липидов и углеводов. Также в микроонкоидах встречаются редкие нитчатые бактериоморфы длиной от 30 до 72 нм и шириной от 1 до 3 нм, которые могут соответствовать цианофагам. Также в структуре железняков отмечаются формы химического осаждения минералов в поровом пространстве – колломорфные и кристаллические агрегаты гётита.

Кортекс ооидов и пелоидов были проанализированы для геохимической характеристики основных железистых фаз. В относительно высоких концентрациях в кортексе ооидов и пелоидов присутствуют As и Zn (>170 ppm), в то время как Co, Cr, Cu, Ni и Pb фиксируются в более низких концентрациях (<200 ppm). В целом ооиды и пелоиды относительно обогащены As, Co, Ni, Zn, Pb, W, Cr и U и обеднены Cu, Sr, Zr, Hf и Ba по сравнению со средними содержаниям в земной коре [16]. При этом концентрации Bi и Th сопоставимы с кларками. Ооиды отличаются от пелоидов более высоким содержанием U, Th, Ni и Cr, в то время как пелоиды демонстрируют широкие вариации содержаний Cr, Bi, Th и U. Генетические геохимические отношения (a) (Ni+Co) и (As+Cu+Mo+Pb+V+Zn) и (б) Co/Zn и (Co+Ni+Cu) подтверждают гидротермальную природу железа для Бакчарского месторождения.

Органические остатки (биокласты) встречаются во многих интервалах осадочной толщи. Они характеризуются хорошо сохранившийся внутренней структурой минерализованных водорослей и тканей. В биокластах часто образуется сидерит в виде микроконкреций или кортоидов, которые также представлен в породах как цемент. Диаметр сидеритовых микроконкреций варьируется от 15 до 250 мкм. Органические остатки часто минерализуются пиритом, наиболее распространенной разновидностью которого являются фрамбоиды с диаметром менее 20 мкм. Пирротин и грейгит также встречаются в органических фрагментах. Микроглобули и сферулы (нанококковые бактериоморфы) распространены в железняках месторождения в виде пирита, вюрцита, барита и сульфидных конкреций. Диаметр глобулярных форм сульфидов железа и вюрцита колеблется от 40 до 800 нм. Фосфатные сферулы микронного размера, содержащие редкоземельные элементы (аутигенный монацит или рабдофан), встречаются в матрице ооидов и пелоидов, скопления которых иногда образуют отдельные концентры. В редких случаях в цементе железняков отмечается удлиненный вивианит (максимальная длина около 50 мкм).

Месторождения морских железняков Западной Сибири демонстрируют широкий спектр абиогенных минеральных форм со следами микробной активности в структуре микроонкоидов. Как адсорбция, так и бактериальные процессы контролировали морфологический, минералогический и химический состав железистых ооидов, пелоидов и микроонкоидов. Физикохимические условия поровой воды регулировали абиогенное образование ооидов и пелоидов путем адсорбции. В то время как бертьерин-гётитовый кортекс ооидов формировался в кислородной или субкислородной среде, редкие сидеритовые пластинки отражают аноксические условия. Микробное посредничество было возможно для аутигенного образования бертьерина и гётита (оба локально), пирита, сидерита, грейгита, пирротина, вюрцита, барита, сульфида As-Ni-Co-Fe и, вероятно, монацита (или рабдофана). Сидерит, пирит, реже грейгит или пирротин образуются исключительно в органических остатках. Гётит с высоким содержанием фосфора и бертьерин в составе микроонкоидов являются результатом деятельности железоредуцирующих бактерий. Раман-пики, показывающие липиды и углеводы, подтверждают бактериальное происхождение микроонкоидов. Наноразмерные бактериоморфы в микроонкоидах похожи на цианофаги, которые могли быть термофилами. Повышенная доля интракластов в основании ипатовской свиты, отмечающие границу коньяк-сантон, и в люлинворской свите, отмечающие границу палеоцена-эоцена, предполагают их распространение во время локальных тектонических событий. Подробная минералогия и спектроскопия железистых сфероидов, предполагает активность низкотемпературных сипов, которые приводили к накоплению осадков ооидовых железняков. Геохимические характеристики основных минеральных фаз поддерживают гидротермальный источник железа и других металлов для рассматриваемых рудных месторождений Западной Сибири.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00019.

Литература

1. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. 448 с.

2. Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Опыт историкогеографичекого анализа процесса осадкообразования // Труды ГИН АН СССР. Геологическая серия. 1947. № 22 (73). С. 261–267.

3. Bekker A., Planavsky N.J., Krapež B., Rasmussen B., Hofmann A., Slack J.F., Rouxel O.J., Konhauser K.O. 9.18 – Iron Formations: Their Origins and Implications for Ancient Seawater Chemistry 2014. P. 561–628.

4. Burkhalter R.M. Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains) // Sedimentology. 1995. № 1 (42). P. 57–74.

5. Chan M.A. Ormo J., Park A.J., Stich M., Souza-Egipsy V., Komatsu, G. Models of iron oxide concretion formation: field, numerical, and laboratory comparisons // Geofluids. 2007. № 3 (7). P. 356–368.

6. García-Hidalgo J.F., Elorza J., Gil-Gil J., Herrero J.M., Segura M. Evidence of synsedimentary microbial activity and iron deposition in ferruginous crusts of the Late Cenomanian Utrillas Formation (Iberian Basin, central Spain) // Sedimentary Geology. 2018. (364). P. 24–41.

7. Gehring A.U. The formation of goethitic ooids in condensed Jurassic deposits in northern Switzerland // Geological Society Special Publication. 1989. (46). P. 133–139.

8. James H.E., Houten F.B. Van Miocene goethitic and chamositic oolites, northeastern Colombia // Sedimentology. 1979. № 1 (26). P. 125–133.

9. Kimberley M.M. Debate about ironstone: has solute supply been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids? // Terra Nova. 1994. № 2 (6). P. 116–132.

10. Kimberley M.M. Origin of Oolitic Iron Formations // SEPM Journal of Sedimentary Research. 1979. № 1 (Vol. 49). P. 111–131.

11. Knox R.W.O. Chamosite Ooliths from the Winter Gill Ironstone (Jurassic) of Yorkshire, England // Journal of Sedimentary Research. 1970. № 4 (40). P. 1216–1225.

12. Maynard J.B. Geochemistry of oolitic iron ores, an electron microprobe study // Economic Geology. 1986. № 6 (81). P. 1473–1483.

13. Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia // Marine and Petroleum Geology. 2019. (100). P. 309–325.

14. Salama W., Aref M.M. El, Gaupp R. Mineral evolution and processes of ferruginous microbialite accretion - an example from the Middle Eocene stromatolitic and ooidal ironstones of the Bahariya Depression, Western Desert, Egypt // Geobiology. 2013. N 1 (11). P. 15–28.

15. Salama W., Aref M. El, Gaupp R. Spectroscopic characterization of iron ores formed in different geological environments using FTIR, XPS, Mössbauer spectroscopy and thermoanalyses // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2015. (136). P. 1816–1826.

16. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell: Oxford, 1985. 312 p.

17. Young T.P. Phanerozoic ironstones: an introduction and review // Geological Society, London, Special Publications. 1989. № 1 (46). P. 9–25.

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКАХ МЕТАЛЛОВ В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

M.A. Рудмин, Н.А. Калинина Томский политехнический университет, Томск, Россия, rudminma@tpu.ru, kalininatalia58@gmail.com

Речные месторождения железняков (channel ironstone deposit – CID) относятся к распространенному типу фанерозойских ооидовых железняков [8, 12, 15]. Среди них известны месторождения в районе Пилбара в Западной Австралии [13, 15] и в Тургайском районе Северного Казахстана [2–4]. Речные месторождения железняков – это богатые железом аллювиальные и реже озерные отложения, включающие осадочные породы от мелкозернистых алевролитов и аргиллитов до мелкозернистого гравия и валунных конгломератов. Образование известных месторождений ограничивается кайнозоем [11, 14, 15]. К наиболее близким современным аналогам относятся осадки дельты р. Махакам в Индонезии [5], озёр Малави и Чад в Восточной Африке [10, 18], озера Этив в Шотландии [16]. Генезис речных железняков (в Западной Австралии) описывается следующими моделями: непосредственное (прямое) осаждение в речных и озёрных водах [6], замещение обломков в русловых отложениях [7, 11], механическое накопление железорудных обломков подобное россыпям и преимущественно педогенное образование ооидов и пелоидов [13]. В тоже время происхождение плиоценовых железняков дельты р. Махакама в работе Майкла Кимберли [9] рассматривается как эксгаляционное.

Тургайский прогиб и Западно-Сибирская плита являются смежными геологическими структурами в пределах которых на протяжении мела и кайнозоя формировались разнотипные осадочные месторождения железа. Верхнемеловые морские и олигоценовые долинно-речные железняки распространены в пределах Тургайского прогиба [3]. Морские железняки также массово образовывались в верхнем меле вдоль восточного, юго-восточного и в меньшей степени западного обрамления Западно-Сибирской равнины. В аспекте выдвинутой [1, 17] флюиднолитогенной концепции генезиса морских железняков Западной Сибири справедливо оценить минералого-геохимическую специфику речных месторождений. Цель данной работы – исследование условий формирования континентальных железняков Тургайского прогиба с оценкой основных источников металлов на основе петрографических, минералогических и геохимических исследований.

Лисаковское месторождение располагается в Тургайском прогибе в Северном Казахстане и считается эталонным примером речных железняков. Тургайский прогиб представляет собой часть платформы, соединяющей Западно-Сибирскую и Туранскую плиты и расположенной между Уральской и Казахстанской складчатыми системами и в стратиграфическом отношении имеет уникальное строение, что связано со специфичным палеогеографическим положением. С аллювиальными отложениями среднего и верхнего олигоцена в пределах северной части прогиба накапливались залежи ооидовых железняков (Лисаковское, Кировское, Шиелинское, Талдыкское месторождения) [2–4].

В разрезе речных олигоценовых железняков Лисаковского месторождения (северная часть Тургайского прогиба) были выделены четыре основные хемогенные литофации и одна терригенная литофация. Железосодержащие минералы месторождения представлены зёрнами или цементом. Аутигенные зёрна (рис. 1) были классифицированы на ооиды, пелоиды, микроонкоиды и онкоиды, пизоиды и прото-ооиды согласно международной терминологии. Ооиды (рис. 1 А, F-I) имеют концентрически-зональное строение, выраженное в чередовании кольцевых зон с изменением отношений гидроокислы железа/филлосиликат железа и характеризуются размерами не более 2 мм диаметре. Центральная часть ооидов может быть «центром»/«соге» (рис. 1 А, F-G) или «ядром»/«писleus» (рис. 1 I) вокруг которых образуется кортекс («корка») состоящий из различных концентров (концентрических слоёв, кортикальных пластинок). Кварц, обломки ранее образованных ооидов и пелоидов, реже циркон могут быть ядром ооидов. Часто в ооидах фиксируются микро-трещины синерезиса (рис. 1 А, F-I), заполненные гётитом. Пелоиды (рис. 1 А) отличаются однородным или массивным внутреннем строением и размерами также не более 2 мм в диаметре. Микроонкоиды (рис. 1 В) и онкоиды имеют биоморфное внутреннее строение и отличаются размерами 0.2-2 мм и более 2 мм, соответственно. Интракласты состоят из обломков железняков неправильной формы (рис. 1 С), которые были размыты и перенесены в пределах одной фации или одной зоны седиментации. Пизоиды имеют размеры более 2 мм. Идиоморфные микрокристаллы гетита (рис. 1 D) и ботриоидные формы (рис. 1 E) образуются в пустотном пространстве.



Рис.1. СЭМ-изображения железистых зерен Лисаковского речного месторождения. (А) Ооид с микротрещинами синерезиса (красная стрелка) и пелоиды. (В) Вытянутый микроонкоид с прото-ооидами и обломочными зернами (Qz – кварц). (С) Прото-ооиды, кварц и интракласты, заключенные в цемент. (D) Кристаллы гетита в пустотах. (Е) Ботриоидные формы цемента. (F) Ооид с гётитовым центром (красный пунктирный контур) и микротрещинами синерезиса (стрелка). (G) Ооид с гётитовым центром и микротрещинами синерезиса. (H) Детальное изображение, показывающее включения редкоземельных фосфатов (LREE-ph) (яркие зёрна). (I) Ооид с ядром из кварца (красной стрелкой отмечена микротрещина синерезиса)

Пелоиды, микроонкоиды, прото-ооиды, кортекс и ядро ооидов в железняках Лисаковского месторождения состоят из смесей двух основных минеральных фаз, а именно гётита (гидрогётита) и филлосиликата (бертьерина). На ПЭМ снимках это выглядит как хаотичная смесь преобладающих изометричных и таблитчатых кристаллов гётита и, в меньшей доле, волокнистых кристаллов слоистых пакетов бертьерина. На картинах электронной дифракции бертьерин демонстрирует рефлексы ~7, 3.4, 2.5 и 1.6 Å, гётит – 4.2, 2.7, 2.5, 2.2 и 1.7 Å. Гётит характеризуется размером кристаллов от 4-6 до 50-60 нм в длину различной морфологии: призматические и длинно призматические, изометричные и реже игольчатые кристаллы. Бертьерин в ооидах представлен волокнистыми и чешуйчатыми кристаллами с межплоскостным расстоянием ~7 Å. Реже из *in situ* минералов в железняках Лисаковского месторождения фиксируются гидроксилапатит, барит, галенит, вюрцит, романешит, кальцит.

В результате полученных данных предлагается три стадии минералообразования. На первой стадии растворялся цемент и матрикс переносимых железняков, в то время как устойчивые ооиды и пелоиды сохраняли свою реликтовую форму. Ионы металлов высвобождались из нестабильного цемента и концентрировались в речной или поровой воде, в результате чего вновь осаждаемый матрикс обогащался этими металлами. Далее накопление континентальных железняков Тургайского прогиба включало раннее диагенетическое осаждение минеральных фаз (вторая стадия минералообразования), в том числе последующую цементацию (третья стадия минералообразования). Прото-ооиды, гидрогетитовый цемент и сульфидно-сульфатные минералы формировались вблизи обедненной кислородом зоны непосредственно под границей раздела вода-осадок. Микротрещины синерезиса в ооидах указывают на изменение условий седиментогенеза, происходящие на этой стадии. Соответственно, основная цементация железистых камней гетитом-лепидокрокитом и, реже, карбонатным цементом происходила во время раннего диагенеза в завершении накопления осадков месторождения, что привело к перекристаллизации первичных железистых минералов.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 20-77-00007.

Литература

1. Павлов Д.И. Связь осадочных месторождений железа и марганца с нефтегазоносными бассейнами // Геология рудных месторождений. 1989. (2). С. 80–91.

2. Слипченко Б.В. О двух генетических типах оолитовых железных руд Лисаковского месторождения (Северный Казахстан) // Геологический журнал. 1981. № 6 (41). С. 53–61.

3. Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья // Труды ГИН АН СССР. Геологическая серия. 1959. (20). С. 444.

4. Яницкий А.Л. Олигоценовые оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис / А.Л. Яницкий, Москва: АН СССР, 1960. 220 с.

5. Allen G.D., Laurier D., Thouvenin J. Etude sedimentologique du delta de la Mahakam // Compagnies Francoises des Petroles. Notes et Memoire. 1979. (15). P. 1–156.

6. Dalstra H.J., Gill T., Faragher A., Scott B., Kakebeeke V. Channel iron deposits, a major new district around the Caliwingina Creek, central Hamersley Ranges, Western Australia // Transactions of the Institutions of Mining and Metallurgy, Section B: Applied Earth Science. 2010. № 1 (119). P. 12–20.

7. Heim J.A., Vasconcelos P.M., Shuster D.L., Farley K.A., Broadbent G. Dating paleochannel iron ore by (U-Th)/He analysis of supergene goethite, Hamersley province, Australia // Geology. 2006. № 3 (34). C. 173–176.

8. Houten F.B. Van Review of cenozoic ooidal ironstones // Sedimentary Geology. 1992. № 1 (78). P. 101–110.

9. Kimberley M.M. Exhalative origins of iron formations // Ore Geology Reviews. 1989. No 1–2 (5). P. 13–145.

10. Lemoalle J., Dupont B. Iron-bearing Oolites and the Present Conditions of Iron Sedimentation in Lake Chad (Africa) Springer Berlin Heidelberg, 1973. P. 167–178.

11. Macphail M.K., Stone M.S. Age and palaeoenvironmental constraints on the genesis of the Yandi channel iron deposits, Marillana Formation, Pilbara, northwestern Australia // Australian Journal of Earth Sciences. 2004. No 4 (51). P. 497–520.

12. McGregor F., Ramanaidou E., Wells M. Phanerozoic ooidal ironstone deposits – generation of potential exploration targets // Applied Earth Science. 2010. № 1 (119). P. 60–64.

13. Morris R.C., Ramanaidou E.R. Genesis of the channel iron deposits (CID) of the Pilbara region, Western Australia // Australian Journal of Earth Sciences. 2007. № 5 (54). P. 733–756.

14. Ramanaidou E.R., Wells M.A. 13.13 – Sedimentary Hosted Iron Ores 2014. P. 313–355.

15. Ramanaidou E.R., Morris R.C., Horwitz R.C. Channel iron deposits of the Hamersley Province, Western Australia // Australian Journal of Earth Sciences. 2003. № 5 (50). P. 669–690.

16. Rohrlich V. Microstructure and microchemistry of iron ooliths // Mineralium Deposita. 1974. № 2 (9). P. 133–142.

17. Rudmin M., Banerjee S., Abdullayev E., Ruban A., Filimonenko E., Lyapina E., Kashapov R., Mazurov A. Ooidal ironstones in the Meso-Cenozoic sequences in western Siberia: assessment of formation processes and relationship with regional and global earth processes // Journal of Palaeogeography. 2020. $N \ge 1$ (9). P. 1–21.

18. Williams T.M., Owen R.B. Authigenesis of ferric oolites in superficial sediments from Lake Malawi, Central Africa // Chemical Geology. 1990. № 1–2 (89). P. 179–188.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ДОЛИНЫ р. МОЙЕРО И РАЗРЕЗА р. ОЛЕНЕК (ВОСТОК ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ)

А.А. Рясной

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Caнкт-Петербург, Россия, andrey_ryasnoy@vsegei.ru

Важнейшей проблемой поисков нефти и газа на территории Сибирской платформы является выявление и установление закономерностей распространения коллекторов, способных быть вместилищами крупных скоплений нефти и газа. В разрезе ордовикско-девонских отложений Тунгусской (по доверхнепалеозойским отложениям – Курейской) синеклизы выделены два потенциальных нефтегазоносных комплекса (НГК): ордовикско-лландоверийский и венлокско-среднедевонский [3]. Терригенные породы нижнего и среднего отделов ордовикской системы и карбонатные породы, отнесенные к нижнему и частично верхнему отделу силурийской системы, являются одними из литостратиграфических уровней развития породколлекторов в палеозойском разрезе северо-запада Сибирской платформы. Перспективы этих образований связаны с северной половиной Тунгусской синеклизы, где они перекрыты отложениями верхнего палеозоя и триаса [5].

Для характеристики коллекторских свойств пород изучены 42 анализа открытой пористости и проницаемости по гелию, а также пустотности методом жидкостенасыщения с учетом внешних каверн и трещин в % на объем образца. Интерпретация петрофизических данных осуществлялась с привлечением результатов самостоятельных литолого-петрографических исследований 194 шлифов. Коллекция образцов осадочных пород собрана в ходе полевых работ по созданию комплекта государственной геологической карты масштаба 1: 1000 000 листа Q-48 (Эконда).

В состав *ордовикско-лландоверийского НГК* на востоке синеклизы входят отложения от ирбуклинской (\mathcal{C}_3 - \mathcal{O}_1ir) и олдондинской (\mathcal{C}_3 - \mathcal{O}_1ol) до агидыйской ($\mathcal{S}_1^{-1}ag$) свит. В его составе выделяются потенциальный песчаный коллектор в разрезах кочаканской ($\mathcal{O}_{1-2}k\tilde{c}$) и мойеронской (\mathcal{O}_2mo) свит и среднеордовикско-лландоверийская мергельно-глинистая покрышка.

Переходные олдондинская (\mathcal{C}_3 .O₁ol) и ирбуклинская (\mathcal{C}_3 .O₁ir) свиты, обнажающиеся по рекам Асыя (левый приток р. Оленёк) и Мойеро соответственно, характеризуются следующими значениями коллекторских свойств – открытая пористость равна 0,17-6,43%, пустотность 0,84-7,72% соответственно; проницаемость до 0,22 мД. Сопоставление результатов оптикомикроскопических исследований и коллекторских свойств показало чёткую зависимость значений последних от структурных особенностей и вторичных преобразований карбонатных пород, слагающих вышеназванные свиты. Самые низкие значения открытой пористости, при нулевой проницаемости характерны для известняка микрокристаллического, неравномерно доломитизированного, алевритистого, тогда как максимальные значения, равные 6,43% и 0,22 мД соответственно, отмечены для известняка сгустково-комковатого, кавернозного. В сферолитовом кальцитизированном и сульфатизированном неравномерно пористом грейнстоуне открытая пористость 4,46%, проницаемость 0,01 мД.

В отношении степени доломитизации известняков ирбуклинской свиты, количеством и размерами пустотного пространства проявлена прямая взаимосвязь. Она выражена тем, что доломитизация как положительный фактор, влияющий на коллекторские свойства, будет ощутимо проявляться только тогда, когда породообразующий кальцит более чем на 70% замещается вторичным доломитом [2]. В известняках, где доломитовые ромбоэдры рассеянны, составляя от 10-15% до 30-40%, проявлены редкие, мелкие, изолированные поры, размером до 0,2 мм; в то время как в доломитах замещения, состоящих из агрегата ромбоэдрических и неправильно-ромбоэдрических кристаллов доломита, проявлены частые поры доломитизации и выщелачивания, размером от 0,16 до 4 мм.

Повышенные параметры пористости и проницаемости в составе кочаканской ($O_{1-2}k\dot{c}$) и мойеронской ($O_{2}mo$) свит, обнажающихся в среднем течении р. Мойеро связаны с появлением в их разрезе пачек песчаников. Кварцевые песчаники кочаканской свиты являются гранулярным коллектором в разрезе нижнего палеозоя исследуемой территории. Пористость и проницаемость их связана с межзерновым пустотным пространством и определяется особенностями состава и постседиментационных изменений. В песчаниках с вторичным регенерационным кварцевым и карбонатным цементами пористость составляет 7,60-9,09%, пустотность 8,11-9,24%, проницаемость 0,03-0,21 мД.

Вторичные цементы, возникают, прежде всего, при наличии свободных поровых пространств, большая часть которого в песчаниках была заполнена карбонатными минералами, но отмечаются поры выщелачивания карбонатного цемента, размером до 0,51-1 мм. Карбонатизация существенно сокращает, но не полностью ликвидирует межзерновое поровое пространство песчаников, тогда как выщелачивание карбонатного цемента способствует развитию вторичной пористости.

Наилучшими коллекторскими свойствами характеризуются песчаники среднемелкозернистые, мономиктовые, кварцевые с небольшим количеством карбонатно-слюдистого порового и контактового цемента (≈15%), слагающие маломощный интервал в разрезе верхов мойеронской свиты. Их открытая пористость равна 22,02%, проницаемость 197,23 мД. Пористость органогенно-обломочных перекристаллизованных известняков мойеронской свиты равна 1,75%, пустотность 2,32%.

В карбонатных отложениях нижнего ордовика (сохсолохская свита (O_1sh)), в среднем течении р. Верхняя Томба (правый приток р. Оленёк) значения открытой пористости составляют 4,02-8,48%, а в образце доломита среднего ордовика (сытыканская свита (O_2stk)) открытая пористость равна 14,22%, проницаемость 23,76 мД. Для трилобитово-мшанково-криноидных и детритово-мшанковых перекристаллизованных известняков джеромской свиты (O_3dj) верхнего ордовика долины р. Мойеро, открытая пористость составляет 0,55 и 2,77%, пустотность 1,09 и 3,09%, проницаемость 0,03 и 0,25 мД соответственно. Данные органогеннные известняки образованы плотным скоплением фаунистических остатков, сцементированных микромелкокристаллическим кальцитом.

Породы лландоверийского (мойероканская ($S_1^{1}mr$), байтахская и башенная ($S_1^{1}bt$ -bs), хаастырская ($S_1^{1}hs$) и агидыйская ($S_1^{1}ag$) свиты) и первой половины венлокского отделов характеризуются низкой открытой пористостью, равной 2-3%, что в совокупности с терригеннокарбонатным составом пород, позволяют отнести их к категории покрышек.

В состав *венлокско-среднедевонского* $H\Gamma K$ входят отложения от хакомской (S_1^2hk) до курейской (D_1kr) свит. Региональный венлокский коллектор представлен каркасными известняками хакомской свиты, экран – верхнесилурийско-среднедевонские отложения.

Количественные значения открытой пористости в известняках хакомской свиты (S_1^2hk) , являющихся потенциальным коллекторским уровнем в силурийском разрезе, достигают 4,73%, пустотности 5,43%. Пористость изменяется от 0,52 до 4,73%, пустотность от 0,91 до 5,43%, в среднем 2,38 и 2,88%, соответственно. Согласно оптико-микроскопическим исследованиям в породах хакомской свиты преобладают сгустково-комковатые известняки с межформенными порами и кавернами выщелачивания карбонатного цемента, размером от 0,22 до 2,61 мм. В сгустково-комковатых известняках фильтрационно-емкостные свойства определяются количеством посткрустификационного порового кальцитового цемента. При значительном его количестве пористость снижается от 2,84 до 0,52%, проницаемость от 0,02 до 0,004 мД. Отмечается развитие трещиноватости. Трещины выдержанные, открытые (раскрытостью 0,17-0,51 мм), участками расширенные за счет выщелачивания (?). Об оптимальной полезной ёмкости сгустково-комковатых известняков свидетельствует наличие в межформенном пространстве вторичного битуминозного вещества.

Вторым литотипом, характеризующимся согласно оптико-микроскопическим исследованиям наличием пор и каверн являются биоморфные известняки, сложенные скелетными постройками строматопороидей. Они перекристаллизованы и почти нацело сложены агрегатом мелкозернистых кристаллов кальцита. В них присутствуют кристаллы вторичных халцедона и кварца. В структуре строматопор проявлены внутриформенные поры и каверны унаследованного выщелачивания (?) размером от 0,17 до 1,08 и 3,5 мм, которые частично или полностью (мелкие пустоты) выполнены ксеноморфными и гипидиоморфными кристаллами и агрегатами кальцита, чем обусловлены невысокая пористость 4,14% и проницаемость 0,47 мД.

Одним из главных вторичных процессов, отрицательно влияющих на коллекторские свойства пород хакомской свиты наряду с уплотнением, является кальцитизация, интенсивность и неоднородность проявления которой определили сложное строение порового пространства. Пустоты сокращены за счет выделения в них новообразованного кальцита в виде крустификационных каемок и последующего частичного или полного выполнения остаточного пространстранства блочными кристаллами и агрегатами.

Существенное влияние на нефтегазоносность оказали процессы траппового магматизма, сопровождавшиеся внедрением как секущих, так и пластовых интрузий основного состава. Воздействие на потенциальные породы-коллекторы венлокского отдела интрузивных тел привело к мраморизации пород и ухудшению фильтрационно-емкостных свойств (открытая пористость – 1,79-2,36%; пустотность – 2,37-3,08%; проницаемость – 0,01-0,11 мД). Однако в связи с развитием трещин (раскрытостью 0,02-0,18 мм, участками расширенных до 1,43 мм) в контактово-измененных карбонатных породах при наличии экранирующих толщ возможно образование локальных резервуаров трещинного типа [4].

Известняки и доломиты замещения в составе янгадинской свиты (S_2^{1jn}) лудловского отдела имеют повышенные коллекторскими свойства: открытая пористость от 4,91 до 14,60%, проницаемость до 0,4 мД, в одном из образцов – 23,48 мД и могут рассматриваться в качестве пород-коллекторов совместно с хакомской свитой. Экраном являются сульфатно-карбонатные верхнесилурийские и нижнедевонские отложения.

Анализ корреляционных зависимостей между пористостью и проницаемостью показывает, что для пород всех стратиграфических подразделений рост пористости происходит соответственно увеличению проницаемости. К потенциальным карбонатным коллекторам могут быть отнесены породы хакомской и янгадинской свит, которые относятся к поровому, трещиннопоровому и трещинному типу коллекторов (классы V-VII) [1]. Песчаные отложения в составе кочаканской ($O_{1-2}k\check{c}$) и мойеронской (O_2mo) свит являются уровнями развития гранулярных терригенных коллекторов.

Литература

1. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ / К.И. Багринцева, А.Н. Дмитриевский, Р.А. Бочко. М., 2003. 264 с.

2. Гмид Л.П. Литологические аспекты изучения карбонатных пород-коллекторов // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2006. Т. 1. С. 1-23.

3. Зинченко В.Н. Региональные нефтегазоносные комплексы ордовика и силура запада Сибирской платформы // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы. Сб. научных трудов. Л., 1985. С. 129–137.

4. Конторович А.Э., Мельников Н.В., Старосельцев В.С., Хоменко А.В. Влияние интрузивных траппов на нефтегазоносность палеозойских отложений Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1987. №5. С. 14-20.

5. Старосельцев В.С., Дивина Т.А. Нефтегазоносность ордовикско-девонских отложений севера Курейской синеклизы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1165-1171.

ИНКУРСКОЕ ВОЛЬФРАМОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ДЖИДИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ): МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Т.И. Сажина, Л.Б. Дамдинова, Б.Б. Дамдинов Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, Skuratova.tatvana@list.ru

Джидинское рудное поле представляет собой пример крупного комплексного молибденвольфрамового оруденения с высокой концентрацией полезных элементов на сравнительно небольшой площади. Здесь расположены три крупных месторождения, которые являются крупнейшими в регионе и в стране источниками W и Mo. Это такие месторождения, как Первомайское молибденовое, Инкурское и Холтосонское вольфрамовые. Вольфрамовые и молибденовые месторождения, по мнению многих исследователей, находятся в тесной генетической связи с кислыми интрузиями и в первую очередь с гранитами и гранит-порфирами. Молибденовое и вольфрамовое оруденения Джидинского рудного поля генетически связаны с Гуджирской (Первомайской) интрузией гранит-порфиров, являющейся более молодой по сравнению с другими [1].

Объектом данного исследования является Инкурское штокверковое W месторождение. Для выявления генезиса и условий формирования месторождения были проведены детальные минералого-петрографические и термобарогеохимические исследования рудного штокверка.

Инкурский вольфрамовый штокверк расположен в центральной части Джидинского рудного поля. Он занимает промежуточное положение между Первомайским молибденовым штокверком и основной группой жил Холтосонского жильного вольфрамового месторождения. Оруденение представляет собой густую сеть многочисленных рудных кварцевых и кварцполевошпатовых прожилков, которые сформировались путем заполнения трещин и сопровождаются околопрожилковой березитизацией вмещающих диоритов [2, 3].

Петрографическими и микроаналитическими методами исследования установлен минеральный состав рудных прожилков. Главным рудным минералом является гюбнерит с содержанием Mn до 17,5 мас.%. Второстепенные минералы представлены различными сульфидами, сульфосолями, а также теллуриды и оксиды. В качестве вторичных минералов присутствуют ковеллин и англезит. На основе детальных минералого-петрографических исследований составлена следующая последовательность минералообразования (рис. 1).

Минералы	Ранняя — Поздняя
Кварц	
Флюорит	
Мусковит	
Гюбнерит	
Шеелит	
Пирит	
Сфалерит	
Халькопирит	
Галенит	
Тетраэдрит	
Айкинит	
Молибденит	—
Касситерит	—
Гессит	—
Ковеллин	—
Англезит	—
Берилл	—

Рис. 1. Последовательность минералобразования в рудных прожилках Инкурского штокверка

Установлены следующие особенности химического состава минералов. В галените обнаружены необычно высокие содержания Ag до 6.69 мас.% и Bi до 6.69 мас.%. Блеклая руда представлена тетраэдритом (среднее содержание Sb – 20.65 мас.%, As – 5.64 мас.%). Кроме того, в его составе присутствуют (мас.%): Fe (0.62), Zn (7.30), Ag (0.74), в некоторых зернах обнаружены примеси Bi (до 1.59 мас.%). Сфалерит – практически не содержит Fe, в качестве примеси установлен лишь Cd (0.49 – 0.96 мас.%).

Термобарогеохимические исследования. Данные об условиях формирования и составе рудообразующих растворов вольфрамового оруденения Инкурского месторождения получены в результате изучения флюидных включений (ФВ) из кварца, флюорита и гюбнерита, а также мусковита из кварц-гюбнеритовых прожилков. В этих минералах найдены включения с наиболее пригодными размерами для изучения методами термометрии и криометрии. В зернах кварца, как правило, доминируют вторичные включения, которые залечивают многочисленные трещины. Очень редко в кварце встречаются отдельные первичные двухфазовые включения (жидкость+газ) размером 10-25 мкм или группы первичных включений, удаленные от залеченных трещин и шлейфов вторичных включений.

В редких зернах флюорита также обнаружены первичные ФВ, как правило, одиночные (~15–25 мкм), которые часто (кроме газовой фазы и водного раствора) содержат очень мелкую темную фазу неизвестного состава. Кроме этого, в кристаллах гюбнерита отмечаются многочисленные включения, как правило, газовые. В некоторых зернах обнаружены очень редкие одиночные двухфазовые (жидкость + газ) включения небольших размеров (~7–12 мкм). В мусковите найдены единичные группы очень мелких двухфазовых (жидкость + газ) ФВ, похожих на первичные, размером ≤10 мкм. Результаты изучения ФВ представлены в таблице 1.

Минерал- хозяин	T _r	Т _{пл льда}	Т _{эвт} °С	Т _{пл тв фаз}	Соленость экв. NaCl мас. % [4]	Тип солевой систе- мы (Борисенко, 1977)
Кварц	≥19 343	4.210.6	-525049.2 (-23.423 -ускор. таяния льда)		6.7-14.6	CaCl ₂ -MgCl ₂ -H ₂ O CaCl ₂ -KCl-H ₂ O CaCl-H ₂ O NaCl-KCl-H ₂ O
Флюорит	≥195 265	73.8	-5549 (-2423.2 -ускор. таяния льда)	184 187	6.2-10.5	CaCl ₂ -NaCl-H ₂ O CaCl-H ₂ O NaCl-KCl-H ₂ O
Гюбнерит	≥245… 278	3.23.1	-21?		5.1-5.3	
Мусковит	≥167… 202	3.5	?		5.7	

Таблица 1. Общая таблица результатов микротермометрических исследований флюидных включений в минералах Инкурского месторождения

Примечание. *T*² – температура гомогенизации, *Tnл льда* – температура плавления льда, *Тэвт* – температура эвтектики, *Tnл mв фаз* – температура плавления твердых фаз; пустая клетка – параметр не определен.

Почти все включения относятся к ФВ гомогенного захвата, как правило, для них характерно отсутствие твердых фаз за исключением зерен флюорита. Интервал температур гомогенизации изученных первичных включений в жильном кварце из кварцгюбнеритовых прожилков варьирует от 343 до 195 °C. Температуры эвтектики в большинстве включений из кварца меняются от ~-52 до -49,2 °C, следовательно, главные солевые системы представлены: CaCl2-MgCl2-H2O, CaCl2-KCl-H2O и CaCl-H2O. В некоторых включениях отмечается ускорение таяния льда в диапазоне температур ~-23,4...-23 °C, что может свидетельствовать о примесях NaCl-KCl-H2O. Температуры плавления льда – -4,2... -10,6 °C, соответственно, соленость менялась в диапазоне ~6,7–14,6 мас. % экв. NaCl.

Гомогенизация ФВ из зерен флюорита происходила при относительно более низких температурах 195...265 °C. Растворение мелких твердых фаз наблюдалось при температурах 184–187 °C. Температуры эвтектики близки с температурами ФВ из кварца ~-55... -49 °C с ускорением таяния льда при ~-24...-23,2 °C, соответственно, главные солевые системы те же: CaCl2-NaCl-H2O, CaCl-H2O и NaCl-KCl-H2O. Интервал температур гомогенизации ФВ из гюбнерита, определенный по нескольким включениям, более узок – 245...278 °C. Из-за небольших размеров только в двух ФВ. удалось определить температуры плавления льда ~-3,2...-3,1 °C, что соответствует солености ~5,1–5,3 мас. % экв. NaCl. Кроме этого, в двух включениях из мусковита удалось определить температуры гомогенизации 167 и 202 °C, а также приблизительно оценить соленость ~5,7 мас. % экв. NaCl.

В единичных зернах кварца в пределах одной зоны роста зерна обнаружены очень мелкие (≤2–4 мкм) первичные сингенетичные существенно-водные и существенно-газовые включения. В связи с очень мелкими размерами таких включений получить достоверные данные не удалось. Присутствие таких ФВ свидетельствует о редких периодах гетерогенизации (вскипания) рудообразующего раствора.

Таким образом, главным рудным минералом Инкурского месторождения является гюбнерит. В качестве второстепенных и редких присутствуют следующие минеральные виды: сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, ковеллин), сульфосоли (айкинит, тетраэдрит), теллуриды (гессит), оксиды (касситерит) и розенбергит(?). Главный жильный минерал представлен кварцем. В роли вторичных минералов присутствуют ковеллин и англезит. Установлена последовательность отложения минералов в рудных прожилках. Минералогические исследования позволили качественно оценить химический состав рудообразующих растворов, где присутствовали кремний, калий, алюминий, фтор, кальций, вольфрам, марганец, сера, железо, медь, свинец, цинк, висмут, бериллий, олово, серебро, теллур, молибден.

Распределение температур гомогенизации предполагает наличие двух стадий минералообразования – высокотемпературной (≥300 °С), где отлагался ранний кварц, и низкотемпературной (≥200–300 °С), где происходило отложение позднего кварца, гюбнерита и флюорита. Отложение минералов в прожилках шло с понижением температуры из относительно слабосоленых гомогенных растворов (с соленостью ~5,7–14,6 масс. % эквивалента хлорида натрия) с редкими периодами гетерогенизации. В газовой фазе включений идентифицированы углекислый газ и азот.

В солевом составе растворов присутствуют хлориды кальция с примесями хлоридов натрия, калия и магния. Наличие в рудах минералов, богатых фтором (флюорит, мусковит, топаз, розенбергит(?)), свидетельствует о том, что в растворах кроме хлоридов присутствовали и фториды. Главным фактором осаждения гюбнерита из гидротермальных растворов является снижение температуры, обусловленное остыванием растворов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-45-030002 р а).

Литература

1. Тентилов С.С. Подсчет запасов руд Инкурского вольфрамового штокверка. гор. Городок: Трест Востсибцветметразведка. 1967.

2. Ходанович П.Ю., Смирнова О.К. Вольфрамоносные березиты и локальный прогноз оруденения. Новосибирск. Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 208 с.

3. Ходанович П.Ю. Месторождения Забайкалья. Чита. М. 1995. Т. І. Кн. 1. С. 149-163.

НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ГРАНИТОИДОВ ХРЕБТОВ СЕВЕРНОЕ И ЮЖНОЕ ЯМАТО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

К.В. Саладьев¹, Т.С. Якимов², И.В. Гончарова¹, У.В. Величко^{1, 2}

¹Дальневосточный Федеральный Университет, Владивосток, Россия, k.saladiev@yandex.ru ²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

Гранитоидные породы широко распространены в центральной части дна Японского моря и слагают большую часть хребта Ямато, играя важную роль в строении подводной возвышенности характеризующихся "субконтинентальным" типом коры. Эти породы слагают крупные тела, протягивающиеся на десятки и сотни километров [1]. В работе приведены данные по распределению редкоземельных элементов гранитоидов хребтов Северное и Южное Ямато, что позволило выделить несколько генетических типов.

Определение содержаний редких и рассеянных элементов (Li, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Cs, Ba, P3Э, Hf, Pb, Bi, Th, U) в образцах выполнено в Институте геологии и геохимии УрО РАН методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре NexION 300S (аналитики — Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко) в соответствии с процедурой, изложенной в [2]. Микроволновое разложение проб осуществлялось смесью кислот HCl + HNO3 + HF с использованием системы Berghof Speedwave MWS 3+. Точность определения элементов контролировалась с помощью сертифицированных образцов базальта BCR-2 и андезита AGV-2 (USGS). Пределы обнаружения редких, редкоземельных и высокозарядных элементов составляли от 0,005 до 0,1 г/т при точности анализа 2–7 отн. %.

Возвышенность Ямато делится на Северное и Южное, в свою очередь по нормированным РЗЭ [4] они также подразделяются на 2 типа. Северное Ямато: 1 тип роговообманковые и роговообманково-биотитовые граниты (рис. 1)∑(REEn)=77.22-153.21, REE(Lun/Lan)=0.024-0.073, ярко выраженная положительная европиевая аномалия Eu/Eu*=1.39-2.17; 2 тип биотитовые граниты (рис. 2) ∑(REEn)=103.04-433.92, REE(Lun/Lan)=0.032-0.357, слабо выраженная европиевая аномалия Eu/Eu*=0.90-1.39.



Рис. 1 Диаграмма распределения РЗЭ 1 типа пород Северного Ямато

Южное на 2 типа: 1 плагиограниты (рис. 3) \sum (REEn)=158.04-317.72, REE(Lun/Lan)=0.039-0.055, ярко выраженная отрицательная аномалия Eu/Eu*=0.57-0.578; 2 гранодиориты, монцоциты и кварцевые диориты (рис. 3) \sum (REEn)=287.99-508.16, REE(Lun/Lan)=0.031-0.35, слабовыраженная европиевая аномалия Eu/Eu*=0.97-1.12.



Рис. 2 Диаграмма распределения РЗЭ 2 типа пород Северного Ямато



Рис. 3 Диаграмма распределения РЗЭ 2-х типов пород Южного Ямато



Рис. 4. Spider - диаграмма распределения

Характер графиков ассиметричный с преобладанием LREE над HREE. Как видно из приведенных данных европиевая отрицательная аномалия плагиогранитов Южного Ямато наиболее ярко выражена, чем остальные 3 типа пород, что характерно для верхней континентальной коры. Роговообманковые и роговообманково-биотитовые граниты имеют положительную европиевую аномалию, что свидетельствует о нижнекоровом, мантийном источнике, также отмечается минимум по Y, что может говорить о наличии граната в рестите (рис. 4). Гранодиориты, кварцевые диориты и монцониты имеют синергичный график распределения РЗЭ, что указывает на единый источник и, возможно, образование пород происходило в результате дифференциации андезитовых магм (рис. 3) [1]. На диаграммах Дж. Пирса [3] Y+Nb-Rb и Y-Nb все точки пород попадают в поле островодужных гранитов и островодужных + синколлизионных гранитов.

Микроэлементный ИСП-МС анализ проводился в ЦКП УрО РАН "Геоаналитик" в рамках темы №АААА-А18-118053090045–8 государственного задания ИГГ УрО РАН. Авторы выражают благодарность коллективу ЦКП УрО РАН "Геоаналитик".

Литература

1. Леликов Е. П, Маляренко А. Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана // Владивосток, Дальнаука, 1994. 268 с.

2. Чащин В.В., Петров С.В., Киселева Д.В., Савченко Е.Э. Платиноносность и условия образования сульфидного ЭПГ-Си–Ni месторождения НЮД-II Мончегорского плутона, Кольский полуостров, Россия // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 2. С. 99–131.

3. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

4. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications. 1989. 42. P. 313–345.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЕЛЬТЫ р. СЕЛЕНГИ

Д.П.-Д. Санжиева^{1,2}, Ц.А. Тубанов^{1,2}, П.А. Предеин^{1,2}, А.А. Добрынина^{1,3} ¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, sanzhieva@ginst.ru ²Бурятский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Улан-Удэ, Россия ³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Район дельты р. Селенги (Центральный Байкал) является одним из наиболее изученных районов Байкальской рифтовой зоны [10, 7, 2] с высокой сейсмической активностью, подтверждающейся как историческими событиями (Цаганское 12.01.1862 г. с M~7.5, Байкальское 26.11.1903 г. с M~6.7 землетрясения [8]), так и сильными землетрясениями за инструментальный период наблюдений (Среднебайкалькое 29.08.1959 г. M_{LH} 6.8, землетрясение 23.05.1970 г. с M_L 5.5, Кударинское 09.12.2020 г. с M_W 5.5) [11, 8].

Сейсмический момент землетрясения имеет ясную геомеханическую интерпретацию (в противоположность магнитудным оценкам) и не теряет смысла в ближней зоне (в отличие от сейсмической энергии) [9], поэтому вместе с моментной магнитудой является наилучшей характеристикой энергии очагового излучения.

Ранее очаговые параметры байкальских землетрясений [3, 4, 5] оценивались преимущественно по записям короткопериодных сейсмостанций. Развитие в регионе сети широкополосных наблюдений [6] позволяет выйти на новый уровень исследования, данные которого можно будет использовать для разработки региональной магнитудной шкалы землетрясений в терминах моментных магнитуд [1].

Проведен расчет и анализ амплитудных спектров прямых P- и S-волн. При расчете спектров вносились поправки на геометрическое расхождение и неупругое затухание волн в среде. Апробированы различные варианты расчета сейсмического момента с использованием программирования в среде Matlab и Python. Нами были определены очаговые параметры (сейсмический момент M_0 , моментная магнитуда M_w и др.) для почти полутора тысяч землетрясений за период с 2001 по 2014 г. с $K_P \ge 5$. Проведено уточнение регионального типового соотношения $M_W - K_P$ (или $M_W - M_L$), которое необходимо для формирования каталога землетрясений с возможностью сравнения очаговых параметров землетрясений Байкальской рифтовой зоны с другими регионами мира.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственных заданий проектов № 075-01304-20, АААА-А21-121011890033-1), с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Литература

1. Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Гусева Е.М., Павлов В.М., Скоркина А.А. Массовое определение моментных магнитуд Мw и установление связи между Мw и ML для умеренных и слабых Камчатских землетрясений // Физика земли. 2018. № 1. С. 37-51.

2. Голенецкий С.И., Ружич В.В., Дреннова Г.Ф., Емельянова И.А. Ощутимые и сильные землетрясения района дельты реки Селенги и толчок 13 июля 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5. С. 215-223.

3. Данциг Л.Г., Дергачев А.А. Особенности характеристик очагов слабых землетрясений Прибайкалья // Сейсмичность Байкальского рифта: прогностические аспекты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 17-22.

4. Добрынина А.А. Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. 2009. № 12. С. 60-75.

5. Дреннов А.Ф., Джурик В.И., Серебренников С.П., Брыжак Е.В., Дреннова Н.Н. Основные параметры спектров ускорений при землетрясениях с М ≥ 5 для Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 5. С. 984-994.

6. Кобелева Е.А., Гилёва Н.А., Хамидулина О.А., Радзиминович Я.Б., Тубанов Ц.А. Результаты сейсмического мониторинга различных регионов России. Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения России в 2019 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2021. С. 45-51.

7. Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А., Буддо В.Ю., Ларкин Г.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Ружич В.В., Вонг Х.К., Дельво Д., Колман С. Активная тектоника Байкальской впадины // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. №10. С.154-163.

8. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 536 с.

9. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.

10. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Под ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.

11. Солоненко В.П., Тресков А.А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 года. Иркутск: Иркутское кн. изд-во, 1960. 36 с.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АРХЕОЦИАТ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

М.С. Скрипников, Л.И. Ветлужских Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, m1skr@ya.ru

Кембрийский период – один из ключевых эпизодов в развитии органического мира Земли, с которым связано становление, развитие и расселение скелетных организмов. Центром диверсификации фауны на рубеже протерозоя и фанерозоя явилась Сибирская платформа, эпиконтинентальный бассейн которой был изолирован от Палеоазиатского океана органогенной полосой [8], в сооружении которой принимали участие водоросли и археоциаты – одна из важнейших руководящих групп нижнего кембрия. Данные организмы широко используются при межрегиональной корреляции осадочных отложений, а палеонтологически охарактеризованные разрезы Сибирской платформы претендуют на роль стандарта Международной стратиграфической шкалы (МСШ) [4].

Археоциаты - достаточно хорошо изученная группа органических остатков. С середины прошлого столетия советскими (позднее российскими) и зарубежными палеонтологами был сделан большой шаг в понимании морфологии, эволюционного развития и положения в животном царстве этой скелетной фауны, показанный в ряде публикаций. Наиболее значимыми в этом ряду являются работа А.Ю. Розанова [10], касающаяся морфологического развития археоциат, а также совместная работа Ф. Дебренн, А.Ю. Журавлева и А.Ю. Розанова [7], в которой суммируется большой накопленный палеонтологический материал, разработана морфология, систематика и затронуты аспекты палеогеографии,

С атдабанского века археоциаты уже известны в нижнекембрийских отложениях складчатого обрамления Сибирской платформы [13, 14] – в Алтае-Саянской области, Забайкалье, Дальнем Востоке. Первые находки известняков с археоциатами в Западном Забайкалье были сделаны в первой половине ХХ в. А.Ф. Колесовым по р. Левая Олдында, позднее – С.Н. Коровиным по кл. Ульдзуйтуй [2, 9], что позволило судить о морском осадконакоплении и расширить площадь выделяемых в районе кембрийских отложений. Археоциаты в Саяно-Байкальском регионе изучались А.Г. Вологдиным, И.Т. Журавлевой, А.Ю. Розановым, Д.В. Осадчей, М.М. Язмир. На основе изучения комплексов археоциат Б.А. Далматовым и М.М. Язмир была разработана биостратиграфическая схема нижнепалеозойских отложений, включающая в себя четыре горизонта с местными названиями [12].

Наиболее обширные комплексы археоциат приурочены к олдындинской свите (\mathbf{C}_1 ol), развитой в южной части Витимского плоскогорья, которая представлена органогенными известняками, вулканическими породами кислого и среднего составов. Свита является составляющей частью выделяемой ныне Удино-Витимской островодужной системы [5, 6].

В истории развития «правильных» археоциат исследователи выделяют 4 этапа [10]. **Первый этап** – этап становления, с использованием простой пористости скелета, **второй** – период широкого развития с появлением сложных морфологических элементов, **третий** – появление новых элементов, за счет перекомбинации уже имеющихся, **четвертый** – резкое сокращение разнообразия, приуроченное к середине ботомского века, с последующим доживанием некоторых таксонов, и полному вымиранию в конце тойона [1, 15]. Выделенные на основе изучения комплексов археоциат стратотипических разрезов Сибирской платформы, данные этапы положены в основу ярусного деления нижнего кембрия [10], как знаковые эпохи эволюционного развития группы.

В результате работ Биостратиграфического отряда лаборатории геодинамики в 2015 и 2017 гг. были пройдены дополнительные маршруты с отбором археоциатовых известняков олдындинской свиты в долине руч. Ульдзутуй. Помимо этого, были изучены коллекции палеонтологических шлифов Л.И. Ветлужских (2004 г., руч. Хулудый), что позволило расширить фаунистическую характеристику свиты и показать этапность развития фауны в районе исследования.
Первые археоциаты, появившиеся в Удино-Витимском палеобассейне, характерны для позднего атдабана и незначительны по таксономическому разнообразию, представленные редкими *Protopharetra*, *Shiveligocyathus*, *Nochoroicyathus*, *Loculicyathus*. Развиты простые в своей морфологии признаки скелета, такие как: простая пористость внутренней и наружной стенок, септы с простыми порами, каналы внутренней стенки и др.

Для раннего ботома характерно широкое развитие таксонов археоциат, комплекс которых коррелируется с санаштыкгольским, и соответствующий зоне *Clathricoscinus* унифицированной стратиграфической схемы Алтае-Саянской области. На этом этапе, богатом на биологическое разнообразие, появляется дополнительная оболочка наружной стенки (претиозоциатосовая и ербоциатосовая), псевдорешетчатая наружная стенка, простые и бугорчатые тумулы, элементы внутренней стенки – чешуи, кольца, козырьки, стремевидные каналы и др. Широко развитие в это время получили одностенные археоциаты *Archeolynthus, Tumuliolynthus, Fransuasaecyathus*, и им сопутствующие обильные крибрициаты, отмечаемые в сопредельных регионах [11].

В среднеботомское время таксономическое разнообразие сокращается, в подчиненном положении оказываются *Formosocyathus, Compositocyathus, Irinaecyathus, Tennericyathus.* Большое распространение отмечается у низкомодульных форм археоциат - *Protopharetra, Nochoroicyathus, Rotundocyathus, Dyctiocyathus,* что связано с палеоэкологическими условиями их существования. Очень редки *Archaeolynthus* и полностью отсутствуют *Fransuasaecyathus.* Та же самая ситуация характерна для археоциатовых сообществ Приморья [3], где карбонатное осадконакопление, также как и в Удино-Витимском палеобассейне, совпадало с активным вулканизмом. Вероятнее всего, что рост органогенных построек происходил в момент перерывов вулканической деятельности, который имел место быть в позднем атдабане-раннем ботоме. Об этом говорит планомерное развитие фауны, которое показал А.Ю. Розанов [10], но достаточно короткое по времени. Фактически, яркий расцвет кембрийского сообщества в Удино-Витимском палеобассейне имел место быть в пределах одного яруса нижнекембрийской системы.

Отложения тойонского яруса в пределах юга Витимского плоскогорья на данный момент неизвестны.

Из всего выше сказанного можно сделать вывод, что становление археоциатовой фауны в центральной части Западного Забайкалья происходило в позднем атдабане, отчасти в раннем ботоме, эпизоды расцвета и «остаточного распределения» пришлись на первую половину ботомского века.

Литература

1. Алексеев А.С., Дмитриев В.Ю., Пономаренко А.Г. Эволюция таксономического разнообразия. М.: ГЕОС, 2001. 126 с.

2. Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М: Наука, 1969. 207 с.

3. Беляева Г.В. Особенности морфологической эволюции археоциат Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14, №2. С. 62-68.

4. Варламов А.И., Розанов А.Ю., Демиденко Ю.Е, Карлова Г.А., Пак К.Л., Пархаев П.Ю., Скорлотова Н.А., Хоментовский В.В., Шабанов Ю.Я. Проект кембрийской части Общей стратиграфической шкалы России. Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства: сб. статей Всероссийской конференции. М.: Геологический институт РАН, 2013. С. 79-87.

5. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. №1. С. 53-70.

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

7. Дебренн Ф., Журавлев А.Ю., Розанов А.Ю. Правильные археоциаты. М.: Наука, 1989. 198 с.

8. Журавлева, И.Т. Сахайская органогенная полоса // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Вопросы экостратиграфии. М.: Наука, 1979. С. 128-155.

9. Постников А.А., Журавлева И.Т., Терлеев А.А. Стратиграфия кембрийских отложений Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №3. С. 608-619.

10. Розанов А.Ю. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия. М.: Наука, 1973. 164 с.

11. Сундуков В.М., Журавлев А.Ю. Первая находка крибрициат в нижнем кембрии Сибирской платформы // Палеонтологический журнал. 1989. №3. С.101-102.

12. Язмир М.М., Даламтов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР: Палеозой. М.: Недра, 1975. 184 с.

13. Debrenne F., Maidanskaya I.D., Zhuravlev A.Yu. Faunal migrations of archaeocyaths and Early Cambrian plate dynamics // Bulletin de la Société géologique de France. 1999. N. 170. P. 189-194.

14. Zhuravlev A.Yu. Evolution of archaeocyaths and palaeobiogeography of the Early Cambrian // Geological Magazine. 1986. Vol. 123. P. 377-385.

15. Zhuravlev A.Yu., Wood R.A. Anoxia as the cause of the mid-Early Cambrian (Botomian) extinction event // Geology. 1996. Vol. 24. N. 4. P. 311-314.

ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛА САМОИЗЛИВАЮЩИХСЯ СКВАЖИН МЕРКЕНСКОГО РАЙОНА ДЛЯ РАЗВИТИЯ СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА

С.Р. Тажиев

Институт гидрогеологии и геоэкологии им. У. М. Ахмедсафина, г. Алматы, Республика Казахстан, sula tashiev@mail.ru

Современный этап развития Республики Казахстан характеризуется возрастанием роли подземных вод в сельском хозяйстве, как составного элемента государственной Программы развития регионов. На территории Жамбылской области большое количество месторождении подземных вод было разведано в советское время для развития сельского хозяйства.

По Меркенскому району было разведано два месторождения подземных вод для орошения земель (Меркенское и Аспаринское). В декабре 2016 г. по Меркенскому месторождению подземных была закончена разведка с целью переоценки запасов подземных вод.

По данным раннее выполненных работ на исследуемой территории было исследовано 189 самоизливающихся скважин (2010 г.) и 86 самоизливающихся скважин (2003 г.). Оценка потенциала самоизливающихся скважин Меркенского района для развития сельского хозяйства была проведена в мае 2021 г. по 169 обследованным скважинам в 12 сельских округах из 14 имеющихся в районе.

Выявлено 125 самоизливающихся скважин; в 18 скважинах уровень грунтовых вод находится ниже дневной поверхности на 0,1-10 м; в 22 скважинах ствол скважин забит камнями и посторонним материалом; в 4 скважинах установлен погружной насос. Из 125 самоизливающихся скважин 58 имеют дебит выше 10 дм³/с. Карта-схема с их расположением представлена на рисунке 1. Сведения о производительности скважин и административной приуроченности сведены в таблице 1.



Рис. 1. Карта-схема фактического материала Меркенского района с расположением 58 самоизливающихся скважин

По данным областного управления сельского хозяйства Жамбылской области на территории Меркенского района в 2020 г. было посеяно 103 540 га, в том числе:

```
зерновые и бобовые (пшеница, ячмень, кукуруза на зерно) - 56 703 га;
масличные культуры (сафлор и прочие масличные культуры) - 5 700 га;
сахарная свекла - 2 020 га;
картофель - 1 050 га;
овощные и бахчевые культуры - 2 730 га;
кормовые культуры (кукуруза на силос, многолетние травы) - 35 300 га;
малина, клубника - 37 га.
```

Общая нумерация скважин	Приуроченность скважин	Суммарный дебит, дм ³ /с								
Ойталский с/о										
1-11	177									
Суратский с/о										
12	12 самоизливающаяся скважина									
	Сарымолдаевский с/о	·								
13	самоизливающаяся скважина	10								
	Жанатоганский с/о									
14-19	14-19 самоизливающиеся скважины									
	Андас батырский с/о									
20-26, 28-32	6, 28-32 самоизливающиеся скважины									
27	27 самоизливающаяся скважина (теплая)									
Кенесский с/о										
33, 35-47	самоизливающиеся скважины	220								
34	34 самоизливающаяся скважина (теплая)									
	Аспаринский с/о									
48	самоизливающаяся скважина	25								
Т. Рыскуловский с/о										
49-51	49-51 самоизливающая скважина 35									
Акерменский с/о										
52-58	самоизливающиеся скважины	115								
Ит	ого: 1007 дм³/с, из них 40 дм³/с теплая вода со скважин №Л	@27, 30								

Таблица 1. Данные 58 скважин обладают наибольшим потенциалом для развития сельского хозяйства в Меркенском районе

По данным Жамбылского филиала РГП на ПХВ «Казводхоз» Комитета по водным ресурсам Министерства экологии, геологии и природных ресурсов Республики Казахстан на 2021 г. по Меркенскому району приняты следующие оросительные нормы за весь период вегетации, который составляет 5 мес. (150 дней):

многолетняя трава – 6 300 м³/га; садовые культуры– 5 800 м³/га; сахарная свекла– 5350 м³/га; овощи– 5 300 м³/га; лук– 8 500 м³/га; кукуруза на зерно– 4 300 м³/га; картофель– 4 250 м³/га; подсолнечник– 3 600 м³/га; соя– 3 800 м³/га; кукуруза на силос– 3 400 м³/га; бахчевые культуры– 2950 м³/га; яровая зерновая культура-2 800 м³/га; озимая пшеница – 2 350 м³/га.

Средняя оросительная норма за весь период вегетации по всем сельскохозяйственным культурам Меркенского района составляет 4 515 м³/га.

Дебит 58 самоизливающихся скважин района составляет 1007 дм³/с или 13 050 720 м³ за вегетационный период. Учитывая среднюю оросительную норму за счет самоизливающихся скважин, есть возможность обеспечить полив сельскохозяйственных культур дополнительно на 2891 га.

Текущее состояние отдельных самоизливающихся скважин дебитом выше 10 дм³/с представлено на рисунке 2.

Практический интерес для района представляет восстановление 22 засоренных скважин. Предварительная оценка стоимости восстановительных работ приведена ниже.

При средней глубине скважин 250 м, суммарный метраж для очистки оценивается в 5 500 м. По данным ТОО «ГИСС» стоимость очистки 1 пог. м ствола скважины составляет 50%

от стоимости бурения, т. е. при стоимости бурения 1 пог. м в 70 000 тенге стоимость очистки 1 пог. м составит 35 000 тенге. Общая стоимость самой очистки 22 скважин оценивается в 192,5 млн. тенге. Перегон техники на участок работ и с участка, а также переезд внутри участ-ков работ достигает 800 км. Стоимость перегона бурового отряда 2 550 тенге на 1 км. Общая сумма затрат на перегон составит 2,040 млн. тенге. Суммарные затраты на восстановление 22 скважин оцениваются в 194,54 млн. тенге.



Рис. 2. Состояние отдельных самоизливающихся скважин

Примечание: Коммерческое предложение №21б от 24 июня 2021 г очистку скважин от ТОО «ГИСС»; данные областного управления сельского хозяйства Жамбылской области, Жамбылского филиала РГП на ПХВ «Казводхоз» Комитета по водным ресурсам Министерства экологии, геологии и природных ресурсов Республики Казахстан прилагаются к презентации тезиса.

ТОО «Институт гидрогеологии и геоэкологии им. У.М. Ахмедсафина» выполняет работы в рамках государственного заказа на реализацию научного и (или) научно-технического проекта по бюджетной программе 217 «Развитие науки», подпрограмме 102 «Грантовое финансирование научных исследований», специфике 154 «Оплата услуг по исследованиям». Договор №213/36-21-23 от 15 апреля 2021 г. с ГУ «Комитет науки Министерства образования и науки Республики Казахстан».

Название гранта «Оценка перспективной фонтанной (на самоизливе) эксплуатации подземных вод для устойчивого развития территорий Жамбылской области». Срок реализации гранта 2021-2023 гг. Ответственный исполнитель – Тажиев С.Р.

Литература

- 1. Водные ресурсы Казахстана. Справочник. 2002.
- 2. Месторождения подземных вод Казахстана. Справочник. 1999.125.
- 3. Разведанные месторождения подземных вод Казахстана, Алматы, 2002 г.
- 4. Подземные воды Казахстана: обеспеченность и использование. Алматы, 2012.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ТОЧЕРСКОЙ СВИТЫ БАГДАРИНСКОЙ ПОДЗОНЫ ВИТИМКАН-ЦИПИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.С. Ташлыков

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Обоснование моделей, описывающих эволюцию осадочных бассейнов является важнейшим элементом современных палеотектонических реконструкций. Седиментологические критерии, также как данные магматической петрологии и геохимии, служат надежными индикаторами геодинамических режимов. В современной структуре фрагменты этих бассейнов представлены осадочными вещественными комплексами, геохимические особенности которых применяются при реконструкции геодинамических обстановок. Для выявления последних, используются различные дискриминантные диаграммы [12] и петрохимические модули [11]. Данные о вещественном составе осадочных толщ, как известно, не только отражают процессы, протекающие в бассейнах седиментации, но и позволяют проследить эволюцию палеобассейнов и реконструировать источники сноса для осадочных последовательностей.

Наши исследования связаны с комплексным изучением стратифицированных образований Багдаринской подзоны Витимкан-Ципинской зоны и направлены на реконструкцию позднепалеозойского Багдаринского палеобассейна седиментации. В структурном отношении Багдаринская подзона представляет собой грабен-синклиналь (синформу), протягивающуюся в северо-восточном направлении на расстояние 80км при максимальной ширине около 30 км. В пределах Багдаринской синформы выделяются несколько вещественных комплексов, образующие серию тектонических пластин, и слагающих два типа разреза: ороченский и точерский [5]. Ороченский тип объединяет отложения ороченской (D_{1-2}), якшинской (D_3), багдаринской свит (D_3 f) и алексеевской толщи (C_1 - C_2 ¹) [3,6,7]. Точерский разрез включает отложения точерской свиты (D_3 fm- C_1 t-v). Свита, мощностью 2500-3000 м, несогласно, с базальными конгломератами залегает на породах верхнерифейской сиваконской свиты. В основном это граувакковый флишоид с прослоями туффитов, глинисто-кремнистых аргиллитов, известняков [3,5]. Свита содержит конформные субвулканические тела диабазов, трахириолитов, андезитов. Изотопный возраст андезитов определен в 314,4 млн лет [10].

Точерская свита впервые была выделена П.В. Осокиным [4] и отнесена к верхнему палеозою. Позже Н.А. Фишевым (1961) свита рассматривалась в составе кембрия, впоследствии она относилась к ордовику - силуру или девону [1,8]. В составе свиты выделено три пачки [3,10]. Первая пачка сложена зелеными, серыми, зеленовато-серыми полимиктовыми, кварц-хлориткарбонатными средне-тонкозернистыми песчаниками, туфопесчаниками с прослоями конгломератов, алевролитов, туфоалевролитов, туффитов. Вторая пачка включает серые, зеленоватосерые олигомиктовые, кварц-плагиоклазовые или полимиктовые песчаники, часто слюдистые рассланцованные, с отдельными прослоями черных углисто-глинистых сланцев (филллитов) и битуминозных известняков. Третья пачка ритмичнослоистая, представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, глинисто-кремнистых и углисто-глинистых аргиллитов, известняков, доломитов, кислых эффузивов. Палеонтологическая характеристика точерской свиты свидетельствует о стратиграфической принадлежности ее фаменскому ярусу верхнего девона - визейскому ярусу нижнего карбона. Время формирования нижней подсвиты ограничивается ранним - средним фаменом, средней подсвиты - поздним фаменом, верхней подсвиты - турне – визе [3].

Петрографическая классификация пород нижней и верхней подсвит точерской свиты приведена на основании классификационных диаграмм для песчаных и алевритовых пород по Н.В. Логвиненко (рис 1) [2] и Ф.Дж. Петтиджону [14]. Фигуративные точки минеральных составов терригенных пород точерской свиты на диаграмме Кварц – Обломки пород – Полевые шпаты+слюды расположились преимущественно в поле граувакк. На диграмме Кварц – Полевые шпаты – Обломки пород, точки составов пород точерской свиты разместились в полях значений лититового аренита. Граувакковые песчаники сложены обломочным полуокатанным материалом. Они характеризуются псеффитовой структурой и серицит-хлоритовым цементом. В минеральном составе этих пород преобладает кварц (20-45%) и полевые шпаты (6-15%). Акцессорные минералы - гранат, рутил, сидерит, пирит.



Рис 1. Классификация песчаных и алевритовых пород точерской свиты по Н.В. Логвиненко [2]

Петрохимическая классификация терригенных пород точерской свиты проведена с использованием диаграмм М.М. Хирона [13] и Ф. Дж. Петтиджона с соавторами [14]. Генетическая типизация терригенных пород приведена на основании использования системы петрохимических модулей [11]. Геодинамические обстановки для терригенных пород определены с использованием дискриминационной диаграммы М.Р. Бхатия. [12].

Терригенные породы нижней и верхней подсвит точерской свиты обнаруживают содержания SiO₂, варьирующие от 65.16 до 96.56 мас.%. Рассчитанные значения гидролизатного (ГМ=0.34-0.48) и титанового (ТМ=0,030-0,070) модуля для позволяют классифицировать породы как нормосиаллиты. На классификационной диаграмме Ф.Дж. Петтиджона с соавторами [14] фигуративные точки нижней и верхней подсвит расположились преимущественно в поле граувакк. В этом же поле расположились точки и на диаграмме М.М. Хирона [13]. На дискриминационной диаграмме М.Р. Бхатия для терригенных пород из различных геодинамических обстановок, фигуративные точки расположились в полях активной континентальной окраины и континентальной островной дуги, что соответствует области составов вулканитов Курило-Камчатской островной дуги [11] (рис 2).



Рис. 2. Дискриминационная диаграмма М.Р. Бхатия [1] для терригенных пород точерской свиты из различных геодинамических обстановок. Поля: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D–пассивная континентальная окраина. 1-7 – места отбора проб

Все это, а также отрицательная корреляция между алюмокремниевым модулем с кремнеземом позволяют предположить, что основными источниками сноса могли служить продукты разрушения пород островной дуги (или активной континентальной окраины) [11].

Породы средней подсвиты точерской свиты обнаруживают низкие содержания $SiO_2 -$ от 5,8 до 19,8. Для них характерно преобладание оксидов кальция над оксидами магния. По значению отношения CaO/(MgO+FeO+MnO), изменяющемуся от 33,9 до 39,2 породы этой группы относятся к известнякам кальциевого класса. Титановый модуль анализированных пород средней подсвиты варьирует от 0,71 до 0,100, что характерно для фациальных обстановок открытого шельфа и позволяет классифицировать их как нормотитанистые и супертитанистые нормосиаллиты. [12].

Таким образом, полученные данные позволяют предполагать, что в составе точерской свиты включены разновозрастные и разноформационные образования, соответствующие различным условиям образования. На основании геологических данных, в том числе данных предшественников, литохимических, петрографических данных можно сделать вывод о том, что нижняя и верхняя подсвиты точерской свиты предположительно связаны с морскими глубоководными фациальными обстановками. Породы, включаемые в состав средней подсвиты, накапливались, вероятнее всего, в обстановках открытой окраины мелководного шельфа и сопоставимы по своим литохимическим, петрографическим характеристикам и возрасту с породами фаменской верхнеякшинской подсвиты. [8] Совокупность вещественных и геохимических характеристик позволяет предположить, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой формирования терригенных отложений точерской свиты являлась активная континентальная окраина или островная дуга.

Работа выполнена при поддержке проекта AAA-A21-121011890029-4. Палеоокеанические и окраино-континентальные комплексы в структурах складчатых поясов: состав, возраст, условия формирования и геодинамическая эволюция. (Лаборатории: геодинамики, петрологии; науч. рук., чл.-кор. РАН Гордиенко И.В.).

Литература

1. Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ.: ГИН СО РАН. 1996. 153 с.

2. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с.

3. 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. 2016. №3. С. 63-84.

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

5. Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3-28.

6. Ташлыков В.С., Минина О. Р. Литогеохимическая характеристика верхнедевонской якшинской свиты (Западное Забайкалье) // Вестник геонаук. 2020. 5(305). С. 17-23.

 Ташлыков В.С., Минина О.Р. Состав, объем, литогеохимическая характеристика и источники сноса багдаринской свиты (Витимкан-Ципинская зона, Западное Забайкалье) // Вестник Пермского университета. Геология. 2020. Т 19. №2. С. 111-122.
 8. Федоров М. В., Григорьев С. И., Тихомиров И. Н. Новые данные о возрасте точерской свиты

8. Федоров М. В., Григорьев С. И., Тихомиров И. Н. Новые данные о возрасте точерской свиты (Витимское плоскогорье). - Биостратиграфия – Геолкарта 50 (Тез.докл. К II сессии Вост.- Сиб. отд. Всесоюз. палеонт. об-ва). Иркутск.: ВостСибНИИГГиМС. 1986. С. 49-50.

9. Фролова Т.И., А.В. Гущин., И.А. Бурикова. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра. 1985. 261 с.

10. 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-XVIII (Багдарин). Объяснительная записка. М: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2019. 121 с.

11. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука. 2000. 479 с.

12. Bhatia M.R. Trace element characteristics of grauwackes and tectonicsetting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 92. P. 181-193.

13. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sedim. Petrol. 1988. Vol. 67. P. 137-150.

14. Pettijohn F.J. Sand and Sandstones. NewYork: Springer-Verlag, 1972, 158 p.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД БУЛУКТАЕВСКОГО МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С.З. Тугутова^{1,2}, Л.Б. Дамдинова^{1,2}

¹Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова, Улан-Удэ, Россия, sesegbiliktueva@gmail.com ²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ludamdinova@mail.ru

Булуктаевское месторождение открыто К.А. Шалаевым в 1933 году. С 1938 по 1942 год эксплуатировалось Джидинским комбинатом. С 1938 года добывался вольфрамовый концентрат, с 1941 года – 51 % концентрат молибдена в количестве 210 тонн [1]. Булуктаевское месторождение является близким аналогом W-Mo месторождений Джидинского рудного поля. Булуктаевское месторождение расположено в Джидинской структурно-металлогенической зоне и относится к Булуктай-Харацайскому рудному узлу. Несмотря на то, что месторождение частично отработано, сведения о минеральном и химическом составе руд в настоящее время скудны и требуют уточнений и дополнений. Изучению и уточнению минерального состава руд месторождения посвящено данное исследование.

Ранее сотрудниками ГИН СО РАН было проведено комплексное изотопное изучение, в котором подтвердили, что возраст гранитов позднемезозойский и составляет 144 ±10 млн лет, а также установлено, что оруденение сформировалось за счет вещества мантийного источника, а рудообразование – за счет флюидов метеорного происхождения [2]. На месторождении выделяются две рудные формации: кварц-молибденитовая и гюбнерит-сульфидно-кварцевая. Рудное тело месторождения располагается среди кварцевых монцонит-сиенитов в виде трубки диаметром 170x200 м. Тело сложено бедными вкрапленными рудами и изучено скважинами на глубину до 250-300 м. К «трубке» примыкает брекчиевая зона кольцевого строения с штокверковым оруденением, представляющая собой сеть разнонаправленных кварцево-рудных прожилков, молибденитовых и гюбнеритовых жил, а также даек основного и кислого составов, имеющих направление на северо-запад [1]. Это тело брекчий, согласно Туговика Г.И. [3], образовалось на месте пересечения зон повышенной трещинноватости северо-восточного и северозападного простирания, наложенных на массив верхнепалозойских гранитов. Брекчирование пород произошло из-за прорыва газов и последующего разрушения пород, которое происходило неоднократно. Трубообразное тело брекчий было благоприятным местом для просачивания трансмагматических гидротермальных растворов, которые интенсивно переработали обломочный материал, где сформировали вольфрамовомолибденовое оруденение. Молибденвольфрамовая минерализация сосредоточена в основном в кварцевых прожилках, вмещающих гранитах и грейзенах.

По данным минералого-петрографических исследований и электронной сканирующей микроскопии, в молибден-вольфрамовых рудах идентифицированы следующие жильные минералы: кварц, мусковит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит и флюорит.

Главным рудным минералом является молибденит, в меньших количествах присутствуют вольфрамит, пирит. Среди редких рудных минералов выявлено большое количество минеральных видов: сульфиды (галенит, халькопирит), а также шеелит, вульфенит, повеллит.

Акцессорные минералы представлены рутилом, монацитом, апатитом, цирконом. Также в рудах присутствуют различные радиоактивные минералы: браннерит, уранинит, торит, уранополикраз.

Электронной микроскопией выявлены редкие неустановленные минеральные фазы, такие как молибдат тория, ниобат титана и железа, которые отсутствуют в мировых базах данных (Mindat и др.). Вторичные минералы представлены англезитом, мельниковитом, каолинитом, сидеритом и др.

На основании данной минералого-петрографической характеристики руд построена схематичная последовательность минералообразования Булуктаевского месторождения в жилах. Кварц является сквозным минералом, КПШ, альбит, флюорит, биотит выделяются близодновременно и отлагаются на промежуточной стадии рудоотложения. Мусковит двух генераций выделяется на ранней и поздней стадиях. Из рудных минералов самым ранним является пирит. Молибденит выделяется на ранней и промежуточной стадиях. Вольфрамит также характерен для промежуточной стадии рудоотложения.

По результатам геохимических анализов можно сделать вывод, что рудные кварцевые жилы характеризуются относительно высокими значениями элементов примесей. В гранитах концентрируется большее содержание Мо (13460–37530 г/т). Наибольшее содержание W наблюдаются в кварцевых жилах с флюоритом и молибденитом – 16740 и 47650 г/т. В граните со значительным содержанием молибденита концентрируется наибольшее количество легких редкоземельных элементов. Повышенные значения тяжелых редкоземельных элементов наблюдаются в кварцевой жиле с флюоритом.

Исследования выполнены при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект ГИН СО РАН № АААА-А21-121011390003-9) и гранта РФФИ № 18-45-030002 ра.

Литература

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

2. Савченко А.А., Рипп Г.С., Избродин И.А., Посохов В.Ф. Возраст и изотопная характеристика Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41. № 4. С. 8-15.

3. Туговик Г.И. Эксплозии и рудный процесс. М.: Недра, 1974. 208 с.

ОРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ В УГЛЕКИСЛЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОДАХ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.В. Украинцев

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

Несмотря на большое разнообразие геологических условий выхода холодных углекислых минеральных вод в Восточном Забайкалье, все они, так или иначе, связаны с гранитными интрузивами. Граниты являются наиболее распространенными породами на территории Забайкалья. В гидрогеологических массивах они выходят на поверхность, в межгорных впадинах они слагают фундамент. По нашим представлениям, именно с гранитами связано формирование потока углекислого газа, который в проницаемых зонах образует месторождения углекислых минеральных вод. Находясь в сверхкритической фазе, углекислый газ обладает очень высокой растворяющей способностью и, поднимаясь к поверхности, способен накапливать в своем составе разнообразные компоненты, в том числе широкий спектр органических соединений [1].

Нами был изучен состав растворенных углеводородов в водах ряда источников Забайкальской провинции холодных углекислых минеральных вод. Были опробованы три месторождения, относящихся к Дарасунскому типу вод (гидрокарбонатные щелочноземельные с небольшой минерализацией): Молоковка, Шиванда и Дарасун, и месторождение Кука, которое относится к Кукинскому типу минеральных вод (гидрокарбонатные щелочноземельные с более высоким содержанием магния и общей минерализацией).

Состав растворенных органических соединений в исследуемых водах определялся с помощью методики, основанной на концентрировании методом твердофазной экстракции с газовым хромато-масс-спектрометрическим окончанием. Экстракция проводилась сразу после отбора пробы с помощью специально разработанной портативной установки. В концентрирующей установке используются патроны с универсальным сорбентом Strata C18-E (Phenomenex). Через патрон с сорбентом пропускается 100 мл предварительно профильтрованной анализируемой воды при скорости потока 1 мл/мин. В качестве растворителя для кондиционирования (подготовки) патрона и экстракции аналита используется ацетонитрил. При элюировании через сорбент пропускается 1 мл ацетонитрила. Методика позволяет концентрировать органические вещества в 100 раз. Дополнительное упаривание полученной пробы на водяной бане повышает коэффициент концентрации до 1000 [3]. Состав органических веществ в концентрате определяется методом газовой хромато-масс-спектрометрии в Институте катализа СО РАН с использованием имеющегося в этом институте банка данных органических веществ и стандартных образцов.

В пробах воды четырех минеральных источников было сделано 156 определений органических соединений. Выявленные вещества сгруппированы в 9 классов (табл. 1).

	Нормальные алканы	Разветвленные алканы	Спирты	Разветвленные спирты	Дикарбоновые кислоты	Ароматич. со- единения	Фталаты	Сложные эфиры	Не опред. ве- щества
Молоковка	4,32	14,44	11,7	0,22	0,68	5,82	3,8	55,98	3,04
Шиванда	5,51	16,54	16,91	0,62	2,38	4,43	5,35	46,59	1,7
Дарасун	5,01	19,75	6,55	0,48	0,7	2,29	2,38	58,96	3,86
Кука	2,51	10,84	8,1	0,11	0,68	3,91	3,37	68,6	1,89

Таблица 1. Углеводороды, обнаруженные в исследуемых минеральных водах, %

Во всех пробах установлены относительно высокие содержания алканов, как нормального, так и разветвленного строения. Известно, что в обычных условиях эти соединения плохо растворимы в воде. Повышенное содержание алканов в углекислых минеральных водах, вероятно, связано с тем, что их растворимость возрастает под воздействием углекислого газа, находящегося в сверхкритическом состоянии. Установлены значимые содержания спиртов различной структуры, дикарбоновых кислот. Во всех пробах присутствуют ароматические соединения и фталаты. Сложные эфиры представлены в основном ди-(2-этилгексиловым) эфиром адипиновой кислоты, происхождению этого соединения в пробах пока не удается найти объяснения. Во всех образцах присутствует небольшой процент соединений (от 1,7 до 3,9), для которых не удалось определить даже принадлежность к какому-либо классу. Наибольший процент предельных углеводородов наблюдается в водах Дарасунского месторождения. Важной особенностью этих вод является их высокая газонасыщенность. Именно поступающая в большом количестве с глубины углекислота создает условия для накопления алканов различной структуры в водах Дарасуна.

О преобладающем источнике органического вещества может свидетельствовать индекс OEP (odd-even predominance), который рассчитывается по формуле (1) [4].

$$OEP_{i} = \left(\frac{C_{i+6}C_{i+2} + C_{i+4}}{4C_{i+1} + 4C_{i+3}}\right)^{(-1)^{i+1}}$$
(1)

Считается, что значения индекса ОЕР близкие к единице говорят об абиогенном происхождении углеводородов, в свою очередь, значения, отличные от единицы в большую или меньшую сторону, говорят о доминирующем биогенном источнике органических веществ [2]. Полученные нами данные позволили рассчитать индекс ОЕР для углеводородов исследуемых вод по пяти гомологам, начиная с С14. Были получены следующие значения ОЕР₁₄: Молоковка – 1,05; Шиванда – 1,02; Дарасун – 1,06; Кука – 1,52. Значения индекса ОЕР для углеводородов вод Молоковки, Шиванды и Дарасуна отклоняются от единицы не более, чем на 0,06. Это говорит о том, что органическое вещество глубоко преобразовано, состав углеводородов сформировался без участия биогенных факторов. Состав растворенных углеводородов воды Кукинского месторождения характеризуется индексом ОЕР, равным 1,52. По всей видимости, в формировании углеводородов в этих водах принимают участие факторы биогенной природы. В пользу этого предположения говорят данные таблицы 1, в водах Куки наименьший среди исследуемых вод процент алканов, как нормальных, так и разветвленных.

Установлен качественный состав растворенных органических соединений в углекислых минеральных водах ряда месторождений на территории Восточного Забайкалья. Присутствие углеводородов в водах в основном определяется особенностями геолого-гидрогеологического строения районов выхода минеральных источников, причем решающую роль в формировании состава растворенных органических веществ играет воздействие сверхкритического флюида углекислого газа.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА-А21-121011890033-1. Геоэкологические риски и экстремальные природные явления Сибири и Дальнего Востока.

Литература

1. Лифшиц С.Х., Чалая О.Н. Возможный механизм образования нефти в потоке сверхкритического флюида на примере диоксида углерода // Сверхкритические флюиды: теория и практика. 2010. № 2. С. 45-55.

2. Потурай В.А., Компаниченко В.Н. Состав и распределение предельных углеводородов в термальных водах и пароводяной смеси Мутновского геотермального района и кальдеры Узон (Камчатка) // Геохимия. 2019. № 1. С. 79-88.

3. Украинцев А.В., Плюснин А.М. Применение метода твердофазной экстракции для анализа состава растворенных органических веществ в углекислых минеральных водах. Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике: Материалы V всероссийской молодежной научной конференции. Улан-Удэ, 2019. С. 90-92.

4. Scalan E.S., Smith J.E. An improved measure of the odd-to-even predominance in the normal alcanes of sediment extracts and petroleum // Geochimica et cosmochimica acta. 1970. Vol. 34. № 5. P. 611–620.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОТВАЛОВ ЛЕВИХИНСКОГО РУДНИКА

С.А. Федоров^{1, 2}, А.Н. Малышев², С.С. Завьялов² ¹Институт металлургии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, saf13d@mail.ru ²Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия, malyshev.k1b@gmail.com, doker 777@bk.ru

В настоящее время увеличиваются объемы и разработка месторождений меди, что связанно со значительным ростом спроса на этот цветной металл. Это, в свою очередь, ведет к увеличению техногенных отходов горно-обогатительного комплекса. На современных предприятиях стараются полностью извлекать основной металл и другие попутные полезные компоненты, использовать отходы производства в строительстве и закладке горных выработок, тем самым снижая негативное воздействие на окружающую среду. Однако техногенные отходы месторождений, которые отработаны десятки лет назад, представляют собой серьезную угрозу загрязнения, так как за счет менее эффективных методов добычи и обогащения по сравнению с современными значительная доля рудного и, одновременно, вредного сырья уходила в отвалы. Особую опасность представляют химические соединения тяжелых металлов в связи с их крайней токсичностью. Одним из таких примеров могут служить техногенные отходы Левихинского рудника, который отработан еще в начале XXI века. Одноименная группа месторождений расположена на Среднем Урале, недалеко от г. Кировград. Месторождения относятся к уральскому рудноформационному типу (медно-цинково-колчеданная) с содержаниями в рудах меди от 1.5 до 3.6 масс.%, цинка от 1.6 до 2.9 масс.%, золота от 0.4 до 1.1 г/т, серебра от 10 до 19 г/т [1]. Добыча руды осуществлялась более 80 лет, что позволило за это время накопить миллионы тонн отходов. На сегодняшний день исследован только состав и уровень загрязнения подотвальных и шахтных вод [2]. Данных о вещественном составе и степени опасности материалов, которыми сложены отвалы возле рудника, в открытых источниках отсутствуют. В настоящей работе проводится анализ вещественного состава отвалов Левихинского рудника. Эта позволит оценить, насколько негативно влияние этих отходов на окружающую среду и возможно ли их применение в других отраслях промышленности.

Пробы с отвалов рудника отбирались согласно ГОСТ 17.4.4.02-2017 [3]. Анализировались пробы на содержания вредных (Cu, Zn, S) и полезных (Au, Ag) компонентов с помощью атомно-эмиссионной спектрометрии (спектрометр Spectroflame Modula S). Минеральный состав определялся с помощью оптического микроскопа Axio Image, растрового электронного микроскопа SNE4500M, оборудованного энергодисперсионной приставкой XFlash Detector 630M, и методом рентгенофазового анализа (рентгеновский дифрактометр XRD 7000C).

Исследуемые отходы – рыхлый терригенный материал, сложенный неокатанными зернами в верхней части отвалов преимущественно псаммитовой и псефитовой фракциями (песок и щебень), а в нижней части – псефитовой (глыбы). Количество пелитовой фракции обычно не превышает 5-10 %. Сложены отходы фрагментами и обломками кварц-серицитовыми и кварцхлоритовыми сланцами, колчеданной руды, лимонитом, халцедоном, кварцем с прожилками и вкрапленниками сульфидов. Внешне можно выделить три группы материалов (рис. 1).



Рис. 1 – Истертые пробы с отвалов Левихинского рудника: а) желтовато-серый кварцевый песок; б) буровато-оранжевый песок с высоким содержанием оксидов и гидроксидов железа; в) темно-серый песок с высоким содержанием сульфидов Первая группа желтоватого цвета и сложена обломками кварц-серицитовых сланцев, кварцевым песком и небольшим количеством глинистого материала (представлен мусковитом). Нередко располагается в верхней части отвалов и в руслах временных водотоков. Минеральный состав: кварц до 90 масс.%, мусковит до 10 масс.%, гематит и гетит до 4 масс.%, менее 1 масс.% полевых шпатов, клинохлора и сульфидов. Содержание вредных примесей невысокое: серы до 0.03 масс.%, меди до 0.01 масс.% и цинка до 0.097 масс.%. Все они сосредоточены в сульфидах, представленных пиритом и единичными зернами халькопирита и сфалерита. Размер их не превышает 1.5 мм.

Вторая – щебень и песок оранжевых и бурых цветов с высоким содержанием гетита и гематита (от 10 до 25 масс.%). Встречаются глыбы размером более 1 м. Состоит группа из кварцсерицитовых и кварц-хлоритовых сланцев, лимонита, халцедона, фрагментов кварцевых жил и других пород (метасоматиты и вулканиты основного состава). Доля кварца в минеральном составе подает до 50-70 масс.% (по сравнению с предыдущей группой), повышается количество слоистых силикатов (отмечается повышение Al_2O_3 до 20 масс.%) и количество сульфидов (до 3 масс.%, собственно S до 1.5 масс.%). Количество меди до 0.1 масс.%, цинка до 0.4 масс.%, причем здесь содержание цинка достигает своего пика. Самый распространенный материал на отвалах рудника (количество его в районе 80-90%).

Третья группа наблюдается в виде отдельных небольших куч и отвалов серого цвета, состоящие из сульфидных песков и фрагментов колчеданных руд размерами до 1 м. Содержание сульфидов достигает 65 масс.% и представлены они пиритом, в малых количествах халькопиритом, сфалеритом, блеклой рудой. Размер зерен и кристаллов пирита от сотых долей мм до 1 см, на многих из них наблюдаются следы растворения (рис. 2). Вся сера сосредоточена в сульфидах. Иных форм соединений этого элемента (например, сульфатов) не обнаружено. Общее содержание серы достигает 32 масс.%. Здесь медь достигает своих максимальных значений – 0.16 масс.%.



Рис. 2. Зерна и кристаллы пирита из сульфидных песков с отвалов Левихинского рудника. Снимок сделан в режими BSE

Во всех пробах установлено наличие золота и серебра (0.2-3.8 и 0.1-10.1 г/т соответственно), причем их содержания увеличиваются с увеличением количества серы и железа в материалах.

По данным химического анализа проб произведено сравнение содержаний вредных компонентов Cu, Zn, S со значениями норм ОДК и ПДК (ГН 2.1.7.2511-09 и ГН 2.1.7.2041-06) для почв [4, 5]. Коэффициент концентрации химического вещества рассчитывался по следующей формуле:

$$K_c = \frac{C_i}{C_{\varphi i}},$$

где C_i - концентрация вещества, $C_{\varphi i}$ - фоновая концентрация вещества. Данные по расчетам приведены в таблице 1.

Из таблицы 1 следует, что главные загрязняющие компоненты – сера и медь, причем основным источником загрязнения являются сульфидные пески и фрагменты колчеданных руд. Уровень загрязнения окружающей среды цинком незначителен. Для исследуемой территории определили суммарный показатель загрязнения почв (Z_c) – сумма отношений фактического содержания каждого загрязняющего вещества, концентрация которого превышает установленные для химических веществ нормативы ПДК, к величине его норматива ПДК [6]:

$$Z_c = \Sigma(K_{ci} + \dots + K_{cn}),$$

где n – число определяемых суммируемых веществ; K_{ci} – коэффициент концентрации i-го компонента загрязнения.

Таблица 1. Содержание в отвалах Левихинского рудника вредных компонентов, их коэффициенты концентрации

Компонент	Содержание,	Содержание в суль-	Норма ПДК	Коэффициент	Коэффициент концен-		
	масс.%	фидных песках,	и ОДК*,	концентрации	трации в сульфидных		
	min/max	масс.%	масс.%	min/max	песках		
					min/max		
Cepa	0.026/1.37	32.6	0.016	1.6/85.6	2037.5		
Медь	0.005/0.1	0.16	0.0132	0.4/7.6	11.9		
Цинк	0.0097/0.0353	0.015	0.022	0.4/1.6	0.7		

Примечание: *для группы почв близких к нейтральным и нейтральные (суглинистые и глинистые), pH KCl>5.5.

Для первых двух групп материалов (по максимальным содержаниям в них S, Cu и Zn) значение Z_c составляет 94.8, что относиться к опасной категории загрязнения почв [6]. Это способно привести к увеличению общей заболеваемости населения, числа часто болеющих детей, детей с хроническими заболеваниями, нарушениями сердечно-сосудистой системы. Снизить категорию загрязнения почв, а также доизвлечь ценные компоненты можно за счет гравитационного обогащения отвалов. При первичном испытании был получен концентрат с содержаниями золота более 40 г/т, серебра до 600 г/т и меди до 0.5 масс.%. Значение Z_c в полученных хвостах обогащения уменьшилось до 26 – умеренно опасной категории загрязнения почв.

Ситуация для третьей группы материалов обстоит намного хуже: за счет преобладания сульфидов в их минеральном составе величина Z_c достигает 2050 – чрезвычайно опасная категория загрязнения почв. В такой категории увеличивается заболеваемость детского населения, нарушается репродуктивная функция у женщин. С учетом высокого содержания золота и серебра (3.8 и 10 г/т соответственно), данный сульфидный материал можно подвергнуть пирометаллургической переработке, тем самым снизив в конечном отходном продукте содержания вредных компонентов.

Таким образом, в работе дана краткая характеристика материалов с отвалов вмещающих и вскрышных пород Левихинского рудника. Главный потенциальный источник загрязнения – сера, в меньшей степени медь. Так как в отвалах отмечены достаточно высокие содержания золота и серебра, вопрос с уменьшением негативного воздействия отходов на окружающую среду можно решить путем их пирометаллургической переработки и гравитационным обогащением. Последующие хвосты с высоким содержанием SiO₂ (свыше 90 масс.%) возможно использовать в стекольной промышленности [7]. Для использования отвалов в качестве материала для рекультивации нарушенных земель необходимо провести дополнительные исследования и операции по извлечению полезных и вредных компонентов.

Исследование подготовлено в соответствии с государственным заданием на выполнение НИР для ФГБОУ ВО «Уральский государственный горный университет» № 075-03-2021-303 от 29.12.2020.

Литература

1. Контарь Е.С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка и свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы): научная монография. Екатеринбург: УГГУ, 2013. 199 с.

2. Рыбникова Л.С., Рыбников П.А., Наволокина В.Ю. Оценка влияния затопленного Левихинского медноколчеданного рудника на качество поверхностных вод реки Тагил // Проблемы недропользования. 2019. № 3. С. 155-161.

3. ГОСТ 17.4.4.02-2017 [3]. «Охрана природы (ССОП). Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа» с применение метода «конверта».

4. ГН 2.1.7.2511-09. Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве. – М.: Роспотребнадзор, 2009. 12 с.

5. ГН 2.1.7.2041-06. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почвах. – М.: Роспотребнадзор, 2006. 15 с.

6. Постановление Правительства РФ от 19 июля 2012 г. N 736 «О критериях значительного ухудшения экологической обстановки в результате использования земельных участков из земель сельскохозяйственного назначения с нарушением установленных земельным законодательством требований рационального использования земли».

7. Okereafor U., Makhatha M., Mekuto L., Mavumengwana V. Gold Mine Tailings: A Potential Source of Silica Sand for Glass Making // Minerals. 2020. № 10. P. 1-12.

СТРАТИГРАФИЯ ОЗЕРНЫХ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНЫ

А. Хассан^{1,2}, Л.А. Титова³, И.С. Чувашова^{1,4}, М.В. Усольцева³, С.А. Решетова⁵, С.В. Рассказов^{1,4} ¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия ²Университет Аль-Басс, г. Хомс, Сирия, abdulmonemhassan86@gmail.com ³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия ⁴Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия ⁵Институт геохимии им. А.П. Виноградова Иркутск, Россия

Стратоны осевых рифтовых впадин Байкальской рифтовой зоны представлены фрагментами дотанхойской толщи палеогена–нижнего миоцена и повсеместно развитыми танхойской угленосной свитой миоцена–нижнего плиоцена, аносовской красноцветной свитой верхнего плиоцена–эоплейстоцена и песчаной свитой с синхронными полифациальными отложениями плейстоцена–голоцена [1, 2].

Баргузинская долина является одной из структур Байкальской рифтовой зоны и обрамлена горными поднятиями Баргузинского и Икатского хребтов. Закономерности осадконакопления на исследуемой территории были изучены нами ранее на примере скв. 531, 532, 545 [4, 5, 6]. Цель данной работы – детально изучить стратиграфию озерных отложений новой скважины 513 и определить их возраст. Данная скважина была пройдена до глубины 288.5 м в междуречье Уро и Читкан филиалом «Сосновгеология». Нами выполнено литологическое расчленение разреза с геохимическим, палинологическим и диатомовым анализом отложений.

Литологическое расчленение разреза. Отложения верхнего олигоцена дотанхойской толщи вскрыты в интервале глубины 288.5–282.0 м. В составе толщи наблюдается песчаник серый, от гравелистого до крупнозернистого с глинисто-алевритовым заполнителем. Обломочный материал плохо окатан. В основной массе заполнителя преобладают зерна полевого шпата и кварца.

Танхойская свита расчленяется на 3 пачки и венчается переходными слоем. Пачка 1 (интервал 282.0–270.8 м) представлена переслаиванием алевролитов, серых, с диатомеями и песчаников, темно-серых, мелкозернистых, с зеленоватым оттенком, без диатомей. Пачка 2 (интервал 270.8–240.0 м) отличается переслаиванием алевро-аргиллитов, зеленоватых и песчаников, мелкозернистых или разнозернистых, с косой слоистостью. Пачка 3 (интервал 240.0– 183.5 м) имеет строение, подобное пачке 2, но отличается от нее отчетливой ритмичностью и кремовым цветом. Переходный слой (интервал 183.5–178.7 м) образован песчанистым алевролитом и мелкозернистым песчаником буровато-серого цвета. Содержит большое количество мелких зерен биотита и отдельные включения зерен кварца до 0.3 мм. Слой является переходным от отложений танхойской свиты к отложениям аносовской свиты.

Аносовская охристая свита перекрывает танхойскую свиту с несогласием в интервале (178.7–12.5 м). Отложения этого стратона представлены песчаниками, от крупнозернистых до мелкозернистых, охристо-коричного, зеленовато-бурого цвета, с примесью дресвы дымчатого кварца и темноцветных минералов (биотита и амфибола). Эти отложения формировались преимущественно в аллювиальной фации, хотя могли накапливаться и в малых проточных озерах.

Четвертичные отложения с размывом залегают на аносовской свите и включают смешанные аллювиальные, пролювиальные и делювиальные образования, сложенные песками серыми, разнозернистыми, рыхлыми, полимиктовыми, с темноцветными минералами биотитом и амфиболом. Встречается полуокатанная галька гранитного состава разного размера (до 8 см).

Геохимический анализ. Озерная танхойская свита заметно отличается от аносовской сменой серой и кремовой окраски отложений на охристую в связи с пропиткой пород гидроокислами железа и развитием лимонита. При этом отношение Fe_2O_3 / FeO возрастает от интервала 0.7–2.5 до интервала 1.8–7.2. На основе анализа систематики петрогенных оксидов, а также редкоземельных элементов с использованием дискриминационных диаграмм установлено, что для отложений выделенных стратонов источником сноса были магматические породы кислого состава. Палинологический анализ. В разрезе отложений, вскрытых скв. 513 в интервале глубин 285–147 м, изучено 10 спорово–пыльцевых спектров. В интервале 180–147 м спектры содержат единичные экземпляры микрофоссилий, статистическая обработка объема которых для получения палеогеографической информации не представляется возможной. Спектры образцов в интервале (285–190 м) хорошего наполнения микрофоссилиями и разнообразного систематического состава, что позволяет выделить 3 палинозоны и 2 подзоны (табл. 1).

Палинозона	Название(доминанты по воз-	Характеристика растительности	Возраст	
№; образец	растанию)	Характеристика растительности	Dospuer	
ПЗ–I; 513/285	Podocarpus-Keteleeria- Araucaria-Cedrus-Pinus s/g Haploxylon-P. s/g Diploxylon- Picea	Хвойные леса (с соснами, елями, пих- той, тсугами, кедром и ногоплодником, с участием представителей семейства ореховых (грецкий орех, лапина, гико- ри), а также дуб, граб, хмелеграб, в подлеске береза и ольха.	конец олиго- цена или начало мио- цена	
ПЗ–II; 513/274	Osmunda-Tilia-Fraxinus- Ulmus–Fagus-Quercus- Corylus-Betula-Alnus-Pinus s/g Diploxylon-P., s/g Haploxylon- Picea	Смешанные широколиственно-хвой- ных леса, в которых наряду с разнооб- разными представителями хвойных растений произрастали различные представители широколиственных элементов флоры.	последний этап раннего – начало сред- него миоцена	
ПЗ– III;513/264; 246	Castanea-Ostrya-Carpinus- Juglans-Corylus-Fraxinus- Picea-Fagus-Quercus-Ulmus	Обилие ильмовых, буковых и орехо- вых с незначительным количеством таксодиевых и других термофильных элементов.	средний мио-	
ПЗ–III; 513/238;190	Alnus-Betula-Tsuga-Pinus s/g Haploxylon-P. s/g Diploxylon- Picea	Бореальные леса из ольхи и березы, разные виды сосен и тсуг.	цен	

Таблица 1. Общие характеристики палинозон Баргузинской долины

Диатомовый анализ. С помощью световой и сканирующей электронной микроскопии проведены исследования ископаемых диатомей. Всего выявлено 46 видов, относящихся к 25 родам, 15 семействам, 7 порядкам, 2 классам и 1 отделу. На долю вымерших диатомей приходится 33 % от общего количества, что свидетельствует о миоценовом возрасте отложений. Определено 2 локальных диатомовых зоны (ДЗ).

Доминирующим видом ДЗ 1 (282–240 м) была Aulacoseira cf. ceretana Haworth et Sabater. Сопутствующими видами были Aulacoseira praegranulata var. praeislandica (Jousé) Moisseeva, A. cf. baicalensis (Wislouch) Simonsen и Actinocyclus styliferum Khursevich et Fedenya. В интервале глубин 242-274 м в небольшом количестве отмечены створки Alveolophora antiqua (Moisseeva) Moisseeva и Alv.baicalensis Khursevich et Fedenya. Из литоральных видов единично встречались створки Ellerbekia kochii (Pantochek) Moisseeva, Karayevia suchlandtii (Hustedt) Buktiyarova, Karayevia laterostrata (Hustedt) Bukhtiyarova, Planothidium lanceolatum (Brébisson ex Kützing) Lange-Bertalot, Fragilariforma virescens (Ralfs) Williams et Round, Staurosira construens Ehrenberg, Staurosira subsalina (Hustedt) Lange-Bertalot, Staurosirella martyi (Héribaud-Joseph) Morales et Manoylov, Cavinula cocconeiformis (Gregory ex Greville Mann et Stickle, Cavinula pseudoscutiformis (Hustedt) Mann et Stickle. Бентосные диатомеи представлены в небольшом количестве видами Karayevia compacta Kulikovskiy et Lange-Bertalot, Skabitschewskia oestrupii (Cleve) Kuliskovskiy et Lange-Bertalot, Gomphosphenia grovei var. lingulata (Hustedt) Lange-Bertalot, Eunotia pectinalis (Kützing) Rabenhorst, Eunotia polyglyphis Grunow, Eunotia tenella (Grunow) Husted, Punctastriata lancettula (Schumann) Hamilton et Siver, Sellaphora bacillum (Ehrenberg) Mann, Pinnularia gibba Ehrenberg, Pinnularia karelica Cleve, Tetracyclus clypeus (Ehrenberg) Li, Tetracyclus sp., Nupela cf. gomphosphenioides, Placoneis elginensis (Gregory) Cox, Placoneissp., Gyrosigma sp., Navicula sp. и Gomphonema sp.

ДЗ 2 выделена в интервале глубин 240–187 м. В отличие от ДЗ 1, здесь, наряду с доминирующей Aulacoseira cf. ceretana, встречаются виды с неопределенным таксономическим статусом Aulacoseira sp. 1, Aulacoseira sp. 2 и Aulacoseira sp. 3. Сопутствующими видами были Aulacoseira cf. baicalensis, споры Aulacoseira, Alveolophora baicalensis, Actinocyclus styliferum. Литорально-планктонные виды представлены Ellerbekia kochii, Cavinula pseudoscutiformis, Cavinula cocconeiformis, Staurosirella martyi, Gomphonema intricatum Kützing, Staurosira construens, Staurosira subsalina и Planothidium lanceolatum.

Из бентосных определены S. oestrupii, Eunotia tenella, E. polyglyphis, E. pectinalis, Psammothidium rechtense (Leclercq) Lange-Bertalot, Punctastriata lancettula, Pinnularia gibba, Staurosirella pinnata (Ehrenberg) Williams et Round, Gomphosphenia grovei var. lingulata, Navicula jumboi Pantocsek, Encyonema silesiacum (Bleisch) Mann, Actinella brasiliensis Grunow, Tetracyclus glans (Ehrenberg) Mills, Rhopalodia gibberula (Ehrenberg) Müller.

Присутствие обитателей современных тропических и субтропических озер *Ellerbeckia* kochii, Eunotia pectinalis, Staurosirella pinnata, Staurosira construens, Actinella brasiliensis говорит о наличии хорошо прогреваемых участков озера – заливов и мелководий.

Таким образом, в разрезе отложений скв. 513 вскрыты отложения дотанхойской, танхойской и аносовской свит. Выделены две диатомовые зоны и три палинозоны, отражающие условия накоплении озерной толщи в небольшом водоеме с хорошо развитой зоной литорали в раннем – среднем миоцене. Такая оценка возраста согласуется с датировками отложений по палинологическим данным из скв. 545 и результатами изучения диатомей из осадков скв. 545, 531 и 532 Баргузинской долины [3, 4, 5, 6].

Присутствие обитателей современных тропических и субтропических озер *Ellerbeckia* kochii, Eunotia pectinalis, Staurosirella pinnata, Staurosira construens, Actinella brasiliensis говорит о наличии хорошо прогреваемых участков озера – заливов и мелководий.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 19-04-00746 и бюджетного проекта ЛИН СО РАН 0279–2021–0008 на базе приборного центра "Электронная микроскопия", входящем в ЦКП "Ультрамикроанализ" ЛИН СО РАН.

Литература

1. Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин Байкальского типа // Известия академии наук СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 18–29.

2. Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Чувашова И.С., Усольцева М.В. Отложения Танхойского третичного поля, Южно-Байкальская впадина: стратиграфия, корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. Vol. 5. № 4. Р. 993–1032.

3. Рассказов С.В., Трегуб Т.Ф., Волков М.А. Палинологическая характеристика аллювиальных толщ долины реки Баргузин (республика Бурятия) // ВЕСТНИК ВГУ. Серия: Геология. 2019. № 2. С. 150-152.

4. Усольцева М.В., Титова Л.А., Хассан А., Чувашова И.С., Рассказов С.В. Центрические диатомовые водоросли из палеозер Байкальской рифтовой зоны, Россия // Вопросы современной альгологии. 2019. Т. 20. № 2. С. 279–284.

5. Hassan A., Usoltseva M., Rasskazov S., Chuvashova I., Titova L. The first study of fossil diatom flora from Middle Miocene-Lower Pliocene lacustrine sediments in BarguzinValley, Baikal Rift Zone // Quaternary International. 2019. Vol. 524. P. 24–30.

6. Usoltseva M.V., Hassan A., Rodionova E.V., Titova L.A., Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. The first finding of diatoms from the Early Miocene lacustrine deposits of the Barguzin Valley (Baikal Rift Zone) // Limnology and Freshwater Biology 2020. Vol. 4. P. 752–754.

КУДАРИНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 9 (10) ДЕКАБРЯ 2020 г. с M_W =5.5, I_0 =7 (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ БАЙКАЛ, РОССИЯ)

Л.Р. Цыдыпова, Ц.А. Тубанов, Д.П.-Д. Санжиева, П.А. Предеин Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, tsydypova@ginst.ru

10 декабря 2020 г. в 05:44 по местному времени (9 декабря в 21:44 по Гринвичу) в устье реки Селенги в Кабанском районе Республики Бурятия произошло землетрясение с K_P =13.7 и интенсивностью сотрясений в эпицентре 7 баллов по шкале MSK-64 [4]. Эпицентр находился в непосредственной близости от залива Провал. Сотрясениями была охвачена обширная территория, включающая Кабанский, Прибайкальский, Тарбагатайский районы, города Улан-Удэ, Иркутск, Ангарск и др. территории.

В сейсмотектоническом аспекте очаг Кударинского землетрясения был приурочен к Селенгино-Чивыркуйскому грабену, являющемуся на современном этапе развития эволюции Среднебайкальской впадины ее главным структурным элементом. Грабен характеризируется наличием густой сети активных разломов (Сахалино-Энхалукский, Дельтовый, Усть-Селенгинский, Фофановский и др. [3]), а также высокой сейсмической активностью, подтверждающейся такими землетрясениями, как катастрофическое Цаганское (12.01.1862 г., M~7.5 [2]), Среднебайкальское (29.08.1959 г., M~6.8 [1]) и другими. Последний раз землетрясение подобное Кударинскому в 50-ти километровом радиусе произошло 50 лет назад 28.03.1970 года с M_L =5.5 (Байкальское землетрясение [5]).

Параметры основного точка Кударинского землетрясения (φ =52.36°N, λ =106.62°E, h=18 км, K_P =13.7, M_W =5.5) определены по данным 17 сейсмических станций локальной сети Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН и Геологического института СО РАН и региональной сети Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН. Землетрясение произошло под действием напряжений растяжения, ориентированных в северо-западном направлении. Тип движения в очаге по обеим плоскостям — сброс с компонентами сдвига.

Землетрясения сопровождалось серией афтершоков. В локальный каталог за период с 09 декабря 2020 г. по 12 января 2021 г. включены данные 72 повторных толчков в диапазоне энергетических классов *K*p=5.3–12. Три наиболее сильных афтершока с *K*p=10.4, 12.2 и 9.8 последовали в первые сутки после основного толка. Первый через 5 мин после основного толчка, два последующих с перерывом в 13 мин в течение следующего дня. Затем через пять суток, 16 декабря, произошел еще один достаточно сильный афтершок с *K*p=10.8.

Макросейсмическое обследование последствий Кударинского землетрясения проводилось сотрудниками Геологического института СО РАН. Область максимальных сотрясений от 7 до 6 баллов охватила населенные пункты Кабанского района Республики Бурятия, характеризующейся относительно низкой плотностью населения. В плейстосейстовой зоне, в 17 км к юго-западу от эпицентра, расположено село Кудара, в котором интенсивность достигла 6–7 баллов. В населенных пунктах Корсаково, Дубинино, Посольское, Большое Колесово, Каменск землетрясение ощущалось с интенсивностью 6 баллов. Сильные афтершоки также ощущались в части населенных пунктов Республики Бурятия и Иркутской области.

Работа выполнена в рамках темы НИР "Геоэкологические риски и экстремальные природные явления Сибири и Дальнего Востока", № гос. рег. АААА-А21-121011890033-1.

Литература

1. Голенецкий С.И. Определение мощности земной коры по наблюдениям волн, отраженных от ее подошвы, и глубины залегания очагов афтершоков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. // Геология и геофизика. 1961. № 2. С. 111–116.

2. Демин Э.В. Антология провала: Исторические материалы о катастрофическом Цаганском землетрясении 1862 г. Провал на Байкале. Улан-Удэ, 2005. 296 с.

3. Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизи-ка. 2016. Т. 7. №. 3. С. 407–434.

4. Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. М.: МГК АН СССР, 1965. 11 с.

5. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И. Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии: Сборник научных трудов. Москва: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 1993. С. 113–122.

ИЗУЧЕНИЕ МАКРОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИЯХ г. УЛАН-УДЭ, ПОДВЕРГШИХСЯ ТЕХНОГЕННОМУ ИЗМЕНЕНИЮ

Т.В. Чередова, С.Г. Дорошкевич Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, cheredova-tv@yandex.ru, sv-dorosch@mail.ru

Снежный покров является наиболее информативным показателем загрязнения атмосферного воздуха в зимний период. Снег поглощает существенную часть продуктов техногенеза и аккумулирует их в течение зимнего периода. Количество выпадающего со снегом твердого осадка характеризует запыленность территории, фильтрат талого снега (снеговая вода) отражает степень загрязнения воздушного бассейна хорошо растворимыми формами химических элементов, наиболее токсичных для растений и живых организмов [1].

Целью настоящего исследования являлось изучение макрокомпонентного состава снежного покрова на техногенно-измененных территориях г. Улан-Удэ.

Объектом исследования являлся снежный покров, отобранный на территориях, используемых ранее в качестве участков захоронения промышленных и бытовых отходов г. Улан-Удэ, закрытых в настоящее время: свалки бытовых отходов в п. Сотниково и п. Стеклозавод, свалка промышленных отходов в п. Восточный, участок захоронения золошлаковых отходов в п. Площадка. В качестве фоновых участков были выбраны 3 модельные площадки в районах каждого из вышеуказанных объектов захоронения отходов с учетом розы ветров.

Пробы снега были отобраны в конце февраля 2021 г в период максимального снегозадержания. При отборе пробы пробоотборник вдавливался до упора в снежный покров, снег отбирался из всего объема пробоотборника за исключением 2-5 сантиметрового слоя, прилегающего к поверхности почвы для исключения попадания травы, мусора и прочих крупных загрязнений в пробу. Снег помещался в полиэтиленовый промаркированный пакет. Таяние снега осуществлялось при комнатной температуре в течение одних суток. После полного растаяния весь объем полученной снежной воды пропускался через фильтрующую воронку Бюхнера с фильтром «синяя лента», предварительно взвешенным и доведенным до постоянной массы. Концентрации основных анионов и катионов в снеговой воде были определены стандартными химическими методами с учетом требований ГОСТов в лаборатории гидрогеологии и геоэкологии ФГБУН ГИН СО РАН.

Расчет пылевой нагрузки был проведен согласно методическим рекомендациям [4]. На основании соотношения показателя среднесуточной пылевой нагрузки на контрольных площадках относительно фоновых показателей рассчитаны коэффициенты концентрации (K_{κ}), которые свидетельствуют о величине нагрузки на исследуемой территории. При расчете K_{κ} для каждой техногенно-измененной территории были выбраны соответствующие фоновые участки. Результаты расчета пылевой нагрузки показали, что для трех исследуемых участков техногенного воздействия характерен низкий уровень загрязнения снежного покрова, пылевая нагрузка на них варьируется от 10,8 до 77,5 мг/м²×сут, однако превышение пылевой нагрузки на данных участках относительно фоновых показателей – в 3 раза. Участок для захоронения золошлаковых отходов (п. Площадка) характеризуется высоким уровнем загрязнения с величиной пылевой нагрузки 583,7 мг/м²×сут, что в 32 раза выше фоновых показателей.

Анализ макрокомпонентного состава снеговой воды был проведен по шестнадцати показателям (табл.): водородный показатель (pH), кремниевая кислота (H₂SiO₃), минерализация, перманганатная окисляемость (ПМО), ионы аммония (NH₄⁺), калия (K⁺), натрия (Na⁺), магния (Mg²⁺), кальция (Ca²⁺), железо (Fe³⁺), гидрокарбонаты (HCO₃⁻), хлориды (Cl⁻), нитриты (NO₂⁻), сульфаты (SO₄²⁻), нитраты (NO₃⁻), фториды (F⁻). В связи с отсутствием норм ПДК, утвержденных для снеговой воды, в качестве эталонных значений для анализа были выбраны концентрации веществ в снеговой воде оз. Байкал, полученные И.А. Белозерцевой и др. в 2015 г. [1] и ПДК для водных объектов рыбохозяйственного назначения (ПДК_{рыб-хоз}) [3].

	1															
Площадки		11 6.0		THE	Конц	онцентрация катионов, мг/л Концентрация анионов, мг									мг/л	
отбора проб	pН	H ₂ S1O ₃ , мг/л	Минерализация, мг/л	ПМО, мгО₂/л	$\mathrm{NH_4}^+$	\mathbf{K}^+	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Fe ³⁺	HCO ₃ -	Cl-	NO_2^-	SO4 ²⁻	NO ₃ -	F
снеговая вода оз. Байкал, (2015 г.) [1]	6,43	-	11,1	-	0,16	0,29	0,52	0,31	1,54	0,01	4,14	3,33	0,03	3,70	0,16	0,09
ПДК _{рыб-хоз} [3]	C_{φ}	-	-	-	0,50	50	120	40	180	0,1	-	300	0,08	100	40	С _ф +0,05 (до 0,75)
п. Сотниково																
фон	4,19	0,43	21,23	1,50	0,05	0,21	-	2,37	1,60	0,19	11,20	0,76	0,02	3,95	0,60	0,06
свалка	4,98	<u>0,41</u> 0,95	<u>28,19</u> 1,33	<u>1,72</u> 1,15	<u>0,05</u> 1,00	<u>1,05</u> 5,00	<u>0,40</u> -	<u>1,51</u> 0,64	<u>2,00</u> 1,25	<u>0,29</u> 1,53	<u>5,70</u> 0,51	<u>1,05</u> 1,38	<u>0,03</u> 1,50	<u>6,25</u> 1,58	<u>1,85</u> 3,08	<u>0,10</u> 1,67
					п. С	текло	заво	д								
фон	5,93	0,51	37,76	2,36	0,85	0,21	-	1,70	6,21	0,28	13,20	0,76	0,04	13,16	0,90	0,13
свалка	5,59	<u>0,37</u> 0,73	<u>22,6</u> 0,60	$\frac{1,42}{0,60}$	<u>0,05</u> 0,06	<u>0,69</u> 3,29	<u>0,05</u> -	<u>1,28</u> 0,75	<u>3,41</u> 0,55	<u>0,19</u> 0,68	<u>6,90</u> 0,52	<u>0,76</u> 1,00	<u>0,04</u> 1,00	<u>7,57</u> 0,58	<u>1,43</u> 1,59	<u>0,06</u> 0,46
п. Восточный, п. Площадка																
фон	6,10	0,45	15,35	1,82	0,38	0,34	-	0,91	2,00	0,14	2,90	0,14	0,15	7,40	0,60	0,11
свалка, падь Баба- санова	5,70	<u>0,47</u> 1,04	<u>14,52</u> 0,95	<u>1,71</u> 0,94	<u>0,45</u> 1,18	<u>0,82</u> 2,41	-	<u>0,78</u> 0,86	<u>1,90</u> 0,95	<u>0,09</u> 0,64	<u>4,40</u> 1,52	<u>0,74</u> 5,29	<u>0,18</u> 1,20	$\frac{4,44}{0,60}$	<u>0,31</u> 0,52	<u>0,12</u> 1,09
площадка золошлаков	6,56	0,62 1,38	<u>59,75</u> 3,89	<u>2,93</u> 1,61	<u>0,05</u> 0,13	2,47 7,26	0 <u>,16</u> -	2,06 2,26	<u>11,6</u> 5,81	0,26 1,86	<u>14,40</u> 4,97	0,63 4,50	<u>1,02</u> 6,80	25,82 3,49	0,70 1,17	0,22 2,00

Таблица. Содержание химических элементов в снеговой воде и коэффициенты концентрации (К_к) загрязняющих веществ

Примечание. В числителе представлена концентрация, мг/л, в знаменателе - К_к относительно фонового значения на каждой модельной площадке. Выделение жирным шрифтом - превышения над фоновыми показателями. С_ф – фоновая концентрация.

Участком, наиболее близким по составу к снеговой воде оз. Байкал, является фоновая площадка п. Сотниково. Концентрация SO₄²⁻, NO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, HCO₃⁻ и, как следствие, общая минерализация снеговой воды, на фоновой площадке п. Сотниково превышает аналогичные показатели снеговой воды Байкальской котловины, но концентрация ионов NH₄⁺, K⁺, Na⁺, Cl⁻, NO2⁻, F⁻, напротив, меньше значений, определенных в снеговой воде оз. Байкал. Сходство гидрохимических показателей снеговой воды фоновой площадки п. Сотниково и котловины оз. Байкал, с учетом преобладающего северо-западного направления ветра, характерного для города Улан-Удэ, свидетельствует об отсутствии специфических источников загрязнения атмосферы по ходу движения воздушных масс от оз. Байкал к городу. Из всех проанализированных показателей в снеговой воде г. Улан-Удэ аномально высокими были значения ионов Fe³⁺ – до 15,83 раз по сравнению со снеговой водой оз. Байкал. Высокие содержания ионов Fe³⁺ были зафиксированы во всех исследуемых пробах. В целом же, превышение ПДК_{рыб-хоз} в снеговой воде выявлено по иону NH₄⁺ (1,7 ПДК_{рыб-хоз}), NO₂⁻ (1,88-12,75 ПДК_{рыб-хоз}), Fe³⁺ (1,4-3,7 ПДК_{рыб-хоз}). При сопоставлении макрокомпонентного состава снеговых вод с техногенноизмененных территорий с фоновыми участками выявлено, что на территориях, подверженных техногенному изменению, наблюдается незначительный рост концентрации исследуемых показателей в большинстве случаев в 1,5 раза, что свидетельствует об отсутствии существенного влияния компонентов захороненных отходов на качество снегового покрова. Единственным участком со значительным загрязнением снежного покрова, является площадка золошлаков, на которой полностью не проведены рекультивационные мероприятия, направленные на закрытие пылящей поверхности площадки изолирующим слоем.

Фитотоксичность снеговой воды была определена по методике, опробованной авторами С.Г. Дорошкевич, И.В. Бардамовой [2], основанной на проращивании семян растений на фильтровальной бумаге. Для эксперимента было выбрано две культуры: Raphanus sativus (редис «Заря») и Avena sativa L. (овес посевной). Семена культур показали высокую схожесть за время культивирования. Индекс токсичности, рассчитанный по количеству проросших семян на заключительный день эксперимента варьировался от 1,0 до 1,11 для двух культур, что позволяет отнести пробы снеговой воды к V (норма)-VI (стимуляция) классам. Стоит отметить, что скорость прорастания семян Avena sativa L. была несколько снижена для проб, отобранных на свалке в пади Бабасанова и площадке для захоронения золошлаковых отходов.

Результаты проведенных исследований показали, что воздушные массы, поступающие на территорию г. Улан-Удэ, относительно схожи по макрокомпонентному составу со снеговым покровом Байкальской котловины. Исключение составляет аномально высокая концентрация ионов железа (III), которая была зафиксирована во всех исследуемых пробах. Загрязнение атмосферного воздуха г. Улан-Удэ, вследствие деятельности стационарных и передвижных источников загрязнения атмосферы, отражается в качестве снегового покрова, приводя к превышению концентрации практически всех показателей по сравнению со снеговой водой оз. Байкал. Снеговые воды с техногенно-измененных территорий на закрытых свалках промышленных и бытовых отходов незначительно отличаются от снеговых вод, отобранных на фоновых участках. Значительное загрязнение наблюдается на площадке золошлаков, на которой не проведены рекультивационные мероприятия в полном объеме. Значительного фитотоксичного эффекта проб снеговой воды не выявлено.

Литература

1. Белозерцева И. А., Воробьева И. Б., Власова Н. В., Янчук М.С., Лопатина Д.Н. Химический состав снега акватории озера Байкал и прилегающей территории // География и природные ресурсы. 2017. № 1. С. 90-99.

2. Дорошкевич С. Г., Бардамова И. В. Фитотоксичность лежалых отходов обогащения сульфидновольфрамовых руд Джидинского месторождения (западное Забайкалье) // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2016. № 3. С. 241-251.

3. Приказ Министерства сельского хозяйства РФ от 13 декабря 2016 г № 552 «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах ... » (с изменениями на 10 марта 2020 года) // [Электронный ресурс: https://docs.cntd.ru/document] (дата обращения 22.06.2021 г.)

4. Методические рекомендации по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населенных пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почве. М.: ИМГРЭ, 1990 г.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ МАГМАТИЗМА ХРЕБТА СТЕЛМЕЙТ КАК ОТРАЖЕНИЕ РАЗНООБРАЗИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

В.В. Шабыкова, С.А. Силантьев

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия, sv3739@gmail.com

Важным элементом в реконструкции картины геодинамической эволюции литосферы северо-западной акватории Тихого океана является хребет Стелмейт, расположенный непосредственно к югу от Алеутской островной дуги и ограниченный с запада северным окончанием вулканической цепи Императорских подводных гор, с севера - Алеутским глубоководным желобом, с юга – Императорским трогом и с востока разломной зоной Рэт. Хр. Стелмейт обладает морфологическими признаками, присущими типичным поперечным хребтам, расположенным в активных участках крупных трансформных разломов Мирового океана (например, [4], [5]). Следует заметить, что простирание хр. Стелмейт конформно не только ориентировке вмещающего его разрлома, но и простиранию расположенных непосредственно к северу глубоководного Алеутского желоба и Алеутской островной дуги (рис. 1). В работе [6] предполагается океаническая природа хр. Стелмейт, а его происхождение рассматривается как результат тектонического взброса блока океанической литосферы мелового возраста вдоль трансформного разлома. Данные о составе пород, слагающих хр. Стелмейт, отсутствовали вплоть до 2009 года, когда удалось получить обширный каменный материал, поднятый при драгированиях, проведённых на нескольких сегментах хребта в 201-ом рейсе немецкого научно-исследовательского судна (НИС) «Зонне». Позже (2016 г.), в ходе 249-го рейса НИС «Зонне», был опробован северо-западный сегмент хр. Стелмейт, который погружается в Алеутский глубоководный желоб. В результате драгирований, проведенных в обоих этих рейсах, было установлено, что в строении хр. Стелмейт участвует ассоциация пород, в петрографическом отношении типичная для океанических магматических комплексов и включающая серпентиниты, габбро, диориты и базальты. Изучение петролого-геохимических особенностей драгированных пород позволило прийти к выводу, что серпентиниты и габброиды хр. Стелмейт представлены преимущественно членами мафит-ультрамафитовой ассоциации кумулятивного происхождения [3]. В работе [2] было также установлено, что изотопный состав и характер распределения высокозарядных редких элементов в амфиболитах, ассоциирующих с породами мафит-ультрамафитовой ассоциации северо-западного сегмента хр. Стелмейт, позволяют предполагать, что протолит этих пород был представлен дериватом толеитового расплава, родительского для N-MORB. Характерная ассоциация минералов и P-T параметры метаморфизма амфиболитов xp. Стелмейт могут, указывать на то, что они являются продуктом субдукционного метаморфизма.

Коллекция, имеющаяся в распоряжении авторов, включала образцы, поднятые на девяти станциях драгирования, расположенных вдоль всего простирания хр. Стелмейт на расстоянии около 500 км. В петрографическом отношении изученные образцы представлены следующими типами пород: серпентиниты (14 образцов), габбро (17 образцов), габбро-диориты (1 образец), диориты (2 образца), базальты (9 образцов), меланократовые милониты (3 образца). литокластические брекчии (1 образец) и амфиболиты (1 образец). Получение сведений о вариациях индикаторных петролого-геохимических параметров магматизма вдоль всего простирания хр. Стелмейт могут иметь принципиальную важность для построения адекватной модели геодинамической эволюции литосферы северо-западной Пацифики.

Исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем проводили в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН по стандартной методике. Для определения концентраций рубидии, стронция, самария и неодима применяли метод изотопного разбавления с использованием смешанных трассеров. Измерения проводились на многоколлекторном твёрдофазном масс-спектрометре Triton.

Характер вариаций изотопных отношений стронция и неодима пород хр. Стелмейт указывает на существование трёх групп (рис. 2). К первой относятся образцы габброидов (ст. So249-DR47, So201-DR57, 58), базальтов (DR45-15, 16, 21, 28, DR58-10), милонита (DR45-4), брекчии (DR60-4) и амфиболита (DR45-30). Эти породы обнаруживают изотопногеохимическую связь с деплетированным источником, соответствующим мантийному резервуару, продуцирующему характерные для срединно-океанических хребтов MORB. С другой стороны, отдельные образцы вулканических и плутонических пород, отобранных на той же станции, обладают геохимическими признаками островодужного происхождения и в отношении изотопного состава Nd соответствуют типичным вулканитам Алеутской дуги. Вторая группа образцов, драгированных на станции So249-DR47 (серпентиниты и милонит, обр. DR47-17), отражает тренд возрастания ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr при взаимодействии протолита с флюидом морского происхождения. Кроме представителей двух вышеуказанных магматических серий в строении разреза литосферы в районе хр. Стелмейт возможно, участвуют породы, происхождение которых не связано с эволюцией расплавов, не имеющих отношение к мантийным резервуарам океанического типа (обр. DR38-7, DR45-1, ст. So201-37, DR7-10,11,12).



Рис. 1. Карта акватории северо-западной части Тихого океана с расположением станций драгирования НИС «Зонне», на которых были получены изученные породы

Таким образом, петрологические и изотопно-геохимические особенности пород, драгированных на северо-западном фланге хребта Стелмейт, указывают на геохимическую гетерогенность источников, формирующих их родительские расплавы. Результаты, полученные при изучении коллекции образцов, собранной в 201-ом и 249-ом рейсах НИС «Зонне», свидетельствуют о том, что реальное строение хр. Стелмейт не соответствует модельному образу, предполагающему его принадлежность к каноническому типу океанической литосферы.



Рис. 2. Вариации изотопного состава стронция и неодима в изученных породах. Ромбами обозначены ультраосновные породы, квадратами – габбро и диориты, кружками – базальты и долериты, звёзды - милониты, кресты с вертикалью - амфиболиты, плюсы - брекчии. Для сравнения приведены данные MORB (кресты), вулканических пород Алеутской дуги (треугольники) по [1], состав деплетированной мантии (чёрная звезда) по [7]

Рейсы НИС «Зонне» SO201 и SO249 проводились в рамках проектов KALMAR (2009г.) и BERING (2016г.) при финансовой поддержке Министерства образования и науки ФРГ. Настоящее исследование осуществлялось за счет средств, выделяемых из бюджета на исследования, ведущиеся по теме 0137-2019-0012 "Петрология, геохимия и геодинамика процессов образования и эволюции литосферы океанов и континентов".

Литература

1. Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология. 2004.Т. 12. № 5. С.451-466.

2. Силантьев С.А., Грязнова А.С., Шабыкова В.В. Амфиболиты хребтов Стелмейт и Ширшова (Северо-Западная Пацифика): Индикаторы геодинамического режима метаморфизма на конвергентной границе литосферных плит // Геохимия. 2021. Т.66. № 3. С.199-215.

3. Силантьев С.А., Кубракова И.В., Портнягин М.В., О.А.Тютюнник, Жилкина А.В., Грязнова А.С., Хернле К., Вернер Р. Ультрамафит-мафитовая ассоциация плутонических пород и роговообманковые сланцы хребтов Ширшова (Берингово море) и Стелмейт (северо-западная акватория Тихого океана): геодинамическая интерпретация геохимических данных // Петрология. 2018. Т. 26. № 5. СС. 511-534.

4. Brunelli D., Seyler M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E. Discontinuous Melt Extraction and Weak Refertilization of Mantle Peridotites at the Vema Lithospheric Section (Mid-Atlantic Ridge) // J. of Petrology. 2006. Vol. 47. № 4. P. 745-771.

5. Gasperini L., Bonatti E., Ligi M., Sartori R., Borsetti A., Negri A., Ferrari A., Sokolov S. Stratigraphic numerical modeling of a carbonate platform on the Romanche transverse ridge, equatorial Atlantic // Marine Geology. 1997. Vol. 136. P. 245 - 257.

6. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications // Geological Society of America Bulletin. 1988. Vol. 100. P. 733-754.

7. Workman R.K., Hart S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // Earth and Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 231. № 1–2. P. 53-72.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДОНОСНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ЗАШИХИНСКОГО МАССИВА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

М.А. Шаповалов, Н.В. Алымова

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

С проявлениями щелочногранитного магматизма связаны уникальные месторождения с комплексной (Ta, Nb, Zr, TR) редкометальной минерализацией. К подобным массивам относится Зашихинское тантал-ниобиевое месторождение, расположенное в Нижнеудинском районе Иркутской области и приуроченное к позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометалльной зоне. Руды месторождения обогащены высокими концентрациями тантала, ниобия, циркония, редкоземельными элементами иттриевой группы. Вопрос происхождения щелочных гранитов массива является предметом дискуссии. С одной стороны, ряд авторов полагает, что массив сложен щелочными редкометалльными агпаитовыми гранитами [13, 12, 4, 1], а уникальная редкометалльная минерализация связана с процессами длительной кристаллизационной дифференциации расплава с закономерным накоплением несовместимых элементов к конечным продуктам магматического процесса [8, 11, 6, 15]. С другой стороны, существует и противоположная точка зрения, согласно которой редкометалльное оруденение образовалось в результате постмагматической метасоматической переработки гранитов [3, 10, 2].

Зашихинский массив сложен щелочными гранитами, образующими обособленное тело, которое внедрено в Хайламинский массив гранитоидов среднепалеозойского огнитского комплекса. В плане массив имеет эллипсоидную, вытянутую в северо-западном направлении форму, его площадь составляет около 1,3 км². Глубина эрозионного среза равна около 300 м. Граниты Зашихинского массива – это средне- и мелкозернистые породы с массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. Их минеральный состав (об. %): кварц (20-45), микроклин (5-25), альбит (25-70). Кроме того, в породах встречаются щелочной амфибол (арфведсонит), пироксен (эгирин), слюда, флюорит, криолит, торит, пирохлор, карбонаты и сульфиды.

Минералами-концентраторами тантала, ниобия и других редких элементов в породах и рудах массива, представляющими основную практическую ценность при эксплуатации месторождения, являются колумбит и Nb-рутил (концентраторы тантала и ниобия), циркон и циртолит (концентраторы циркония, иттрия, гафния), ксенотим и гагаринит (концентраторы элементов иттриевой группы). Рудные минералы демонстрируют спектры REE типичные для минералов магматического происхождения и образуют мелкую рассеянную вкрапленность, которая, в целом, равномерно распределена в породах массива [1].

В пределах Зашихинского массива выделены три фациальные разновидности гранитов: 1) амфиболсодержащие кварц-микроклин-альбитовые (фация 1) – породы с порфировыми выделениями "гороховидного" кварца и удлиненными призмами черного амфибола (арфведсонита). Эти граниты слагают тело в юго-западной приконтактовой части Зашихинского массива и являются наиболее ранней фациальной разновидностью слагающих его пород; 2) лейкократовые кварц-альбит-микроклиновые редкометалльные (фация 2) – для них характерны как крупные "гороховидные" вкрапленники кварца, так и его мелкие зерна в основной массе породы. Данная фациальная разновидность гранитов наблюдается в центральной части месторождения; 3) лейкократовые кварц-альбитовые, переходящие в альбититы (фация 3) – существенным отличием данной фации является наличие участков мономинеральных альбититов среди кварц-альбитовых образований. Границы между фациями гранитов массива нечеткие, с постепенными переходами. Выделенная последовательность фациальных разновидностей пород массива связана с магматической дифференциацией щелочно-гранитных расплавов, обогащенных флю-идными компонентами.

По составу редкометалльные породы Зашихинского месторождения относятся к агпаитовым щелочным гранитам и характеризуются высокими содержаниями большинства некогерентных элементов. В них фиксируются повышенные содержания Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE по отношению к кларковым содержаниям [17], повышенная щелочность (Na₂O+K₂O до 12,68 мас. %) и низкие содержания Ca, Mg, Al, Ba, Sr. Петрохимические характеристики исследуемых редкометалльных пород и их минеральный состав отвечают гранитам А-типа [18, 14] и отнесены к областям пересыщенных щелочами гранитов [16]. По содержаниям Та, Li, Rb, Be, F руды месторождения приближаются к плюмазитовым танталоносным литий-фтористым гранитам [5].



Рис. Схема геологического строения Зашихинского массива [6]. *1* – четвертичные отложения; *2* – раннепротерозойские породы: сланцы, микрогнейсы, амфиболиты бирюсинской свиты (PR₁br₂); *3*–5 – породы Зашихинского массива: *3* – кварц-альбитовые граниты и альбититы (фация 3), *4* – лейкократовые кварц-альбит-микроклиновые граниты (фация 2), *5* – амфиболсодержащие кварц-микроклин-альбитовые граниты (фация 1); *6*–8 – среднепалеозойские интрузивные породы: *6* – пегматоидные амфиболовые граниты, *7* – граниты, сиениты, граносиениты огнитского комплекса (D₂og), *8* – диориты хойто-окинского комплекса (Pz₁ho). На врезке показано положение Зашихинского массива (звездочка) в строении Восточно-Саянской зоны редкометалльного магматизма

Главным рудным минералом является колумбит, находящийся в ассоциации с цирконом, арфведсонитом, эгирином, гагаринитом, криолитом. Арфведсонит и эгирин – типоморные минералы щелочных пород, которые могут образовываться только в условиях высокой агпаитности при Ka > 1,0 [5]. Известно, что для щелочных гранитов с Ka > 1,0 ведущая роль концентратора тантала и ниобия принадлежит пирохлору, который находится в ассоциации с цирконом, арфведсонитом, гагаринитом и алюмофторидами (например, криолитом). Подобный минеральный состав характерен для гранитов Катугинского массива, близкого с Зашихинским по рудноформационному типу. В породах Зашихинского месторождения помимо слюд, характерных для агпаитовых щелочных гранитов (полилитионита, литиевого лепидомелана), обнаружены мусковит, лепидолит, протолитионит [2], то есть типичные минералы литий-фтористых гранитов. Также в экзоконтактовых зонах Зашихинского месторождения найдены онгонитоподобные дайки [7]. Как известно, онгониты выступают субвулканическими аналогами литий-фтористых гранитов [9, 5].

Таким образом, по минералогическим и геохимическим особенностям пород Зашихинского месторождения массив сложен гранитами, близкими по минеральным ассоциациям как к целочным агпаитовым разновидностям, так и к гранитам Li-F типа. Агпаитовые и Li-F граниты кристаллизуются из гранитовых магм разных геохимических типов и данные разновидности гранитов не встречаются в пределах одного редкометалльного массива. На основе приведенных данных можно заключить, что Зашихинское месторождение образовано из магмы "переходного состава", характеризующейся минеральными парагенезисами, промежуточными между парагенезисами щелочных агпаитовых и литий-фтористых гранитов. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00261_а, интеграционного проекта ИНЦ СО РАН (блок 1.4), государственного задания по Проекту № 0284-2021-0008.

Литература

1. Алымова Н.В., Владыкин Н.В. Особенности состава рудообразующих минералов в редкометалльных щелочных гранитах Зашихинского массива (Иркутская область) // Записки российского минералогического общества. 2021. № 1. С. 76-91.

2. Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России. М.: ВИМС, 2012. 191 с.

3. Архангельская В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение, зональность и оруденение Зашихинского тантал-ниобиевого месторождения // Отечественная геология. 1997. № 5. С. 7-10.

4. Бескин С.М. Геология и индикаторная геохимия тантал-ниобиевых месторождений России (редкометальные граниты). Москва: Научный мир, 2014. 112 с.

5. Владыкин Н.В. Минералого-геохимические особенности редкометальных гранитоидов Монголии. Новосибирск: Наука, 1983. 200 с.

6. Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометальных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554-568.

7. Дергачев В.Б., Анникова И.Ю. Онгонитоподобные дайки Зашихинского месторождения (Восточные Саяны) // Доклады РАН. 1993. Т. 332. № 5. С. 614-616.

8. Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н., Удоратина О.В., Чевычелов В.Ю. Цирконийгафниевый индикатор фракционирования редкометальных гранитов // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 28-50.

9. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты – субвулканические аналоги редкометальных литийфтористых гранитов. Труды совместной Советско-Монгольской экспедиции, 1976. Вып. 15. 128 с.

10. Кудрин В.С., Шурига Т.Н. Российский опыт открытия уникальных и крупных комплексных редкометалльных (Ta, Nb, Y, TR, Zr) месторождений в щелочных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах и пути его реализации в современных условиях / Мат. конф. «Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов». Санкт-Петербург: Горный институт, 1998. С. 79-84.

11. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 375-399.

12. Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В. Состав, источники и механизмы формирования редкометальных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 515-536.

13. Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н., Воронцов А.А., Сугоракова А.М. Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометальной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 438-449.

14. Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrol. 2011. Vol. 52. P. 39-55.

15. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarova E.V., Kotov A.B., Vladykin N.V., Pisarevsky S.A., Larin A.M., Salnikova E.B., Saveleva V.B., Sharygin V.V., Starikova A.E., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D., Mazukabzova A.M., Bazarova E.P., Kovach V.P., Zagornaya N.Yu., Alymova N.V., Khromova E.A. The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberia): Constraints on age and genesis // Ore Geol. Reviews. 2017. No. 91. P. 246-263.

16. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // GSA Bulletin. 1989. 101 (5). P. 635-643.

17. Wedepohl. The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. Vol. 59. No. 7. P. 1217-1232.

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

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА

Н.В. Шептякова, В.С. Антипин, Л.В. Кущ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, viksaly@mail.ru

Важнейшей особенностью Центрально-Азиатского складчатого пояса является масштабное развитие гранитоидного магматизма, интенсивно проявившегося в связи с каледонскими аккреционно-коллизионными событиями и постколлизионными геологическими процессами, которые нередко завершаются пегматоидными образованиями в южном обрамлении Сибирского кратона [7, 8, 13 и др.]. Каледонский магматизм Прибайкалья (Хамар-Дабанский и Ольхонский регионы) представлен гранитоидами, относящимися к синколлизионным породам S-типа, которые близки к среднему составу континентальной коры. Среди них преобладают гранитоиды известково-щелочного и субщелочного рядов, источником расплавов которых являются гнейсы и сланцы хамардабанской и ольхонской метаморфических толщ. Об этом свидетельствует унаследованность составов гранитоидов от вмещающих их пород, и зависимость от состава корового протолита.

В настоящем исследовании проведен сравнительный анализ разновозрастных пегматитов, формирующихся в условиях различных геодинамических обстановок в Ольхонском регионе, и дана их минералого-геохимическая типизация с анализом источников их зарождения на основе новых изотопно-геохимических данных. (пегматитовая жила пади Ташкиней, Аинский массив, массив Улн-Нур и пегматитовая жила Иликсин).

На постколлизионном этапе геологического развития Ольхонского региона формировались различные минералого-геохимические типы редкометалльных пегматитов, которые ранее были отнесены к фтор-тантал-иттриевому и бериллий-редкоземельному геохимическим эволюционным рядам [5, 10]. Важное место здесь занимает, впервые выявленный [1] на о.Ольхон, пегматит Ташкиней, принадлежащий Be-Nb-Ta минералого-геохимическому типу, которому свойственны высокие концентрации не только бериллия, но также Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, Pb и минимумы содержаний Li, F, B. Характерными редкометалльными и редкоземельными минералами в пегматите Ташкиней являются берилл, монацит, ксенотим, циркон, касситерит, вольфрамит и танталониобаты. Формирование пегматита Ташкиней относится к наиболее позднему возрастному рубежу, когда становление жильных тел лейкогранитов и пегматитов контролируется образованием субмеридиональных трещин в условиях уже постколлизионной обстановки.

Более сложное внутреннее строение пегматитовой жилы Иликсин в западной части Приольхонья, представленной разновозрастными пегматоидными породами, отличает ее от других редкометалльных пегматитов региона. Судя по составу и геохимическим характеристикам, в пегматитовом теле Иликсин отчетливо выделяются два типа пегматоидных образований. Южная его часть возрастом 458,3±1,4 млн лет [2, 9], представленная шлировым пегматитом, по соотношению K₂O/Na₂O и по редкоэлементному составу близка к гнейсам Приольхонья и пегматоидным лейкогранитам шаранурского комплекса, в которых не проявлена редкометалльная специализация. Более северный выход жильного пегматита Иликсин с возрастом 431,3±3,7 млн лет (возраст определялся В.Б. Хубановым, методом LA-ICP-MS ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) [2, 9] является типичным редкометалльным образованием с разнообразной ассоциацией редких минералов. По редкоэлементному составу редкометалльные разновидности пегматитов Иликсин и Ташкиней имеют общие закономерности, которые выражаются обогащением их Be, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn и Pb. В распределении редких земель породы обоих пегматитов характеризуются близкими содержаниями легких лантаноидов, глубоким Ец минимумом, однако пегматит Иликсин резко обогащен тяжелыми элементами REE спектра. Кроме того, одним из главных отличий этого пегматита является также обогащение его литием с проявлением в Северном Иликсине Li слюд (протолитионит и лепидолит). В отличие от типичных Li-F гранитов и пегматитов в указанных регионах породы жил Иликсин и особенно Ташкиней в Приольхонье имеют более низкие содержания фтора в

редкометалльных разновидностях. Это может свидетельствовать об особых условиях флюидного режима при формировании редкометалльных пегматоидных пород Ольхонского региона на постколлизионном этапе. В свете последних данных [3] можно предположить, что в Ольхонском регионе Прибайкалья проявлены различные поколения гранитных пегматитов: бериллоносные с тантало-ниобатами и иногда с мусковитом (Ташкиней), связанные с лейкогранитным комплексом, и натро-литиевые (Li, Ta, Cs, Sn, Be) пегматиты (Иликсин).

Редкометалльные пегматиты с амазонитом залегают среди гранитов Аинского массива на берегу оз.Байкал (бухта Ая) в Приольхонье. Массив занимает площадь около 2 км² и сложен породами 3-х интрузивных фаз: от крупнозернистых биотитовых гранитов до среднемелкозернистых лейкогранитов и заключительной фазы жильных гранитов и пегматитов. Аинская интрузия приурочена к крупной разрывной структуре северо-восточного простирания и по ее гранитам ранее был получен U-Pb возраст (методом SHRIMP-II) - 468 ± 6 млн. лет [19] [12] и 469 ± 1,5 млн. лет [4], который вполне укладывается в возрастной интервал раннепалеозойских гранитоидов шаранурского комплекса. На начальном этапе исследований жильной серии Аинского массива по морфологии жил, характеру контактов и степени дифференцированности было выделено два типа пегматитов [11]. К первому типу отнесены линзовидные либо шлировидные тела протяженностью не более 5-7 м, неравномернозернистой обычно апографической структуры, слабо дифференцированные с среднезернистой эндоконтактовой оторочкой гранитного кварц-микроклинового состава. Жилы второго типа характеризуются сложной морфологией и протяженностью до 30-40 м при мощности жильных тел 3-4 м. Они выражаются большей дифференцированностью и разнообразием минерального состава.

По более ранним исследованиям U-Pb систем цирконов Приольхонья и о.Ольхон, включая Аинский массив [6], были получены датировки небольших тел гранитов и пегматитов в интервале 410-386 млн лет. К этим значениям возраста весьма близки результаты 40 Ar/³⁹Ar измерений в спектрах биотитов, выделенных из прорывающей аинские граниты пегматитовой жилы, где наблюдается плато, соответствующее значениям возраста 412,8±4.2 и 391,1±3,9 млн. лет. Авторы данной работы [12] полагают, что эти датировки могут являться возрастом формирования поздних гранит-пегматитов в пределах Аинской интрузии. Методом LA-ICP-MS [9] В.Б. Хубановым (ГИН СО РАН, г.Улан-Удэ) проведено датирование цирконов из крупной пегматитовой жилы с амазонитом в апикальной части Аинского массива (обр. 621) и получен возраст 453,9±2,8 млн лет. На основании изученных взаимоотношений пород, их минералого-геохимических характеристик, а также датировок, полученных различными методами, можно заключить, что жильные пегматиты с амазонитом, прорывающие Аинскую интрузию, не связаны с формированием гранитоидов и пегматиов, пород шаранурского комплекса и являются постколлизионными образованиями.

В Приольхонье к востоку от проявления пегматитов в гранитах Аинской интрузии среди магнезиальных мраморов и щелочных пород Тажеранского массива проявлена жильная серия амазонитсодержащих пегматитов мыса Улан-Нур. Это крутопадающие субпараллельные жильные тела, обнаруженные на расстоянии до 1 км при мощности отдельных жил до 25 м [10]. Наиболее крупная среди пегматитовых жил района Улан-Нур прослежена по простиранию на 140 м, а по характеру зональности и значительной степени дифференцированности имеет сходство с Аинским редкометалльным пегматитом.

Среди исследованных редкометалльных пегматитов Ольхонского региона по минералого-геохимическим характеристикам наиболее приближены к Li-F типу гранитов и пегматитов жильные тела с амазонитом, прорывающие породы Аинского массива. Имеющиеся в литературе и новые минералого-геохимические данные свидетельствуют о возможности выделения в Приольхонье особого Аинского типа пегматитов, содержащего минерализацию, свойственную как редкометалльным гранитно-пегматитовым системам (F-Li-Ta-Rb-Cs-Sn-W), так и редкоземельным пегматитам (Be, Nb, Y, HREE, Zr, F). На примере сравнительной геохимической характеристики амазонитовых аинских пегматитов и жильных тел Улан-Нур отчетливо видно сходство в распределении редких элементов, выраженное в обогащении редкометалльных пород Rb, Cs, Be, Ta, Sn, Pb, Th, U при минимуме по отношению к составу верхней континентальной коры концентраций Ba, Sr, La,Ce, Nd, Eu и Zr. Это может свидетельствовать о вероятном генетическом родстве амазонитсодержащих пегматитов

Приольхонья, принадлежность их к одному минералого-геохимическому типу, наиболее приближенному к составу Li-F гранитов, относящемуся к постколлизионному этапу магматизма в Ольхонском регионе.

Таким образом, в Ольхонском регионе Прибайкалья пегматоидные граниты и пегматиты формировались в широком возрастном интервале (458 – 390 млн лет), образуют разнообразные по морфологии (шлировидные, линзовидные и жильные) тела, занимая различное геологоструктурное положение, и представлены различающимися минералого-геохимическими типами. Пегматоидные граниты и пегматиты, исследованные в Ольхонском регионе и содержащие концентрированную редкометалльную минерализацию, развиты более широко в регионах Забайкалья, Прибайкалья и Монголии и относятся к характерным проявлениям фанерозойского внутриплитного магматизма.

Исследование выполнено в рамках государственного задания (тема № 0350-2019-0007) и поддержано грантами 19-05-00172 и 20-55-44002-Mong_а Российского фонда Фундаментальных Исследований.

Литература

1. Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья и их геодинамическая интерпретация (хр.Хамар-Дабан, о.Ольхон) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 228-243.

2. Антипин В.С., Шептякова Н.В., Кущ Л.В., Хубанов В.Б. Минералого-геохимические типы коллизионных и внутриплитных пегматоидных гранитов и пегматитов Ольхонского региона (Прибайкалье), их возраст и генетические особенности // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 20-23 октября 2020. ИЗК СО РАН, Иркутск. 2020. С. 20-22.

3. Бескин С.М., Марин Ю.Б. Особенности гранитовых систем с редкометалльными пегматитами // Записки Российского минералогического общества. 2019. ч. СХLVIII. № 4. С. 1-16.

4. Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н. U-Pb-датирование и Sm-Nd-изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады АН. 2008. Т. 423. № 5. С. 651-655.

5. Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Систематика гранитных пегматитов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. №5. С. 422-435.

6. Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье // Доклады Академии Наук. 1995. Т. 344. №1. С. 96-100.

7. Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск. Изд.-во ГЕО, 2018. 248 с.

8. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.

9. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

10. Шмакин Б.М., Макагон В.М., Конев А.А., Иванов А.Н. Амазонитовые пегматиты Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Зап. ВМО. 1973. № 5. С. 591-599.

11. Шмакин Б.М., Загорский В.Е., Макагон В.М. Гранитные пегматиты. Редкоземельные пегматиты необычного состава. Т. 4. Новосибирск: Наука, 2007. 432 с.

12. Юдин Д. С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. ⁴⁰Ar/³⁹Ar-возраст и геохимические признаки синколлизионных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // Доклады АН. 2005. Т. 405. № 2. С. 251-255.

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

КАРТИРОВАНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И НАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ НА УЧАСТКЕ КЫЗЫЛ-СОР (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Т.С. Шойхонова, М.С. Шкиря, А.Ю. Белова

Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия, shoykhonova@yandex.ru

Поисково-разведочные работы были проведены на участке работ «Кызыл-Сор» на территории северного Казахстана. Участок располагается к северо-востоку в 200 км от города Нур-Султан и к востоку в 70 км от города Степногорск. Главной целью проведенных геофизических исследований являлось выявление скрытых зон сульфидной минерализации, для которых определяющими параметрами являются повышенные значения поляризуемости и высококонтрастные значения удельного электрического сопротивления (УЭС). Одной из задач являлось установление существования зоны надвига, в результате которого произошло разрушение штокверковой минерализации и последующий перенос минерализации в кору выветривания. Главной задачей являлось выявление и оконтуривание коры выветривания. Для решения поставленных задач была применена технология электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗ-ВП). Полученные результаты были сопоставлены с данными бурения.

Метод ЭМЗ-ВП является одним из методов импульсной электроразведки, в котором при помощи заземленных генераторных и приемных диполей проводятся зондирования становлением поля. Питающий электрический диполь АВ возбуждает разрез, в это время на приемных электродах измеряется разность потенциалов (рис. 1). Разница напряжений между приемными электродами контролируется во времени (интервал 125 мс). Переходный процесс (гальванический и индукционный) также регистрируется во время выключения тока [2].



Рис. 1 Гальванический способ возбуждения нестационарных электромагнитных полей: Схема установки, используемая в методе ЭМЗ-ВП

В рамках одномерных поляризующихся моделей с целью поиска слепых рудных тел на глубине, содержащих сульфидную минерализацию, была выполнена одномерная инверсия электромагнитных зондирований. При моделировании, осуществляемом в программе «Mars1D» [1], расчеты велись путём использования комплексного значения удельного электрического сопротивления (УЭС), зависящего от частоты [6].

В результате одномерной инверсии не удалось получить приемлемую модель среды. Вследствие этого возникла необходимость в выполнении геометрической 3D инверсии.

При выполнении 3D моделирования использовалось специализированное программное обеспечение (ПО) «ITEM-IP», разработанное в Новосибирском государственном техническом университете. Методика 3D инверсии базируется на использовании блочных структур, принцип работы с которыми описан в [3]. В ходе 3D инверсии для каждого из блоков были определены проводимость, поляризуемость и координаты границ блоков.

Анализ всех имеющихся исторических данных позволил сделать вывод о том, что медная минерализация участка Кызыл-Сор с потенциальным промышленным значением контролиру-

ется такими факторами, как наличие слабо эродированных «карманов» коры выветривания, присутствие в монцодиоритах первичной Си-Мо прожилково-штокверковой минерализации [5]. В дополнение к расположению в пределах гранитоидного комплекса, выделяются такие рудоконтролирующие факторы, как разломы северо-западного простирания, кварцевые штокверки с бедной минерализацией меди и дайки риодацит-порфиров, несущие рассеянную медную минерализацию. По отношению к зональности, связанной с процессами выветривания и современного осадкообразования основная доля оруденения сосредоточена в глинистых породах – структурных глинах верхней зоны коры выветривания и переотложенных глинах. Основная часть оруденения в коре выветривания была сформирована за счет гипергенного перераспределения меди и ее накопления (предположительно сорбционного) в глинистых фациях. Исходя из имеющихся палеоклиматических и геологических данных этот процесс может быть отнесен к мел-палеогеновому времени. Более поздние (неоген-четвертичные) тектонические процессы привели к неравномерному (блоковому) подъему территории и неравномерной денудации. В результате большая часть кор выветривания была эродирована, при этом часть высвобожденной меди в виде растворов мигрировала с подземными водами и переотлагалась в глинистых породах, часть – преимущественно в виде обломков и взвесей - мигрировала с поверхностными водами и фиксировалась в переотложенных (бесструктурных и слоистых) каолиновых глинах и, реже, песках. Изучение керна скважин и минералого-петрографические данные позволили предположить, что в пределах рудной зоны Кызыл-Сор наиболее важную роль в рудоконтроле играет надвиг. Выдвинута гипотеза о разрушении штокверков в результате надвига, вследствие чего вся потенциально-промышленная медная минерализация участка Кызыл-Сор была сформирована в зоне выветривания. Таким образом, основная часть оруденения в коре выветривания была сформирована за счет гипергенного перераспределения меди и ее накопления (предположительно сорбционного) в глинистых фациях.

По итогам инверсии были построены разрезы по УЭС и поляризуемости на глубину 300 метров. По данным одномерной инверсии выделена кора выветривания мощностью до 50 метров. На разрезе по результатам трехмерной инверсии, выделяется высокоомный объект (указан под номером 1). Данные образования под корой соответствуют сульфидной минерализации. Указан предполагаемый надвиг, расположенный в зоне депрессии (рис. 2).



Рис. 2 Разрез по профилю № 4 по параметру УЭС по результатам трехмерной инверсии

На рисунке 3 представлены результаты трехмерного моделирования по параметрам УЭС на интервале глубин 180-130 метров. Выделена область пониженного УЭС, скорее всего приуроченная к обводненной зоне, содержащей рассол (Рис. 3). На карте наблюдается также раздробленность высокоомных аномалий, которую можно объяснить ранее упомянутой зоной надвига. Красным контуром обозначена зона убогой штокверковой минерализации, выделенная по данным ЭМЗ-ВП.

Обобщая вышесказанное, при выполнении интерпретации данных, полученных на участке «Кызыл-сор» с использованием технологии ЭМЗ-ВП, было установлено, что полученная по 1D инверсии оценка мощности коры выветривания не противоречит имеющимся данным бурения и может использоваться для оценки запасов окисленных руд. Благодаря применению геометрической трехмерной инверсии удалось существенно улучшить сходимость модельных и наблюденных кривых, что в свою очередь, позволило получить геологически не противоречащую модель среды. Отмечено, что вся потенциально-промышленная медная минерализация участка Кызыл-Сор была сформирована в зоне выветривания и окисления за счет бедной сульфидной прожилковой и штокверковой минерализации. Было выдвинуто предположение об образовании надвига в результате тектонических нарушений северо-западного направления, после чего произошло разрушение предполагаемого сульфидного штокверка и образование зоны депрессии [4].



Рис. 3 Результаты 3D моделирования по параметру УЭС; 1 – Верхний – современный отделы. Алловиальные и озерно-болотные отложения: пески, глины, супеси; 2 - Подсвита дацитовых порфиров; 3 – Боровский интрузивный комплекс. Аляскитовые граниты; 4 – Породы фазы дополнительных интрузий ко второй интрузивной фазе. Порфировидные гранодиориты, гранодиорит-порфиры; 5 – II главная фаза. Среднезернистые гранодиориты; 6 – Диорит; 7 – Дайки фельзит-порфиров; 8 – Дайки основного состава; 9 – Граниты; 10 – Порфировидные гранодиориты; 11 – Диориты, кварцевые диориты; 12 – Андезитовые и дацитовые порфиры; 13 – Кварц - турмалиновые метасоматиты; 14 – Озеро «Кызыл-Сор»; 15 – Линии ЭМЗ-ВП; 16 - Элементы кольцевых структур; 17 - Зона убогой штокверковой минерализации; 18 – Ареалы вторичных ореолов меди (>0.03-0.05%); 19 – Рудопроявления меди

Литература

1. А.с.2012660743 Российская федерация. Программа одномерной инверсии «Mars1D»/ Пестерев И.Ю. – заявка 2012618705 от 16.10.2012; зарег. 28.11.2012.

2. Давыденко Ю.А., Попков П.А., Новопашина А.В. Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 4. С. 73–84.

3. Персова М.Г., Соловейчик Ю.Г., Трубачева О.С., Вагин Д.В., Киселев Д.С., Сивенкова А.П., Кошкина Ю.И. Подходы к геометрической 3D-инверсии данных электромагнитных зондирований с гальванически заземленными линиями с учетом вызванной поляризации //ГеоБайкал 2020. Европейская ассоциация геоученых и инженеров (EAGE), 2020. Т. 2020. №. 1. С. 1-6.

4. Шкиря М.С, Гуревич Д.В., Терешкин С.А., Белова А.Ю., Давыденко Ю.А. Применение импульсной электроразведки для выделения зон сульфидной минерализации медно-порфирового типа на территории Северного Казахстана. //ГеоБайкал 2020. – Европейская ассоциация геоученых и инженеров (EA-GE), 2020. Т. 2020. № 1. С. 1-5.

5. Гуревич Д.В. Картирование куполо-кольцевых структур при поисках порфировых и эфитермальных месторождений. В кн.: Материалы конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский, с. 280-290 с.

6. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorption in dielectrics // Journal of Chemical Physics. 1941. Vol. 9. P. 341-353.
ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ ХРЕБТОВ СЕВЕРНОЕ И ЮЖНОЕ ЯМАТО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Т.С. Якимов¹, И.В. Гончарова², К.В. Саладьев², У.В. Величко^{1, 2} ¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия, yakimov-timur@mail.ru ²Дальневосточный Федеральный Университет, Владивосток, Россия

Интрузивные породы широко развиты на дне Японского моря и играют важную роль в строении складчатого фундамента шельфа, материкового склона и подводных возвышенностей, характеризующихся "субконтинентальным" типом коры. Эти породы слагают крупные тела, протягивающиеся на десятки и сотни километров [1]. В работе приведены петрографические материалы по гранитоидному магматизму хребта Ямато.

По петрографической характеристике выделены 3 типа гранитоидов: плагиограниты, гранодиориты и биотитовые/биотит-роговообманковые граниты. Гранодиориты проявлены только на Южном Ямато, в то время как другие типы гранитоидов проявлены на Северном Ямато.

Гранодиориты представлены с гипидиоморфной структурой, состоящий из плагиоклаза (50-60%), роговой обманки (до 30%), кварца (15-20%), рудных минералов (до 5%) и акцессорных минералов (до 3%). Плагиоклаз наблюдается в виде полисинтетических двойников изоморфного ряда альбит-олигоклаз. Форма кристаллов призматическая, выделения до 2 мм. Соссоритизация в целом проявлена слабо. Роговая обманка представлена в 2 генерациях: 1 – изометричные агрегаты; 2 – шестоватые, изометричные зерна в плагиоклазе. Акцессорными минералами являются цирконы, кристаллизуются в виде длиннопризматических тетрагональнодипирамидальных кристаллах, размером 0.015-0.018 мм, находящиеся в виде включений в роговой обманке первой генерации. Рудными минералами являются пирит и магнетит в виде изометричных зерен. Выделения породообразующих минералов, таких как плагиоклаз и роговая обманка указывает на близко-одновременное образование. Зачастую встречаются образцы с тонкодисперсной массой с размером зерна до 1мм, как показано на рисунке 1.



Рис. 1. Гранодиорит в скрещенных и прямых николях (увеличение 10х/0.25). Вt-биотит; Plплагиоклаз.

Биотит-роговообманковые и биотитовые граниты (рис. 2) сложены преимущественно плагиоклазом (40-50%), калиевый полевой шпат (10-15%), кварцем (15-20%), роговой обманкой (5-15%), биотитом (8-15%) и магнетитом (до 3%). Структура – гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз проявлен в виде таблитчатых кристаллов с редкими полисинтетическими двойниками, реже в виде изометричных выделений. Соссюритизация проявлена широко. КПШ имеет вытянутую призматичекую форму с мезопертитами. В виде удлиненнопризматических кристаллов представлена роговая обманка с включениями магнетита. Биотит образует изометричные выделения, реже короткопризматические кристаллы в плагиоклазе.

Плагиограниты (рис 3.) по минералогическому составу представлены плагиоклазом (50-60%), кварцем (15-20%), биотитом (до 20%), сфеном (до 1%), цирконом (до1%). Плагиоклаз

имеет призматические кристаллы длиной до 5 мм, с очаговой соссюритизацией. Кварц ксеноморфен. Биотит хлоритизирован имеет удлиненные изометричные выделения длиной до 2 мм. Агрегаты сфена представляют собой характерные клиновидные "конверты" до 0.015 мм. Цирконы кристаллизуются в виде длиннопризматических тетрагонально-дипирамидальных кристаллах, размером 0.015-0.025 мм, в основном встречаются в плагиоклазах.



Рис. 2. Биотитовый гранита в скрещенных и прямых николях (увеличение 10х/0.25). Q-кварц; Вtбиотит; Pl-плагиоклаз



Рис. 3. Плагиогранит а в скрещенных и прямых николях (увеличение 10х/0.25). Мі-микроклин; Вtбиотит; Pl-плагиоклаз

Таким образом, можно сказать, что гранодиориты кристаллизовались в приповерхностных условиях, являются производными андезитовой магмы и меньше всех подвергались метаморфическим воздействиям. В то время, как плагиограниты и биотитовы/биотитроговообманковые граниты, наоборот, формировались в мезо или абиссальных условиях и претерпевали метаморфические изменения более сильно.

В целом гранитоиды хребтов Северное и Южное Ямато стоит рассматривать в комплексе, несмотря на различия в глубине кристаллизации, метаморфических изменениях, данные образования стоит рассматривать в комплексе.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации №121021500055-0 и при поддержке гранта РФФИ 20-35-70014.

Литература

1. Леликов Е. П, Маляренко А. Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана // Владивосток, Дальнаука, 1994. 268 с.

НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ПОТОКОМ МЕТАНА В ШУРФАХ БЛИЗ ЗАЛ. СОР-ЧЕРКАЛОВО (03. БАЙКАЛ). ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПОРТАТИВНОГО ХРОМАТОГРАФА АХТ-ТИ

Д.В. Яковлев, В.В. Петров, А.А. Табачук

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, dmitryiakovlev@mail.ru

Представленные данные получены ФГБУ «ВСЕГЕИ» в ходе работ по Государственному контракту «Геологическое изучение опасных процессов, связанных с миграцией углеводородов в центральной экологической зоне Байкальской природной территории (ЦЭЗ БПТ)» в рамках ФЦП «Охрана озера Байкал и социально-экономическое развитие БПТ на 2012-2020 годы».

Для организации наблюдательной сети за опасными геологическими процессами, связанными с миграцией УВ, в 2015-2018 гг. в границах ЦЭЗ БПТ введено в эксплуатацию 14 пунктов наблюдения (шурфы, скважины, термальные источники, газовые грифоны), расположенные вдоль восточного побережья оз. Байкал от пос. Мурино (Иркутская обл.) до бухты Змеиная в зал. Чивыркуйский (Респ. Бурятия, Баргузинский р-н) (рис. 1).

Комплекс работ на пунктах наблюдения, кроме всего прочего, включает в себя отбор проб свободновыделяющегося или водорастворенного (ВРГ) газов для последующего изучения компонентного и изотопного составов.

Близ зал. Сор-Черкалово на правом борту Устьселенгинской депрессии (район дельты р. Селенга) ведется наблюдение на 5 пунктах (3 шурфа, 2 скважины, 2 газовых грифона). Далее представляются краткие результаты наблюдения за содержанием метана в водорастворенных газах 2 шурфов (каждый из которых глубиной 0,5-1 м), располагающихся на окончании песчаного п-ова Карга Лемасово (ПН8) и в ур. Бараний мыс [1] (близ пос. Ранжурово) (ПН3).



Рис. 1. Схема расположения пунктов наблюдения в сети мониторинга

По результатам 17 опробований в составе ВРГ (рис.2) шурфа ПНЗ кроме азота (31-89 %) и кислорода (0,1-25 %) присутствует большое количество углекислоты (4,5-48 %). Содержание метана за время проведения мониторинга изменялось от 0,05 до 19,5%. Изотопный состав углерода характеризуется средними значением $d^{13}C_{CH4}$ =-99,6 ‰, $d^{13}C_{CO2}$ =- 14,7 ‰.

Среднее содержание гелия 0,0001 % (аномально 0,1% в пробах 4.2016 и 0,03 % - 7.2017) и водорода 0,002%. Наибольшее содержание гелия 0,1% 17.04.2016 совпало с сейсмособытием

(K=8,9), эпицентр которого располагался примерно в 6 км к востоку (р-н пос. Борки). Тогда как сейсмособытие 1.10.2020 (K=10) с эпицентром в 12 км к CB (р-н пос. Корсаково). не привело к видимым изменениям в геохимических характеристиках при опробовании 3.10.2020. Объемная доля метана в составе ВРГ закономерно увеличивается в течение каждого отдельного года, в 2019-20 гг. рост был наиболее динамичным с 0,49 до 19,5%.



По результатам 13 опробований в составе ВРГ шурфа ПН8 в 2016-20 гг. 0,03-1,5% CH₄, 65-80% N₂, 64-18-24% O₂, 0.3-10% CO₂ (рис. 3). С лета 2018 г. по осень 2019 г. без видимых причин состав ВРГ значительно изменился 26-38% CH₄, 31-51% N₂, 3-7% O₂, 6-38% CO₂. Отбор проб на ПН8 в весенний период не возможен из-за промораживания. Изотопный состав углерода CH₄ характеризуется значением d¹³C_{CH4}=-52,7 ‰. Мониторинговые работы на ПН3 и ПН8 направлены на изучение распространения УВ газов в составе ВРГ голоценового водоносного горизонта.



Рис. 3. Результаты мониторинговых наблюдений в шурфе ПН8 (п-ов Карга Лемасово)

На рис. 4 приведена оцифрованная «Карта распределения метана в свободных газах» района Устьселенгинской депрессии, построенная В.П. Исаевым по результатам оценки перспектив нефтегазоносности района дельты р. Селенга геохимическими методами. В процессе опробования в 1997-2000 гг. проводилась съемка масштаба 1: 200 000; изучались свободные газы газовых грифонов и сорбированные грунтовые газы, водорастворенные газы закопушек-шурфов, скважин, промывочной жидкости колонковых скважин и др. При построении карты использованы результаты хроматографического анализа 999 проб различного типа газов.

Таким образом, шурфы в ур. Бараний мыс и п-ова Карга Лемасово располагаются в различных зонах концентраций метана – «16-50 %» и «>70%» соответственно. Для проверки этих зон во время летнего полевого сезона 2020 выполнена пробная площадная метановая съемка с использованием портативного хроматографа АХТ-ТИ в районах окончания песчаного полуострова Карга Лемасово (ПН8) и песчаного массива в ур. Бараний мыс (ПН3).

Методически процесс съемки представлял собой откачку воздуха из неглубоких закопушек (~25см), встроенным в прибор АХТ-ТИ микронасосом. Наличие на конце пробоотборного щупа резинового конуса-помпы позволяет выполнять откачку воздуха непосредственно из закопушки, ограничивая при этом вклад атмосферы. Отдельные закопушки располагались по прямой на равном расстоянии. Полученный профиль со сдвигом дублировался на небольшом удалении, таким образом получены 2 профиля в районе расположения каждого из шурфов. После отработки закопушки, система прокачивалась атмосферным воздухом до стабилизации показаний, принимаемых в качестве фоновых.

В районе ПНЗ отработано 2 профиля длиной 500м (расстояние между профилями 200м) и шагом между отдельными точками 50 м - всего 20 точек. Результаты наблюдения представлены на рис. 4. При среднем содержании метана 2-35 ppm (фон 0-1 ppm), фиксируются отчетливые эксцессы 182-504 ppm, приуроченные к низинным участкам песчаного тела ур. Бараний мыс.

В районе ПН8 отработано 2 профиля длиной 500 м (расстояние между профилями 50м) шаг 50 м - всего 23 точки. Распределение содержаний метана здесь крайне равномерно и среднем составляет 248 ppm (фон 52 ppm).



Рис. 4. Результаты пробной метановой съемки прибором АХТ-ТИ в районе шурфов ПНЗ и ПН8

По результатам съемки, содержание метана в грунтовых газах района п-ова Карга Лемасово в 24 раза превышает этот показатель для района ур. Бараний мыс, что косвенно подтверждает «зоны концентраций метана», выделенные В.П. Исаевым. Результаты изучения компонентного и изотопного составов водорастворенных газов шурфов на данных территориях также в какой-то мере подтверждают выявленные закономерности, однако более явственно указывают на нестабильность потока метана, при неизменном источнике поступления.

Литература

1. Исаев В.П. О газовом палеовулканизме на Байкале//Геология нефти и газа. 2001. № 5. С. 45–50.

СВОДНЫЙ ПЕРЕЧЕНЬ ПРОЯВЛЕНИЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНЫ БПТ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Д.В. Яковлев, В.В. Петров

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, dmitryiakovlev@mail.ru

Представленные данные получены ФГБУ «ВСЕГЕИ» в ходе работ по Государственному контракту «Геологическое изучение опасных процессов, связанных с миграцией углеводородов в центральной экологической зоне Байкальской природной территории (ЦЭЗ БПТ)» в рамках ФЦП «Охрана озера Байкал и социально-экономическое развитие БПТ на 2012-2020 годы».



Рис. 1 Схема расположения проявлений термальных вод в пределах Центральной экологической зоны БПТ и прилегающих территорий

На рис.1 и в табл.1 представлен сводный перечень проявлений термальных вод в пределах Центральной экологической зоны БПТ и прилегающих территорий. Каждый элемент перечня имеет координатную привязку и в большинстве случаев сведения о температуре вод.

Наполнение перечня выполнялось за счет информации, представленной в материалах листов ГГК РФ масштаба 1:200000; информации из литературных источников [1-9]; данных, представленных на интернет-ресурсах [11-13]; результатов полевых береговых работ Байкальской партии ФГБУ «ВСЕГЕИ» в 2015-20 гг. (заверено и опробовано 45 пунктов проявлений термальных вод, выявлено 2 новых – терм. ист. Тажеранский, скрытый неглубокий резервуар термальных вод Мурино (пос. Мурино, м. Тонкий)).

№	Тип	Имя	X	Y	Т	№	Тип	Имя	Х	Y	Т
1	3	3-СЛНГ	106,3897	52,1891	50	55	1	Кучигерские	111,0012	54,8825	37
2	3	5-ИСТ	106,2436	52,0854	95	56	1	Кучигерские	111,0007	54,8821	44
3	6	Акушанда	110,9962	55,9696	5	57	1	Макаров	108,7741	53,5766	-
4	1	Алгинский	109,9700	53,6200	21	58	1	Мегдельгун (Ме- гдылкон)	111,1810	55,1740	35
5	1	Аллинские	110,7059	54,7015	44	59	3	Могойтинская	110,4707	54,3041	29
6	2	Аллинские	110,7059	54,7012	72	60	6	Монахов	108,9952	53,6636	4
7	1	Аллинские	110,7060	54,7013	45	61	1	Монахов	108,9963	53,6640	25
8	1	Ангаракан-Сартинский	112,9738	56,3384	43	62	6	Монахов	108,9968	53,6643	5
9	6	Ангойский	110,9408	55,9737	5	63	6	Монахов	108,9970	53,6643	6
10	6	Арколикан	110,3492	55,8982	5	64	6	Монахов	108,9972	53,6644	5
11	1	Асиндинский	112,5687	56,0362	45	65	5	Мурино	104,4344	51,4863	-
12	1	Аяяйский	109,8955	55,4478	-	66	1	Нечаевский	109,2735	53,7851	39
13	3	Барилдаан	108,7415	53,2636	21	67	1	Нижнегаргинский	110,9851	54,3148	-
14	1	Болотный	109,5200	53,4200	40	68	1	Новый	113,0171	56,3716	42
15	3	Большая Речка	106,2962	51,9723	21	69	1	Нюндюнский-1	110,6864	55,0804	-
16	7	Большая Речка	106,2958	51,9724	19	70	1	Нюндюнский-2	110,6977	55,0803	-
17	2	Большереченский	109,8497	54,4563	74	71	1	Орловский	108,8840	53,8278	-
18	6	Бухта Фролиза	109,7688	55,5159	16	72	6	Пинесярикта	110,7857	55,0442	10
19	1	Быстринский	109,8812	53,7104	40	73	3	Питателевский	107,2384	52,1291	65
20	1	Верхнеангарский	112,8150	56,2647	32	74	7	Питателевский	107,2383	52,1300	15
21	6	Верхнезаимкинский	110,1388	55,8463	5	75	1	Подводный	110,4982	55,9571	45
22	2	Гаргинский	110,9900	54,3200	76	76	1	Подкова	110,9840	55,9766	-
23	6	Гашовский ключ	106,9069	52,3183	6	77	1	Правоталинский	110,9318	55,0355	-
24	1	Гнилой	109,3667	53,6167	-	78	6	Протока	110,1229	55,8397	5
25	1	Горячий ключ	111,7143	56,0091	70	79	1	Салданинский	110,7594	55,0112	-
26	3	Горячинский	108,3078	52,9873	55	80	1	Сартинский	112,9902	56,3855	38
27	4	Гусихинский	109,3553	53,4148	72	81	1	Сахалин	106,6913	52,4199	-
28	1	Гусихинский	109,3547	53,4149	42	82	6	Серин аршан	110,8132	55,0233	16
29	1	Давшинский	109,5003	54,3567	36	83	1	Сеюйский	111,3000	54,8350	51
30	1	Делюн-Уранский	112,5121	56,3597	33	84	1	Согзенский (Согденгдон)	110,3335	54,9470	26
31	1	Дзелиндинские	110,5229	55,9660	42	85	3	Солнечный	109,0719	55,7028	52
32	1	Езовский	109,5515	54,5165	22	86	1	Тажеранский	106,6224	52,9205	30
33	1	Енгорбойский	102,9152	50,5141	37	87	1	Таламушский	109,8441	54,4281	40
34	3	Загза	107,0564	52,5243	50	88	5	Теплые озера	104,6435	51,3944	30,0
35	3	Загза	107,0564	52,5243	27	89	1	Толстихинский	109,5914	53,5973	31
36	5	Заречье	107,1557	52,5646	-	90	1	Тунгусский	110,1566	55,8356	23
37	1	Змеиные	109,0274	53,7664	43	91	1	Туриканский	113,1006	56,3808	20
38	1	Змеиные	109,0263	53,7667	38	92	3	Умхейская	111,1186	54,9881	44
39	1	Змеиные	109,0241	53,7673	-	93	1	Умхейские	111,1182	54,9875	38
40	1	Змеиные	109,0241	53,7673	35	94	1	Умхейские	111,1188	54,9873	34
41	1	Змеиные	109,0269	53,7659	-	95	1	Умхейские	111,1189	54,9871	46

Таблица 1 Сводный перечень проявлений термальных вод в пределах Центральной экологической зоны БПТ и прилегающих территорий

Окончание таблица 1

№	Тип	Имя	Х	Y	Т	N⁰	Тип	Имя	Х	Y	Т
42	1	Змеиные	109,0274	53,7656	-	96	1	Умхейские	111,1184	54,9880	44
43	1	Змеиные	109,0279	53,7656	-	97	1	Уринский	110,1172	53,4447	69
44	1	Золотой ключ	108,7278	53,0028	41	98	6	Усть-Котерский 1	112,2567	55,5378	8
45	1	Золотой ключ	108,7310	53,0019	38	99	6	Усть-Котерский 2	112,2615	55,5237	8
46	1	Инский	110,3504	53,6667	20	100	1	Фонтан Молодо-	108,9966	53,8296	-
								сти			
47	1	Ирканинский	111,1700	55,8406	33	101	1	Фролихинский	109,9021	55,5065	28
48	6	Киронский	110,7821	55,9735	5	102	1	Хакусы	109,8285	55,3596	43
49	1	Корикейский	110,2065	55,8892	37	103	1	Холонукатский	110,2677	53,1929	-
50	4	Котельниковский	109,1054	55,0666	82	104	6	Хукшольский	110,2465	53,7393	12
51	1	Котельниковский	109,1057	55,0660	41	105	6	Ченчинский	111,0626	55,9630	8
52	6	Котельниковский	109,1054	55,0666	14	106	6	Чумбукский	111,0595	55,9438	8
53	1	Кулиные болота	108,9653	53,6183	34	107	1	Чуринские	112,8657	56,4414	35
54	1	Кучигерские	111,0034	54,8835	20	108	7	Энхалук	106,9635	52,4821	9

Примечание. Тип: 1 – гидротермальный источник от 20 до 70°С; 2 – гидротермальный источник более 70°С; 3 – скважина с термальными водами от 20 до 70°С; 4 – скважина с термальными водами более 70°С; 5 – скрытый неглубокий резервуар термальных вод; 6 – гидротермальный источник от 5 до 20°С; 7 – скважина с термальными водами от 5 до 20°С.

Литература

1. Албагачиева В.А. Условия формирования источников типа акратотерм в Северном Забайкалье. Москва: Недра, 1965. 80 с.

2. Алексеев Ф.А., Лебедев В.С. Генетическая природа углеводородов газопроявлений юговосточного побережья Байкала // Геология нефти и газа. 1979. № 4. С. 49-53.

3. Бадминов П.С. и др. Перспективы поисков термальных вод в Усть-Селенгинском артезианском бассейне // ХХ Всероссийское совещание по подземным водам востока России. Иркутск: ООО «Географ», 2012. С. 285-288.

4. Вилор Н.В., Давыденко Ю.А., Шкиря М.С., Вилор М.А., Бадминов П.С., Будяк А.Е., Паршин А.В. Комплексное применение геолого-геофизических методов при изучении геотермальных ресурсов в Южном Прибайкалье (Восточная Сибирь, Иркутская область) // Отечественная геология. 2018. № 1. С. 69-81.

5. Гранина Л.З., Клерке Ж., Каллендер Е., Леермакерс М., Голобокова Л.П. Особенности донных осадков и поровых вод в районе гидротермального проявления на Байкале (бухта Фролиха) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 305-316.

6. Исаев В.П. Природные газы Баргузинской впадины. Иркутск: Иркут. ун-т, 2006. 220 с.

7. Ладохин Н.П. Современные тектонические движения в заливе Провал и методика их изучения // Известия АН СССР. Серия географическая. 1960. №1-2. С.59-66.

8. Намсараев Б.Б., Хахинов В.В., Гармаев Е.Ж., Бархутова Д.Д., Намсараев З.Б., Плюснин А.М. Водные системы Баргузинской котловины. Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2007. 154 с.

9. 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.

10. Polyak B., Prasolov E., Tolstikhin I., Yakovlev L., Ioffe A., Kikvadze O., Vereinal O., Vetrina M. // Global noble gases data base of the free-circulating subsurface fluids. 2015. http://data.deepcarbon.net/ ckan/dataset/523f4bf3-5de4-4c30-9c62-34af0dc62f70.

11. http://burpriroda.ru

12. https://thermalsprings.ru

13. http://www.geomem.ru

ИЗМЕНЕНИЕ МАКРОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА ПЛАСТОВЫХ ВОД ТОЛБАЧАНСКОЙ СВИТЫ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ТРУБКА «ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНАЯ»

А.М. Янников, С.А. Янникова

Институт «Якутнипроалмаз» АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия, yannikov90@mail.ru

Толбачанская свита (\mathcal{C}_1 tb) впервые выделена А.К. Бобровым в 1945 году. Названа по реке Толбачан – правому притоку реки Лена. В стратиграфическом отношении толбачанская свита коррелируется с бельской свитой юга Сибирской платформы. Свита согласно залегает на породах эльгянской свиты и перекрывается олекминской [1–3].

В пределах околотрубочного пространства коренного месторождения трубка «Интернациональная» глубина залегания толбачанской свиты от дневной поверхности составляет 1065,0 метров (а.о. кровли -665 м) [4,5].

В породах толбачанской свиты в пределах изучаемого участка (околотрубочного пространства) выделяется 15 коллекторов различной степени насыщения [6]. Эффективная общая мощность газоводонасыщенных коллекторов толбачанской свиты 91,4 м.

Пластовые воды в коллекторах данных свит высоконапорные, по химическому составу рассолы хлоридного кальциевого состава с минерализацией до 510 г/л, характеризуются кислой реакцией (pH до 5,8), очень высокими концентрациями брома, калия, стронция, лития, цинка, марганца (табл. 1).

Формула солевого состава:

$$M_{440-510} \frac{Cl_{99}}{Ca_{62}(Na+K)_{22}Mg_{16}} ph 5,8 \gamma 1,285$$

Рассолы являются агрессивными к бетону и металлам по величине pH и содержанию магния. В составе газов решающую роль играет метан (до 95% по объему), присутствуют тяжелые углеводороды [6].

Опробование пластовых вод осуществлялось в период с 2015 по 2017 год по режимной сети скважин. Для анализа изменения основных характеристических показателей используются усреднённые, в рамках каждого года, результаты химических анализов пластовых вод по дегазационным скважинам гор. отм. -790. [6].

Год	Жёсткост	ь общая, мг-экв./л	pН	Анионы, мг/л			Кат	ионы, м	г/л	Muuono moouura wa/a
				HCO ₃	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na+K	минерализация, мі/л
2015		5 250	6,0	934	244 789	327	86 439	11 400	43 698	440 615
2016		6 558	5,5	1 1 1 2	285 775	1 3 3 1	109 600	14 407	33 811	453 478
2017		7 846	5,0	1 247	296 503	610	129 297	16 711	20 381	472 409

Таблица 1. Макрокомпонентный состав пластовых вод толбачанской свиты

Проведя анализ полученных данных можно сделать следующие выводы:

1. Происходит планомерное увеличение жёсткости пластовых вод с 5250 до 7846 мг-экв./л.

2. По всем дегазационным скважинам отмечается уменьшение величины pH. К изначальным значениям, характерным для толбачанских рассолов, имеющих кислую реакцию (5,0-6,0). И в целом pH вод, самоизлив которых фиксировался в процессе режимных наблюдений в 2015-2017 гг пришёл к равновесным характеристическим значениям.

3. Изменение содержания макрокомпонентов в пластовых водах по сети скважин имеет схожий характер. Оно происходит по весьма закономерным тенденциям, связанным с восстановлением химического состава пластовых вод системы толбачанских коллекторов, за счёт вовлечения естественных запасов рассолов из периферийных зон, а также за счёт растворения горных пород. Анион Cl⁻, сохраняет своё доминирующее положение, что позволяет классифицировать все изливающиеся воды как хлоридные (это легко объясняется тем, что воды, имеют

высокую минерализацию, и являются пресыщенными для галита. По дегазационным скважинам, в течение всего периода наблюдений происходило увеличение % содержания катиона Ca²⁺, что в свою очередь, позволяет классифицировать изливающиеся воды как насыщенные хлоридно-кальциевые рассолы.

4. Минерализация изливающихся пластовых вод планомерно увеличивается в течение всего изучаемого временного интервала с 440,6 г/л (в 2015 г.) до 472,4 (в 2017 г.).

Описанные изменения анионно-катионного состава подземных вод в целом объясняются литолого-фациальными и структурно-тектоническими факторами, а именно:

- Изучаемые коллектора представлены карбонатными породами, и характеризуются как трещино-пористые и трещино-карстовые.

- Изучаемый водоносный комплекс находятся в зоне затруднённого водообмена, что является определяющим для перечисленных ниже особенностей.

- Выделяемый комплекс относится к высоконапорным;

- Пластовые воды относятся к седиментационным водам, захваченным из первичного осадка, с последующей метаморфизацией и процессам ионного обмена между породами и подземными водами.

- Изучаемый комплекс, как правило, характеризуется низкими значениями коэффициента проводимости.

Литература

1. Гидрогеология СССР. Том ХХ. Якутская АССР. М.: Недра, 1970. 384 с.

2. Колганов В.Ф., Акишев А.Н., Дроздов А.В. Горно-геологические особенности коренных месторождений алмазов Якутии. LAP LAMBERT Academic Publishing, 2015. 576 с.

3. Блажкун Д.В., Гиниятулин И.М., Ивашина Е.И., Коробков Г.В. Материалы к легенде Ботуобинской серии листов геологических карт масштаба 1:50000. Мирный. Ботуобинской ГРЭ ПГО «Якутскгеология» Министерства геологии СССР, 1989. 70 с.

4. Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы / Е.И. Бодунов, В.Л. Белецкий, Г.С. Фрадкин и др. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1986. 176 с.

5. Иост Н.А., Янников А.М. Гидрогеологическая характеристика отложений толбачанской свиты в околотрубочном пространстве месторождения трубка «Интернациональная». Сборник докладов VIII-й Всероссийской научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых учёных "Молодежь и научно-технический прогресс в современном мире". Мирный. 2017. С 201–205.

6. Янников А.М. Газодинамическая характеристика коллекторов во внешнем контуре месторождения «трубка Интернациональная» // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2018. №4. С. 98–101.

КОМПЛЕКСНЫЙ ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ ГИС-АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРГУНСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ) ДЛЯ ОЦЕНКИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПЕРСПЕКТИВ

Е.В. Яровая¹, С.А. Устинов^{1,2}, В.А.Петров¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, e.v.yarovaya@yandex.ru ²Российский Государственный Геологоразведочный Университет им. Серго Орджоникидзе,

Россиискии Государственныи Геологоразведочныи Университет им. Серго Орожоникидзе, Москва, Россия, ustinovsa@mgri.ru

Аргунское локальное купольное поднятие расположено в юго-восточном Забайкалье и локализовано в пределах Урулюнгуевского структурно-формационного блока, сформировавшегося в протерозое-мезозое в результате стабильного воздымания, сопровождавшегося неоднократной гранитизацией складчатых метаморфических протерозойских образований [3, 6]. Строение поднятия характеризуется следующей зональностью: позднепалеозойские палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические гранитоиды в ядре последовательно сменяются раннепалеозойскими гранитами, протерозойскими гранитогнейсами, кварц-серицитовыми, кварц-графитовыми кристаллическими сланцами, мраморизованными и доломитизированными известняками, бластомилонитами, милонитами к периферии. В метаморфических породах выше кларковых значений отмечаются концентрации урана, тория, ванадия, олова, цинка, свинца. В отдельных толщах – вольфрама, молибдена, меди, мышьяка и бериллия.

Формирование купольного поднятия сопровождалось мощным объемным проявлением кремне-калиевого метасоматоза и образованием протерозойских гранитогнейсов, а дальнейшее его развитие обусловлено возобновившимся кремнещелочным метасоматозом в раннем и позднем палеозое, сформировавшим метасоматические гранитоиды двух разновозрастных комплексов.

К позднепалеозойскому-раннемезозойскому циклу относятся, по-видимому, гипабиссальные и субвулканические интрузии кварцевых порфиров с гранит-порфирами в краевых частях. Они сопровождались интенсивной грейзенизацией, с которой, вероятно, связаны проявления олова, молибдена и урана.

В процессе мезозойской тектономагматической активизации (ТМА) сформировались вулканотектонические структуры (кальдеры), сложенные стратифицированными вулканогенноосадочными образованиями базальт-липаритовой формации (Стрельцовская) и интрузивносубвулканическими образованиями субщелочной андезит-дацитовой формации (Куйтунская) [1, 2]. В пределах Стрельцовской кальдеры локализовано 19 молибден-урановых гидротермальных месторождений Стрельцовского рудного поля (СРП). В районе Куйтунской кальдеры геологическими изысканиями, проведенными на ранних стадиях изучения территории, установлены рудопроявления урана, свинца, цинка, золота и олова.

В период мезозойской ТМА подновились или возникли зоны глубинных разломов преимущественно северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простираний. Узлы сопряжения разнонаправленных зон разломов определили размещение рудных узлов, полей и месторождений. Вдоль зон разломов интенсивно проявлены гидротермальные процессы, которые привели к образованию многочисленных месторождений, рудопроявлений, проявлений урана, флюорита, полиметаллов, молибдена и другой минерализации [5].

Металлогения района в основном связана с процессами мезозойской тектономагматической активизации – разведаны или эксплуатируются уран-молибденовые (Стрельцовская группа), полиметаллические и флюоритовые месторождения. Известны многочисленные гидротермальные проявления золота, серебра, бария, лития, мышьяка и олова.

Промышленное гидротермальное низкотемпературное оруденение позднемезозойского возраста относится к флюорит-молибден-урановой формации.

Промышленные месторождения полиметаллов относятся к одному типу – среднетемпературные жильные в карбонатных толщах и алюмосиликатных породах. Широко развиты не-

промышленные проявления полиметаллов в зонах окварцевания, карбонатизации, где цинк и свинец тонковкрапленные метасоматические.

Однозначного ответа не получил вопрос о промышленной значимости связанного со среднетемпературными гидротермальными процессами молибденового оруденения и проявлений золота в зонах низкотемпературного окварцевания [5].

Для юго-западной части Аргунского поднятия, расположенной южнее и юго-восточнее Стрельцовской кальдеры проводилась комплексная оценка, направленная на выявление и классификацию областей по степени прогнозной перспективности обнаружения гидротермальных месторождений на основе анализа паттернов трещиноватости. Территория ограничена Урулюнгуевской, Чиндачинской, Уртуйской, Южно-Аргунской и Аргунской зонами разломов. Последняя проходит через центральную часть Аргунского поднятия.

В пределах Чиндачинской, Аргунской и Уртуйской долгоживущих зон разломов предшествующими исследованиями установлены проявления разновозрастных высоко-, средне- и низкотемпературных гидротермальных процессов (калишпатизация, грейзенизация, березитизация, аргиллизация), приведших к образованию месторождений и рудопроявлений урана (Цаган-Тором, Ботоготуйское, Гыритуй, Болобойское, Уртуйское), флюорита (Уртуйское, Абагатуйское), олова (Иргатуйское, Гозогорское, Цаганское, Гыритуйское, Куб), серебра (Таланское, Ботоготуйское).

Зоны глубинных разломов, подновившиеся в период позднемезозойской ТМА, контролировали проявление низкотемпературных гидротермальных изменений, с которыми могло быть связано формирование месторождений урана, флюорита, серебра, золота и полиметаллов.

С учетом перспектив обнаружения новых месторождений, для составления геологического обоснования и постановки задач оценочных и поисково-разведочных работ возникает необходимость выявления особенностей тектонического строения рассматриваемого района в целом, проведения геодинамических реконструкций, оценки напряженного состояния массивов пород и кинематики перемещений в зонах основных разломов.

В основе работы лежал линеаментный анализ, целью которого является выявление диагностических признаков (линеаментов) на изучаемой площади [4]. Данный анализ является одним из наиболее эффективных дистанционных методов изучения каркаса разрывных нарушений и глубинного строения территорий.

Линеаментный анализ территории проводился с помощью специальной методики, на основе построения детальных цифровых моделей рельефа (ЦМР), предложенной и опробованной на реальных геологических объектах сотрудниками лаборатории геоинформатики ИГЕМ РАН [8, 9].

Образование месторождений как рудного, так и нерудного минерального сырья связано с миграцией в земной коре рудоносных растворов, транспортирующих вещества и при наличии определенных факторов, формирующих промышленно значимые их скопления. Ключевым является представление о продуктивной гидротермальной палеосистеме – участке земной коры со свойствами трещинной перколяционной структуры, которые позволяют рудоносным флюидам мигрировать и формировать те или иные скопления полезных ископаемых.

Задачей прогноза и поисков таких месторождений является установление закономерностей строения и площадного распространения элементов гидротермальной палеосистемы, включающих источники рудного вещества и инфраструктуру, обусловливающую пути его перемещения и места отложения. Руководящей гипотезой служит гипотеза о том, что существовавшая в прошлом палеогидротермальная система сохранила свидетельства своей инфраструктуры в современном рельефе, контролируемом мощностью эрозионного среза.

Нарушения земной поверхности, выделяемые по космоснимкам, так называемые «паттерны трещиноватости», представлены структурами различной природы и возраста. В практике дистанционных прогнозных исследований обычно выделяют линейные, кольцевые и дугообразные элементы дистанционного изображения [10]. Для возникновения инфильтрации гидротермальных растворов нужно, чтобы система трещиноватости достигла порога протекания – минимально необходимого развития в ней несплошностей, образующих кластеры. Их формирование обусловлено не только существованием несплошностей в объеме породы, но и их связностью [7]. Для формирования палеогидротермальной системы также важно наличие источников растворов, одним из которых могло быть магматическое тело. Для выявления продуктивных зон требуется аналитически выделить черты гидротермальной системы в дистанционном изображении и рассчитать параметры, описывающие их характеристики. При этом используются распознавание образов с помощью преобразования Хафа [12] и анализ структур палеогидротермальной системы с применением фрактальной размерности Минковского (D_m) [11].

На первом этапе анализировались структуры по ЦМР и автоматически распознавались кольцевые структуры. Выделенные кольцевые структуры рассматривались в зависимости от степени их выраженности и диаметра и исследовались как наиболее значимые элементы структуры: тектономагматические поднятия, кальдеры проседания, вскрытые денудацией интрузии, жерловые субвулканические ассоциации. На втором этапе выявлялась возможная транспортная инфраструктура палеогидротермальных растворов. Выбор параметров фильтрации обусловлен наиболее полным выделением «скелетных» элементов. Затем с помощью покрытия прямоугольными окнами на территории исследования рассчитывались значения фрактальной размерности Минковского.

Несколько классов с пониженными значениями фрактальной размерности Минковского (эмпирически, D_m<1,01) рассматривались как неперспективные. Паттерны преобразованного изображения с оруденением отличаются большим количеством «скелетных» элементов и лучшей их «связностью».

Выделенные кластеры сравнивались с известными разломными структурами и рудными объектами гидротермального генезиса различного масштаба. Анализировалась выраженность известных объектов в поле значений фрактальной размерности Минковского и осуществлялся прогноз новых перспективных площадей.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГЕМ РАН «Разработка геоинформационных моделей минеральных систем месторождений стратегических металлов (на примере юговосточного Забайкалья)» № в ИС ГЗ FMMN-2021-0011, Регистрационный № ЕГИСУ НИОКТР 121041500234-7.

Литература

1. Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д., Леонтьев Л.Н. Тектоника Забайкалья. М.: «Недра», 1973.

2. Ищукова Л.П. Геолого-структурные особенности Южного Приаргунья. // Материалы по геологии урановых месторождений. М.: ВИМС. Сб. КНТС. 1980. Вып. 61. С. 37-43.

3. Ищукова Л.П., Модников И.С, Сычев И.В. Урановые рудообразующие системы областей континентального вулканизма // Геология руд. месторождений. 1991. № 3. С. 16-25.

4. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. М.: Недра, 1986. 144 с.

5. Назаров А.А., Ищукова Л.П., Шеметов Ю.М., Попов С.А. и др. Отчет о результатах поисковых и оценочных работ в Урулюнгуевском блоке по геологическому заданию 324-35 за 1987-1990 гг. Книга I. – Иркутск, 1990. 334 с.

6. Соловьев Н.С., Шатков Г.А., Якобсон Л.Н. Приаргунско-Монгольский вулканический пояс // Геология и геофизика. 1977. № 3. С. 20-31.

7. Тарасевич Ю.Ю. Перколяция: теория, приложения, алгоритмы: Учебное пособие. М.: Едиториал УРСС, 2002. 112 с.

8. Устинов С.А., Петров В.А. Использование детальных цифровых моделей рельефа для структурно-линеаментного анализа (на примере Уртуйского гранитного массива, ЮВ Забайкалье) // Геоинформатика. 2016. № 2. С. 51-60.

9. Устинов С.А., Петров В.А., Яровая Е.В. Реконструкция новейшей тектоники и кинематики разломных зон (на примере Аргунского поднятия, юго-восточное Забайкалье) // Новое в познании процессов рудообразования: Седьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа, Москва, 13-17 ноября 2017 г. Сборник материалов - Электрон. дан. (1 файл: 37 Мб). М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 292-296.

10. Шевырев С.Л., Хомич В.Г. Выявление инфраструктурных элементов рудно-магматических систем Приморья по материалам космического зондирования // Вестник ВГУ. 2013. № 2. С. 118-128.

11. Gao J., Xia Z.-G. Fractals in physical geography // Progress in Physical Geography. 1996. № 20(2). P. 178-191.

12. Hough P. Machine analysis of bubble chamber pictures // International conference on high energy accelerators and instrumentation. 1959. № 10. P. 2.

СОДЕРЖАНИЕ

ПАМЯТИ АКАДЕМИКА НИКОЛАЯ ЛЕОНТЬЕВИЧА ДОБРЕЦОВА	3
Ангахаева Н.А. ВОЗДЕЙСТВИЕ ГОРЯЧИНСКОГО ИСТОЧНИКА НА ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СО- СТОЯНИЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ	5
Баенгуев Б.А., Белоголова Г.А. СОДЕРЖАНИЕ МЫШЬЯКА В ПОЧВЕ НА ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО АНГАРСКОГО МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО ЗАВОДА г. СВИРСКА ПОСЛЕ РЕКУЛЬ- ТИВАЦИИ НАРУШЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ	8
Брыжак Е.В., Джурик В.И. РАЙОНИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ОГРАНИ- ЧЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ СРЕДНЕГО БАЙКАЛА	11
Величко У.В., Якимов Т.С., Гончарова И.В., Саладьев К.В. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ МЕТА- НОВЫХ ПОТОКОВ И АУТИГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЯПОНСКОГО МОРЯ	14
Владыкин Н.В. Сотникова И.А. ФЛЮОРИТ-АПАТИТОВЫЕ ПОРОДЫ МАССИВА БУРПАЛА – АНАЛОГИ КАРБОНАТИТОВ.	16
Волчатова Е.В., Безрукова Е.В., Амосова А.А., Маартен ван Харденброек, Кулагина Н.В. ИС- ТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ОКИНСКОГО ПЛАТО (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) В ГО- ЛОЦЕНЕ.	17
Воронина Ю.С., Плюснин А.М., Украинцев А.В. ИССЛЕДОВАНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В г. ЗАКАМЕНСК, РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ	20
Глухов М.С., Кадыров Р.И., Стаценко О.Е. ТРЕХМЕРНАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОРОД КОЛЛЕКТОРОВ	23
Гончарова И.В., Якимов Т.С., Саладьев К.В., Величко У.В. ТИПОМОРФИЗМ ЦИРКОНОВ ХРЕБТА ЯМАТО ЯПОНСКОГО МОРЯ	26
Дабаева В.В., Плюснин А.М., Дампилова Б.В. ПРИМЕНЕНИЕ РЕАГЕНТОВ ДЛЯ ОСАЖДЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ ИЗ СУЛЬФИДСОДЕРЖАЩИХ ОТХОДОВ	28
Даулетова А.Б., Рудмин М.А. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ МЕЛОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)	31
Дмитриева Н.Г. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОСЛЕДСТВИЙ НА КОМПОНЕНТЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕ- ДЫ В ХОДЕ РАЗРАБОТКИ ОЗЕРНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	34
Досжанов С.И., Дегтярев Д.Е., Афонин И.В. ПЕТРОЛОГИЯ ПОРОД САКУНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	36
Дроздов Д.К., Пахомова К.А., Виноградов Е.В., Метелкин Д.В. ПОЛОЖЕНИЕ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ В ПОЗДНЕМ ВЕНДЕ – РАННЕМ КЕМБРИИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ ИЗ ТУРКУТСКОЙ, КЕСЮСИНСКОЙ, ЕРКЕКЕТСКОЙ СВИТ	40
Еранов Е.А. АКТИВИЗАЦИЯ КАРСТОВЫХ ПРОЦЕССОВ В УСЛОВИЯХ СУЛЬФАТНОГО КАРСТА ПОД ВЛИЯНИЕМ НЕФТЯНОГО ТЕХНОГЕНЕЗА.	43
Ефремова У.С. ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕ- СКИХ ПОРОД ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ	46
Журавлев А.И., Никифорова З.С., Кравченко А.А., Иванов А.И., Иванов Е.Е., Иванов М.С. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ИЗ РОССЫ- ПЕЙ ЭВОТИНСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО РАЙОНА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)	49
Извекова А.Д., Дамдинов Б.Б., Москвитина М.Л., Дамдинова Л.Б. ГЕНЕЗИС ПИОНЕРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	52
Кадыров Р.И. 4D-МИКРОТОМОГРАФИЯ В ИССЛЕДОВАНИИ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПРОЦЕС- СОВ	55

Комзелева В.П., Кулаков И.Ю. ПРИМЕРЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ СТРУКТУР ВУЛКАНОВ УДИНА, АКУТАН И КАМБАЛЬНЫЙ МЕТОДОМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ	57
Кравцова Р.Г., Макшаков А.С., Белозерова О.Ю., Татаринов В.В. МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ И ПРИМЕСИ В СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛАХ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАТАЛ- КИНСКОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ) ПО ДАННЫМ РСМА	59
Криночкина О.К. ГИДРОГЕОХИМИЯ КАК МЕТОД ПОИСКА РУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПА- ЕМЫХ	63
Кругликов Р.Г. ПРИМЕНЕНИЕ СТРОНЦИЕВОЙ ХЕМОСТРАТИГРАФИИ ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ	65
Москвитина М.Л., Дамдинов Б.Б., Извекова А.Д., Дамдинова Л.Б. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦ-СУЛЬФИДНЫХ РУД ЗУН-ХОЛБИНСКОГО ЗО- ЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.	68
Намзалова Б.ДЦ. ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА ХАРЬЯСКА 3 (ЗА- ПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	71
Намзалова О.ДЦ. ВОСТОЧНАЯ ПОЛЕВКА ALEXANDROMYS FORTIS BUCHNER, 1889 В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	73
Николаев А.И., Калачева Л.П., Иванова И.К., Рожин И.И., Портнягин А.С., Аргунова К.К. ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРАТОВ ПРИРОДНОГО ГАЗА В ПОДМЕРЗЛОТНЫХ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТАХ ЯКУТСКОГО ПОДНЯТИЯ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ.	75
Пахомова К.А., Дроздов Д.К., Метелкин Д.В. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СИ- БИРИ 560–550 МЛН ЛЕТ НАЗАД ПО ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ЗАПИСИ В ХАТЫСПЫТСКОЙ СВИТЕ	78
Просекин С.Н., Бычинский В.А., Знаменская Т.И. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ГУМУСА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ТЕХНОГЕННЫХ АЭРОЗОЛЕЙ	81
Рампилов М.О. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНО- ГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	85
Рампилова М.В., Дорошкевич А.Г., Виладкар Ш. МИНЕРАЛОГИЯ ДОЛОМИТОВЫХ КАРБО- НАТИТОВ МАССИВА СЕВАТУР, ИНДИЯ	87
Рудмин М.А., Мазуров А.К. МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МОРСКИХ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	90
Рудмин М.А., Калинина Н.А. К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКАХ МЕТАЛЛОВ В АЛЛЮВИАЛЬ- НЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНЫЙ КА- ЗАХСТАН)	93
Рясной А.А. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И КОЛЛЕКТОР- СКИЕ СВОЙСТВА ОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛО- ЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ДОЛИНЫ р. МОЙЕРО И РАЗРЕЗА р. ОЛЕНЕК (ВОСТОК ТУН- ГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ)	96
Сажина Т.И., Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б. ИНКУРСКОЕ ВОЛЬФРАМОВОЕ МЕСТОРОЖ- ДЕНИЕ (ДЖИДИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ): МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИ- РОВАНИЯ	99
Саладьев К.В., Якимов Т.С., Гончарова И.В., Величко У.В. НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАН- НЫЕ ГРАНИТОИДОВ ХРЕБТОВ СЕВЕРНОЕ И ЮЖНОЕ ЯМАТО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)	102
Санжиева Д.ПД., Тубанов Ц.А., Предеин П.А., Добрынина А.А. ДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРА- МЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЕЛЬТЫ р. СЕЛЕНГИ	105

Скрипников М.С., Ветлужских Л.И. ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АРХЕОЦИАТ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	107
Тажиев С.Р. ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛА САМОИЗЛИВАЮЩИХСЯ СКВАЖИН МЕРКЕНСКОГО РАЙОНА ДЛЯ РАЗВИТИЯ СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА	110
Ташлыков В.С. ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ТОЧЕРСКОЙ СВИТЫ БАГДАРИНСКОЙ ПОДЗОНЫ ВИТИМКАН-ЦИПИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	113
Тугутова С.З., Дамдинова Л.Б. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД БУЛУКТАЕВ- СКОГО МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	116
Украинцев А.В. ОРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ В УГЛЕКИСЛЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОДАХ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	118
Федоров С.А., Малышев А.Н., Завьялов С.С. ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОТВАЛОВ ЛЕВИХИНСКОГО РУДНИКА	120
Хассан А., Титова Л.А., Чувашова И.С., Усольцева М.В., Решетова С.А., Рассказов С.В. СТРАТИГРАФИЯ ОЗЕРНЫХ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНЫ	124
Цыдыпова Л.Р., Тубанов Ц.А., Санжиева Д.ПД., Предеин П.А. КУДАРИНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯ- СЕНИЕ 9 (10) ДЕКАБРЯ 2020 г. с <i>M</i> _W =5.5, <i>I</i> ₀ =7 (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ БАЙКАЛ, РОССИЯ)	127
Чередова Т.В., Дорошкевич С.Г. ИЗУЧЕНИЕ МАКРОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА СНЕЖ- НОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИЯХ г. УЛАН-УДЭ, ПОДВЕРГШИХСЯ ТЕХНОГЕННОМУ ИЗ- МЕНЕНИЮ.	129
Шабыкова В.В., Силантьев С.А. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ МАГМАТИЗМА ХРЕБТА СТЕЛ- МЕЙТ КАК ОТРАЖЕНИЕ РАЗНООБРАЗИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ.	132
Шаповалов М.А., Алымова Н.В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДОНОСНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ЗАШИХИНСКОГО МАССИВА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН	135
Шептякова Н.В., Антипин В.С., Кущ Л.В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА	138
Шойхонова Т.С., Шкиря М.С., Белова А.Ю. КАРТИРОВАНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И НАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ НА УЧАСТКЕ КЫЗЫЛ-СОР (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ	141
Якимов Т.С., Гончарова И.В., Саладьев К.В., Величко У.В. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕ- РИСТИКА ГРАНИТОИДОВ ХРЕБТОВ СЕВЕРНОЕ И ЮЖНОЕ ЯМАТО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)	144
Яковлев Д.В., Петров В.В., Табачук А.А. НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ПОТОКОМ МЕТАНА В ШУРФАХ БЛИЗ ЗАЛ. СОР-ЧЕРКАЛОВО (03. БАЙКАЛ). ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПОРТАТИВНОГО ХРО-МАТОГРАФА АХТ-ТИ.	146
Яковлев Д.В., Петров В.В. СВОДНЫЙ ПЕРЕЧЕНЬ ПРОЯВЛЕНИЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД В ПРЕ- ДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНЫ БПТ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ	149
Янников А.М., Янникова С.А. ИЗМЕНЕНИЕ МАКРОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА ПЛА- СТОВЫХ ВОД ТОЛБАЧАНСКОЙ СВИТЫ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ТРУБКА «ИНТЕРНАЦИО- НАЛЬНАЯ».	152
Яровая Е.В., Устинов С.А., Петров В.А. КОМПЛЕКСНЫЙ ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ ГИС- АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР И РАЗ- МЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРГУНСКОГО ПОДНЯ- ТИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ) ДЛЯ ОЦЕНКИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПЕРСПЕКТИВ	154

БАЙКАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКЕ

мат-лы VI Всерос. молодежной науч. конф., посвящ. памяти академика Н.Л. Добрецова (23–27 августа 2021 г., Улан-Удэ – Горячинск)

Электронный вариант

Научное издание

Утверждено к печати ученым советом Федерального государственного бюджетного учреждения науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук

Материалы даны в авторской редакции

Макетирование – Г.В. Кашина

Формат 60×84 1/8. Гарнитура Таймс. Усл. печ. л. 18,6. Уч.-изд. л. 16,4.

Редакционно-издательский отдел Изд-ва БНЦ СО РАН 670047 г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 8.