

МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ



Федеральное агентство по недропользованию
Управление по недропользованию по Республике Бурятия

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования Бурятский государственный университет

Российский фонд фундаментальных исследований

Российское минералогическое общество
Бурятское отделение

МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Материалы III Всероссийской научно-практической конференции,
посвященной 20-летию кафедры геологии
Бурятского госуниверситета

Улан-Удэ
2012

УДК 553

ББК 26.325.13

Ответственный редактор:

канд. геол.-минерал. наук Е.В. Кислов

Рецензенты:

Канд. тех. наук А.Н. Гуляшинов, д-р геол.-минерал. наук А.В. Татаринов

Конференция проведена и тезисы изданы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 12-05-06098-г).

Минерагения Северо-Восточной Азии: материалы III Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 20-летию кафедры геологии Бурятского госуниверситета. Улан-Удэ, ИД «Экос», 2012 г. - 220 с.

В материалы III Всероссийской научно-практической конференции «Минерагения Северо-Восточной Азии», посвященной 20-летию кафедры геологии Бурятского госуниверситета вошли доклады, посвященные различным аспектам месторождений полезных ископаемых: геодинамическим основам их формирования и размещения, методам минерагенических исследований, региональной минерагении, технологическим и геоэкологическим аспектам их освоения. Основное внимание уделено месторождениям благородных, цветных и редких металлов, нерудному и энергетическому сырью. Ряд докладов представлен преподавателями кафедры геологии Бурятского госуниверситета.

Издание будет полезно широкому кругу специалистов, студентов, магистрантов и аспирантов, занимающимися различными геологическими проблемами, связанными с полезными ископаемыми.

ISBN 978-5-905013-13-3



© Коллектив авторов

© ИД «Экос», 2012

НЕСТЕХИОМЕТРИЧНОСТЬ СОСТАВА СЕРЕБРЯНЫХ МИНЕРАЛОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Г.С. Анисимова, Л.А. Кондратьева

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН, Якутск, g.s.anisimova@diamond.ysn.ru

В некоторых золоторудных месторождениях развита поздняя серебряная минерализация. Представителями таких объектов в Восточной Якутии являются месторождения Бадран, Задержнинское, Вьюн и Широкинский рудно-россыпной узел. Как показывает практика исследования, среди минералов серебра этих месторождений часто отмечаются индивиды с нестехиометричностью химического состава. К таким минералам можно отнести минералы из группы блеклых руд, аргиродита, бенлеонардтитацинигриита, сурьмяные оксиды.

Блеклая руда представлена сурьмяной разновидностью с аномально высокими содержаниями серебра, реже железа (табл.). В рудах Бадранского месторождения и Широкинского рудного узла встречается тетраэдрит, концентрация серебра в котором достигает до 55,85% и 48,95% соответственно [4]. В Задержнинском рудном поле отмечается серебристый и высокожелезистый тетраэдрит. Минерал наблюдается в тесном сростании с халькопиритом и пиритом. Отличительной чертой минерала является высокая железистость и полное отсутствие цинка. В месторождении Вьюн блеклая руда характеризуется высокими содержаниями серебра. Серебряная блеклая руда не образует больших скоплений в рудах и встречается в тесных сростаниях с акантитом, электрумом, самородным золотом, тетраэдритом и сульфидами золота и серебра. В высокосеребристой блеклой руде в целом ниже (относительно стехиометрического состава) содержание всех элементов, кроме Ag (табл.).

Медь содержащий аргиродит. В сульфидно-кварцевых рудах Широкинского рудно-россыпного узла обнаружен сульфид с химической формулой $(Ag_{5,9}Cu_{2,1})GeS_6$, отнесенный к группе аргиродита и являющийся его Cu-содержащей разновидностью [1,2]. Найденный сульфид является представителем изоморфного ряда аргиродит — путцит: $Ag_8GeS_6 - (Ag_{5,9}Cu_{2,1})GeS_6 - (Ag_{3,3}Cu_{4,7})GeS_6$. Сульфид, содержащий Ge, Cu и Ag, встречается в виде зерен и агрегатов неправильной формы (0,005-0,2 мм) в борнит-теннантит-кварцевых рудах. Выявлен на контакте теннантита и борнита или в парагенезисе халькопирита с блеклой рудой. Иногда встречается в тесной ассоциации с реликтами теннантита, борнита, халькопирита, неизвестного сульфида Ag-Fe-Cu и малахита в оторочке Fe-As-Cu гидроксидов в кварце. В отраженном свете исследуемый сульфид имеет черный цвет с пурпурным оттенком, минерал хрупкий, изотропный. По химическому составу относится к группе аргиродита с общей формулой $A^{m+}_{(12-n-y)/m} B^{n+} X^{2-}_{6-y} Y_y cA = Ag^+, Cu^+, Cd^{2+} u \delta p,; B = Ga^{3+}, Si^{4+}, Ge^{4+}, Sn^{4+}, P^{5+} u \delta p,; X = S, Se, Te; Y = Cl, Br, I$. По соотношению Ag и Cu сульфид является промежуточной фазой между аргиродитом и путцитом. Присутствие Cu отличает его от аргиродита, а невысокие содержания этого элемента не позволяют отнести его к путциту (табл.). Следовательно, можно предположить существование непрерывного изоморфного ряда $Ag_8GeS_6 - (Ag_{5,9}Cu_{2,1})GeS_6 - (Cu_{4,3}Ag_{3,7})GeS_6$. Рентгенограммы хорошего качества диагностируемого сульфида получить не удалось, поскольку выделение минерала было слишком мало и неоднородно. Можно привести только значения межплоскостных расстояний, $d(I)$ для трех наиболее интенсивных линий: 3.09(S), 3.03(S) и 2.03(M) Å (рентгенографическое исследование выполнено на дифрактометре D8 DISCOVER with GADDS, излучение CuK_{α} , использованы коллиматоры 0,1 и 0,3 мм).

Сульфиды золота и серебра найдены в рудах месторождения Бадран и Задержнинское [3]. В Бадранском месторождении минералы обнаружены на горизонте 940-960 м рудного столба I в ассоциации с высокосеребристой блеклой рудой, акантитом, пираргиритом, бурнонитом, галенитом, разнопробным ртутистым самородным золотом, англезитом и тесном сростании с гипергенными минералами. Сульфиды Au и Ag Задержнинского месторождения тесно ассоциируют с электрумом и кюстелитом, а также с галенитом и оксидом Al. По химическому составу проанализированные соединения охва-

Табл.
Серебросодержащие минералы золоторудных месторождений

Месторождение	Au	Ag	Cu	Fe	Zn	Pb	Te	Ge	Se	Sn	Sb	As	S	O	Сумма
Блеклая руда															
Бадран		55,85	4,13	1,87	2,30						17,46	0,42	17,86		99,90
		53,07	-	2,41	4,33						21,44	-	19,26		100,51
		49,86	2,67	2,45	3,35						21,87	-	19,06		99,26
		48,35	3,46	2,23	2,72						21,97	0,22	19,54		99,49
		45,49	4,12	1,84	3,73						22,12	0,80	20,58		98,68
Задержнинское		14,88	27,62	14,6							12,85	2,11	27,05		99,04
		16,24	26,53	11,89							15,84	2,71	26,69		99,9
		14,26	26,43	12,78							14,14	3,19	28,13		98,93
		22,2	20,9	7,34							24,83		22,88		98,15
		22,35	20,27	7,96							26,01		22,49		99,08
		22,34	20,6	7,47							26,23		23,14		99,11
Вьюн		36,99	13,93	1,58	1,63						25,03		20,04		99,2
		33,67	16,33	1,50	2,69						22,87		21,09		98,15
		31,42	15,14	1,81	2,21						27,68		21,09		99,35
Широкинский		48,95	5,12	0,62	4,98						18,41	1,26	19,63		98,98
		34,35	22,72	0,88	3,55						14,48	2,27	20,90		99,15
Сульфиды золота и серебра															
Бадран	13,03	75,76											12,04		100,83
	27,41	59,49											13,97		100,87
	30,61	55,01											15,02		100,64
	51,31	33,66											13,77		98,74
	48,01	42,89											10,48		101,38

Задержнинское	13.4	70.00			0.1													14.43		99.95
	17.76	67.72			3.34													11.02		101.01
	18.33	62.85			0.09													18.26		99.61
	32.64	56.01		0.15	0.06													11.21		100.25
	40.74	48.41		0.1	0.65													9.41		100.14
Медьсодержащий аргиродит																				
Широкинский		61.33	13.35								7.19							18.54		100.41
		63.58	11.85								7.25							18.44		101.11
		62.19	13.11								6.60							18.73		100.63
		62.54	11.81								6.79							17.98		99.12
		62.67	10.94								7.14							18.66		99.41
		58.98	14.55								7.30							18.30		99.13
		59.87	15.33								7.46							19.12		101.78
Теллур-свинец содержащий канфилдит																				
Задержнинское		60,13		10,18								1,57	6,20					11,24		100,21
		59,24		12,71								1,61	5,64					11,43		101,17
Широкинский		61,27											8,81					9,36		98,49
		61,68											9,57					9,5		99,04
Бенлеонардтит-цигриит																				
Широкинский		62,5																9,6		99,2
Серебросодержащие антимонаты																				
Бадран		13,38	5,36		8,44													2,36	36,52	98,87
		8,49	3,38		12,89													1,21	36,79	98,42
		4,43	3,20		10,46													0,75	36,53	101,76

тывают весь интервал между AgAuS и Ag_3AuS_2 , но доминируют разности, тяготеющие к серебряному аналогу – айтенобогартиту (табл.). Отличительная особенность минералов описываемых месторождений – присутствие примесей Pb, Fe, Cu, Hg и Sb, которое объясняется минеральными парагенезисами. Сульфиды Au и Ag месторождения Бадран, по нашему мнению, образовались за счет самородного золота и гипергенного изменения высокосеребристых блеклых руд, о чем свидетельствует повсеместное нахождение айтенобогартита с оксидами Sb и Fe с примесью Ag, Cu и As. Ютенобогартит и петровскит Задержнинского месторождения, возможно, сформированы в зоне окисления при гипергенном изменении золото- и серебросодержащих сульфидов.

Сульфиды Ag, Pb, Te и Sn с примесью селена Задержнинского месторождения обнаружены в галените в ассоциации с пираргиритом в виде округлых микрозерен (табл.). Примерно такого же состава, но без примесей свинца и селена, минералы найдены и в рудах Широкинского узла. В этом случае они отмечаются в галените в ассоциации с серебро-свинец-сурьмяными сульфосолями. Аналогов данного минерала пока не найдено, но предварительно его можно отнести Те-Pb-содержащему канфильдиту и Те-содержащему канфильдиту.

Минерал группы бенлеонардтита-цнигриита. В Широкинском рудно-россыпном узле найдены очень редкие минералы из группы бенлеонардтита-цнигриита. Минералы встречены в виде мелких вкраплений в галените, иногда в тесном переплетении с гесситом. Химический состав варьирует между бенлеонардтитом и цнигриитом, но больше тяготеет к первому (табл.).

Серебросодержащие антимонаты, по своему составу не соответствующие ни шафарцикиту, ни трипугиту, отмечаются в рудах Бадранского месторождения. Минералы выделяются пониженными содержаниями Sb и высокими концентрациями кислорода (табл.). Примеси Ag, Cu, реже As в этих оксидах указывают на распад высокосеребристой блеклой руды в зоне окисления.

Таким образом, в золоторудных месторождениях при развитии поздней серебряной минерализации встречаются минералы серебра, по химическому составу несколько отличающиеся от стехиометрического. Данное обстоятельство свидетельствует о специфических физико-химических условиях минералообразования золоторудных месторождений на поздней стадии оруденения.

1. Анисимова Г.С., Заякина Н.В., Кондратьева Л.А., Лескова Н.В. Находка медьсодержащего аргиродита ($\text{Ag}_{5,9}\text{Cu}_{2,1}\text{GeS}_6$) // Минералогические перспективы: Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми Уро РАН, 2011. С.13-15.

2. Анисимова Г.С., Заякина Н.В., Кондратьева Л.А., Лескова Н.В. Медьсодержащий аргиродит в Широкинском рудном узле (Восточная Якутия) // Записки РМО. 2012. № 3. С.60-68.

3. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Лескова Н.В. Сульфидные соединения золота и серебра в золоторудных месторождениях Восточной Якутии // Отечественная геология. 2008. № 6. С.24-32.

4. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Попова С.К. Состав блеклых руд – отражение минеральной зональности // Современная минералогия: от теории к практике. Материалы международной конференции «XI Съезд РМО». СПб., 2010. С. 139-141.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ТЕХНОЛОГИИ ПЕРЕРАБОТКИ ОКИСЛЕННОЙ МОЛИБДЕНСОДЕРЖАЩЕЙ РУДЫ

И.Г. Антропова^{1,2}, Гуляшинов А.Н.^{1,2}, Гуляшинов П.А.¹

¹Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, inan@binm.bscnet.ru

²Восточно-сибирский государственный университет технологий и управления, Улан-Удэ

В настоящей работе приведены результаты исследования вещественного состава технологической пробы молибденсодержащей руды зоны окисления Жарчихинского месторождения (Республика Бурятия) и дана технологическая характеристика исследованной пробы. Данное месторождение относится к молибденитовой формации. На месторождении также развита зона окисления и частичного выщелачивания руд. Здесь выделяются бедные (0,03-0,05% Мо), рядовые (0,05-0,10%) и богатые (0,1% Мо) руды. Окисленные пробы Жарчихинского месторождения были представлены штучными пробами (рис.1).



Рис.1. Куски руды, представленные окисленными минералами молибдена

Для исследования вещественного состава была взята проба молибденсодержащей руды, дробленная до крупности -3 мм. Анализ представленной пробы проводился по стандартным методикам, применяемым для изучения вещественного состава минерального сырья.

Установлено, что технологическая проба руды по своему составу представляет окисленные молибденовые руды с сопутствующей бериллиевой минерализацией.

По результатам анализов основными химическими составляющими руды являются оксиды кремния SiO_2 (64,50%) и алюминия (13,25%). Содержания таких металлов, как свинец, цинк, медь и железо незначительные, эти металлы не имеют промышленного значения. Основную ценность в окисленной пробе руды представляет молибден, содержание которого составляет 0,07 %.

Фазовым анализом [1] установлено, что основная часть молибдена - 95,71%, в исследуемой пробе руды находится в окисленных формах, а количество молибдена, приходящегося на молибденит, составляет 4,29%(табл.).

Табл.
Результаты фазового анализа по молибдену

Минерал	Содержание Мо, %	Распределение Мо, %
Окисленные минералы молибдена	0,067	95,71
Молибденит	0,003	4,29
Итого:	0,070	100

По данным рентгенофазового анализа молибденсодержащими фазами являются молибденовые охры - ферримолибдиты ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{MoO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и оксиды молибдена (MoO_3). Наряду с молибденовыми охрами обнаружены молибдат натрия (Na_2MoO_4) и кохлинит (Bi_2MoO_6), также идентифицируется силикатный минерал бериллия – бериллит ($\text{Be}_3\text{SiO}_4(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Основными минералами породы являются кварц (SiO_2), микроклин ($\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$) из группы полевых шпатов и тремолит ($\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 \cdot [\text{OH}]_2$) – один из наиболее распространенных амфиболов в природе.

Проверка на обогатимость традиционными методами показала, что флотационные методы неэффективны для обогащения представленной окисленной молибденсодержащей руды. Гравитационное обогащение данной руды, дробленной до класса крупности -2, -3 мм возможно, так как наблюдаются некоторые отличия по плотности в разделяемых минералах ($\rho = 2,5-3,0 \text{ г/см}^3$ – порообразующие; $\rho = 4,0-5,0 \text{ г/см}^3$ – молибденсодержащие минералы).

В мировой практике при переработке окисленных молибденовых руд наблюдается тенденция к ис-

пользованию кучного и подземного выщелачивания. Особенности вещественного состава представленной пробы окисленной руды, в частности, наличие водорастворимого соединения молибдена (молибдата натрия) в руде упрощает схему переработки данного нетрадиционного сырья. Предлагаемая принципиальная схема переработки должна включать извлечение водорастворимого соединения молибдена в раствор в процессе предварительного мокрого измельчения руды и выщелачивание труднообогатимых окисленных минералов молибдена серной кислотой.

1. Файнберг С.Ю. Анализ руд цветных металлов. М.: Металлургия, 1953.

ОКВАРЦЕВАНИЕ ПЕСЧАНИКОВ НА ЧЕРЕМШАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КРЕМНЕЗЕМНОГО СЫРЬЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Д.Ц. Аюржанаева

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

Месторождение кремнеземного сырья в Западном Забайкалье представляет собой пласт кварцитов мощностью 20-50 м, прослеженный с юга на север на расстояние 8 км среди осадочно-метаморфической толщи верхнего протерозоя, состоящей из итанцинской (PR₂it) силикатной и бурлинской (PR₂bl) существенно карбонатной свит. Пласт кварцитов приурочен к сочленению этих свит, повторяя их наклонения, и разбит разрывными нарушениями с малой амплитудой смещения на блоки. Вдоль контактов кварцитовое тело содержит реликты песчаников в виде овальных и сложноочерченных бурыми оторочками гидроксидов участков.

Вопросами генезиса Черемшанского месторождения занимались О.В. Соколов [6], В.И. Игнатович, Новиков В.В. [4]. Они кварциты называли кварцитовидными песчаниками. Наши исследования привели к иному мнению относительно генезиса месторождения. На основе изучения строения горизонта высококремнеземистых пород, а также их взаимоотношений с вмещающими породами, мы пришли к выводу, что продуктивный пласт является не кварцевыми песчаниками, а метасоматическими кварцитами, которые образовались в результате окварцевания песчаников [8].

1. Благоприятные факторы и источники флюидов при окварцевании.

После накопления терригенно-карбонатной толщи в позднем протерозое - раннем палеозое [1] данная территория претерпела несколько этапов тектоно-магматической активизации, которые проявились в образовании проницаемых зон (трещин, разломов), по которым поступали различные флюиды.

Источником флюидов могли быть ювенильные воды, так как район хребта Морской, где расположено месторождение, весьма богат магматическими образованиями. Вода отделяется от магматических расплавов любого состава в процессе их подъема к поверхности и кристаллизации. Наибольшее количество ее заключено в гранитоидных магмах (до 13 вес.% при давлении водяного пара до 5000 атм). При кристаллизации интрузий гранитоидного состава в них остается всего 1% воды, то есть большая ее часть из магмы удаляется [5]. Флюиды состоят в основном из H₂O + CO₂ + HCl + SO₂ + HF. Процессы выщелачивания горных пород связаны с высокой активностью и степенью диссоциации сильных кислот (HCl, H₂SO₄, HF) в водных растворах. Слабые кислоты (H₂S, H₂CO₃) легко буферизируются минералами боковых пород и не могут создать достаточно кислую обстановку, необходимую для формирования кварцитов [2].

Поступление растворов в пласт песчаников, вероятно, осуществлялось как из магматического очага, так и из тонкопористых алевритовых пород в связи с отжимом их при тектоническом сжатии под воздействием высокого давления и температуры или при пленочном капиллярном переносе. В осадочных породах содержание различных видов воды (поровой, пленочной, капиллярной) достигает 30% и более. Повышение температуры осадочных пород активировало в них поровые растворы, которые становились неравновесными с вмещающей средой. Наличие в стратифицированной толще различных литологических типов пород (карбонатных и силикатных) способствовало возникновению реакционно-инфильтрационных и диффузионных процессов. Вследствие этого возникал биметасоматоз – происходила карбонатизация силикатных пород и силикатизация карбонатных. Продуктами этих

процессов стали карбонатно-силикатные сланцы, карбонатно-кварцевые песчаники и крайние их проявления – кварциты. В придорожной выемке бурлинской свиты в приконтактной части толщи кварцитов с доломитами закартированы окварцованные доломиты.

2. Зональность при окварцевании песчаников

В.А. Жариков и др. [2] пришли к выводу, что образование вторичных кварцитов связано с метасоматическим воздействием на преобразующиеся породы ультракислых растворов полигенного генезиса. В тыловых зонах преобразований, где кислотность растворов максимальна, происходит полное растворение всех минералов, кроме кварца. В результате взаимодействия с преобразующимися породами кислотность растворов понижается, о чем свидетельствует смена монокварцевого состава зон кварц-глиноземистым. Поэтому, в растворах должно происходить резкое уменьшение равновесной концентрации глинозема при интенсивном осаждении высокоглиноземистых минералов, таких, как андалузит, корунд и другие. Такое изменение растворимости глинозема контрастно отличается от поведения растворимости кремнезема, для которого подобного скачка растворимости не наблюдается. Следовательно, фильтрация и взаимодействие ультракислых растворов с породами должны приводить к образованию монокварцевых тел в ядерной части (где происходит растворение всех породообразующих минералов) и высокоглиноземистому гало вокруг этих тел.

Так, на Черемшанском месторождении монокварцевая зона сменяется глиноземистой зоной со стороны подошвы, а, в некоторых участках, и со стороны кровли. На месторождении окварцеванию подверглись практически все породы, но наиболее мощная монокварцевая толща получилась за счет песчаников на карбонатном цементе (рис. 1), так как в этих породах самого кремнезема было много, а карбонатное вещество легко выщелачивается в кислых условиях.

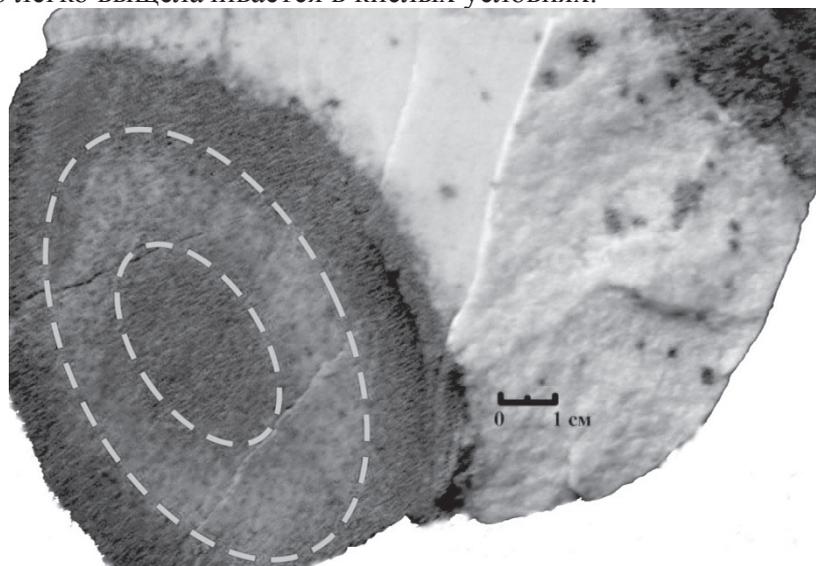


Рис. 1. Овоид реликтов песчаников в метасоматических кварцитах, напоминающий гальку конгломерата.

В центральной части овоида рыжий пористый песчаник (кварц с гетитом), окруженный светлой оторочкой из песчаника на карбонатном цементе. За пределами овоида белый кварцит, образовавшийся в результате окварцевания песчаника на карбонатном цементе.

3. Механизм окварцевания песчаников

По данным физической химии, все горные породы и минералы являются пористыми телами и подчиняются законам термодинамики капиллярно-пористых систем. Капиллярно-пористые тела являются дисперсными системами, где твердый каркас – это дисперсионная среда, а поры, заполненные газом или жидкостью – дисперсная фаза, которая не может свободно передвигаться. Чем мельче дисперсная фаза, тем она более активна по отношению к дисперсионной среде, в нашем случае, к стенкам пор. Активность раствора в капиллярно-пористой системе, кроме температуры и давления, зависит от дисперсности, то есть кривизны (ширины) пор, заполненных раствором или газом; это свидетельствует о повышении растворимости и реакционной способности компонентов в растворе, заполняющем более тонкие поры, по сравнению с раствором в более крупных порах. На Черемшанском месторождении

при воздействии кислых растворов на слюды, полевые шпаты и другие минералов алеврит-пелитовых пород, образовывался кремнеземистый раствор [3], который выносился под действием тектонического сжатия. Этот кремнезем поступал в макропористые песчаники, где он отлагался в связи с уменьшением его растворимости при понижении давления в более широких порах. Так происходило окварцевание кремнистых песчаников [7]. По периферийным участкам пласта кварцитов остаются реликты недозамещенных песчаников (рис. 1,2).

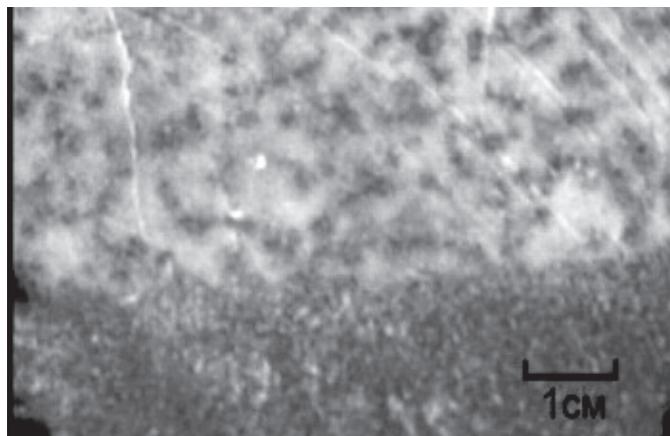


Рис. 2. Окварцевание песчаника Темное - рыжий песчаник, светлое - белый кварцит.

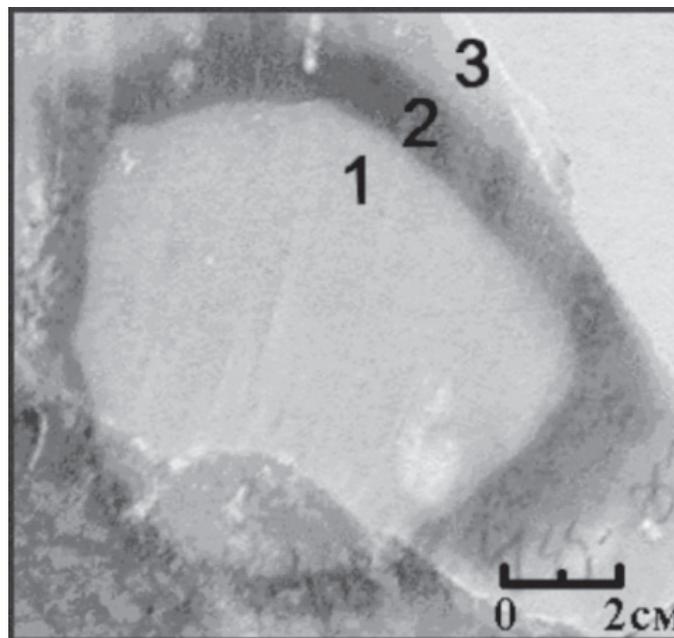


Рис.3. Обр. Чд-53. Кварцит.

- 1 - Белый диффузионно-очищенный кварцит.
- 2 - Инфильтрационно-диффузионная оторочка
- 3 - Желтовато-белый инфильтрационный кварцит.

4. Очищение кварцитов

После окварцевания песчаников, в конечном итоге, формирования кварцевой толщи, вся осадочно-метаморфическая толща Черемшанского месторождения вышла на дневную поверхность. Как следствие, начались экзогенные процессы, проявившиеся в лимонитизации, маршаллитизации кварцитов, которые длительное время очищались от примесей. Это очищение происходило диффузионным путем. Фильтрующиеся по кварцитам поровые растворы способствовали перекристаллизации их с отторжением примесей. Отторгающиеся примеси скапливаются в межзерновом поровом пространстве и постепенно выносятся за пределы пласта в окружающие породы, где меньше их химический потенциал. Инфильтрационный вынос железа наблюдается в виде скоплений бурых оторочек, состоящих из гидроксидов железа и марганца на фронтах фильтрации порового раствора. В диффузионных островах происходит наиболее полное очищение от примесей (рис.3). Местами встречаются мелкие бурые стяжения «оспины». Это неполное очищение. В них встречаются более крупные кристаллики кварца в виде микродруз среди пленок гидроксидов железа [8].

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

2. Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А., Зарайский Г.П., Омелянко Б.И., Перцев Н.Н. и др. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 492 с.

3. Зарайский Г.П. Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. М.: Наука, 1981. 218 с.

4. Игнатович В.И., Новиков В.В. Черемшанское месторождение мономинеральных кварцевых и кварцевидных песчаников // Минерально-сырьевая база строительных материалов Бурятии. Улан-

Удэ, 1979. С.56-59.

5. Сияков В.И. Общие рудогенетические модели эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1986. 243 с.

6. Соколов О.В., Плотников Ю.В. и др. Черемшанское месторождение кварцевых песчаников (Бур АССР). Отчет Черемшанской ГРП БГУ о результатах разведки месторождения за 1967-1971 гг. с подсчетом запасов на 01.01.72 г. БГУ, Улан-Удэ, 1972.

7. Царев Д.И. Метасоматизм. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2002. 320 с.

8. Царев Д.И., Хрусталева В.К., Гальченко В.И., Дугарова Д.Ц. Новые генетические данные о генезисе Черемшанского месторождения кремнеземного сырья (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 4. С. 334-345.

КОМПЛЕКСНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНО-РОССЫПНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТОНОСНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ ВИТВАТЕРСРАНД (ЮАР) И КАМЕНСКОЕ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)

Е.Е. Барабашева

Забайкальский государственный университет, Чита, barabasheva@mail.ru

Месторождение Витватерсранд относится к типу древних метаморфизованных конгломератов. Рудоносная толща образует синклиналичную структуру, осложнённую выступами архейского фундамента. Рудные тела (так называемые рифы) представлены пачками рудоносных конгломератов с прослоями безрудных сланцев и кварцитов. Мощность отдельных промышленных слоёв конгломератов до 4,5 м. Район распространения золоторудных тел занимает площадь около 350x200 км.

В золотоносных рифах представлена в основном золото-пирит-кварцевая, золото-уранинит-кероген-битумная и комплексная минерализация полигенной природы. Рудная минерализация находится в олигомиктовых конгломератах. Галька на 70% состоит из жильного кварца с подчиненным количеством кварцита. Цемент слюдисто-кварцевый, содержит 2-16% окатанного пирита. Золото находится в пирите, а также выделяется по микротрещинам, секущим кварцевую гальку и цемент. Средний размер зёрен золота 5-100 мкм. С увеличением размеров галек содержание золота возрастает. Наиболее высокие концентрации золота (до 20%) приурочены к углеродистым слойкам со столбчатой микроструктурой - тухолитам, непосредственно подстилающим слои конгломератов. В этих образованиях присутствует не только обломочное, детритное, россыпное золото, но и так называемое биохомогенное. Помимо золота в большом количестве присутствуют уранинит, урановая смолка, браннерит, минералы группы платины и алмазы [1].

Если рассматривать месторождение, как россыпное, то необходимо найти остатки коренных месторождений, из которых эти россыпи образовались. В рудных пластах Витватерсранда собрано около 100 тысяч тонн золота и еще столько же его содержится в пластах с непромышленным содержанием. Как известно, в россыпи переходит меньшая часть коренного золота, а большая часть рассеивается. В результате проведенных африканскими геологами подсчетов оказалось, что в коренных месторождениях, за счет которых возникли древние россыпи Южной Африки, должно находиться не менее 500 тысяч тонн золота. За прошедшие более ста лет разведочных работ подобные типы жильных месторождений не обнаружены.

В конгломератах вместе с большим количеством галек молочно-белого жильного кварца содержатся «шарики» хорошо окатанного пирита, так называемая «пиритовая дробь» или «картечь». Так же хорошо окатанным является и уранинит [3]. Пирит и уранинит, в отличие от кварца, минералы весьма неустойчивые. Оказавшись на поверхности Земли, они мгновенно окисляются, разрушаются и исчезают. Возникает вопрос – как хорошо окатанные пирит и уранинит сохранились в галечниках Витватерсранда? Современные анализы доказали наличие кислорода в атмосфере раннего протерозоя в небольших количествах. В россыпях Витватерсранда ни пирит, ни уранинит не окислились, а превратились в многочисленную хорошо окатанную гальку.

Данные геологической разведки показали, что в десятикилометровой толще древних протерозойских песчаников и сланцев около двух десятков пластов рудных галечников. Возраст нижних песчаников оценивается в 2,5 млрд., а верхних сланцев – в 1,9 млрд. лет, то есть осадконакопление длилось

около 600 млн. лет. При этом указывается, что все пласты рудных конгломератов имеют одинаковый возраст в пределах 1,9 млрд. лет, независимо от их положения в разрезе [2]. Это противоречит всем геологическим представлениям о закономерностях образования осадочных толщ.

При изучении генезиса углеродсодержащих конгломератов обнаружены многочисленные находки псевдоморфоз золота по микроводорослям и бактериям, подтверждающие участие микроорганизмов в формировании месторождения. Первые сообщения о золотых псевдоморфозах по нитчатым формам микроорганизмов появились в работах Hallbauer (1975). Н.Г. Куимовой и В.Г. Моисеенко (2006), [4] было описано два типа организмов – *Thuchomyceslichenoides* и *Witwateromycesconidiophorus*. Первый представляет собой симбиотический организм между филаментными микроорганизмами, возможно, примитивными грибами и водорослями, то есть напоминает современные лишайники. Второй – это сапрофитные нитчатые формы микроорганизмов, относящиеся к примитивным грибам или филаментным бактериям.

На сегодняшний день существует несколько гипотез образования месторождения, однако ни одна из них не может полностью ответить на все поставленные вопросы. На протяжении 80 лет ведется соперничество между осадочной и гидротермальной теориями. Большинство ученых склоняется к осадочному генезису (Mellor, 1916; Liebenberg, 1959 и др.), предполагая, что золото и уран в котлован сносились реками, русла которых размывали золотые и урановые жилы, расположенные в контурах древних речных русел. При этом нерешенными остаются вопросы окатывания и окисления пиритовых и уранинитовых галек и одновременности образования рудоносных пластов.

Эта модель была трансформирована в модифицированную осадочно-гидротермальную гипотезу (Robbetal.,1997; Frimmeletal.,1999), согласно которой первично россыпные руды месторождения в дальнейшем подвергались частичной гидротермальной переработке.

Сторонники чисто гидротермального генезиса (Graton, 1930; Davidson, 1955; Phillips, Law, 1994) связывают его только с тектоническим и гидротермальным воздействием, избирательно наложенным на конгломераты, как на более пористые породы. Необъяснимым остается факт окатанности пиритовых зерен, содержащих золото, галек уранинита, а также наличие многочисленных псевдоморфоз золота по микроводорослям и бактериям в углеродсодержащих конгломератах и приуроченность урана к органическим прослоям.

После того, как было показано (Fletcher, Reimold, 1989; Myersetal., 1990; Therriaultetal., 1997), что месторождение почти целиком находится в пределах гигантской докембрийской астроблемы Вредефорт диаметром 300 км, ряд авторов (Reimold, 1994; Gartz, Frimmel, 1999) предположил частичное гидротермальное преобразование руд месторождения в связи с импактным событием. С.А. Вишневым (2007) предложена импактно-гидротермальная гипотеза, согласно которой руды месторождения образованы в результате импактного события Вредефорт, которое активизировало поровые гидротермальные растворы комплексного генезиса, мобилизовало рудное вещество из пород с обычными кларковыми содержаниями Au, U и других металлов.

А.М.Портнов, сравнивая кварц-пиритовые конгломераты на золото-урановом месторождении Кочбулак в Средней Азии и конгломераты Витватерсранда, заключил, что галька сульфидов, неустойчивых в окислительных условиях земной поверхности, могла сформироваться только вследствие гипогенных процессов. Он полагает, что кварцевые и сульфидные гальки образовывались в результате механического окатывания обломков в гидротермальных растворах, заполняющих трещинные и трубообразные полости. Приблизительно к таким же выводам пришел А.Д.Щеглов, побывавший на Витватерсранде. По его мнению, гальки пирита и кварца из гидротермальных аппаратов поступали в водоем и зонально распределялись по отношению к разломам, причем мелкие гальки отлагались на удалении от них, а крупные – вблизи.

Гипотеза А.М. Портнова и А.Д. Щеглова подтверждена открытием в Средней Азии на Кураминском хребте крупных коренных месторождений золота, образованных в процессе тектономагматической активности в вулканических породах. На небольшом расстоянии от поверхности обнаружены их рудоносные глубинные «корни», где в трещинах среди андезитовой лавы в рудных столбах шел процесс отложения самородного золота. Необычность рудных столбов заключается в том, что они забиты окатанными обломками различных по составу и размерам горных пород (валуны, гальки андезитов, обломки

кварцевых жил перемешаны и цементированы более молодыми, чем они сами, пиритом и кварцем с примесью золота). Для пирита характерны кристаллические формы в виде кубиков, окатанные зерна, напоминающие дробь или картечь и шарики в начальной стадии окатывания. Микроскопические исследования показали, что это - следы процесса глубинного окатывания вмещающих горных пород и более ранних кварц-пиритовых жил в рудоносных подземных «реках».

Давидсон (1953), а позднее П.К.Дементьев, И.С.Модников и А.И.Безгубов (1975), рассмотрев металлоносные конгломераты, пришли к выводу, что их накоплению предшествовала глубокая, захватившая огромные площади гранитизация, и конгломераты могут являться тектонометасоматическими конгломератами.

Симпсон (1986) считал, что перенос рудного вещества с площади размыва происходил не механически, а в виде растворов, из которых оно осаждалось в восстановительных условиях. Луи и др. (1954) отнесли месторождение Витватерсранд к инфильтрационному типу. Барникот и др. (1997) пришли к заключению, что оруденение Витватерсранда гидротермально-постметаморфизованное.

Предлагаемая нами модель образования месторождения Витватерсранд носит комплексный характер. В ней присутствуют как космические факторы в виде импактного события Вредефорд, тектономагматическая активность в виде интенсивного вулканизма, спровоцированная падением небесного тела, так и седиментационная обстановка протерозойского водоема с многочисленной цианобактериальной биотой и сносом грубообломочного материала реками в бассейн седиментации.

Источником оруденения Витватерсранда считаются архейские образования, включающие древние кварцевые золотоносные жилы и ураноносные пегматиты. В начальный этап, вероятно, происходило разрушение древнего гранитно-гнейсового фундамента (Йоханнесбургского гранитного купола), содержащего золоторудные породы. О разрушении архейских золотосодержащих массивов свидетельствует рудная минерализация по микротрещинам, секущим кварцевую гальку, а также слюдисто-кварцевый цемент, связывающий гальки.

Гипергенно-седиментационное накопление осадков прекратилось около 2,7 млрд. лет назад, когда, в результате импактного события Вредефорд, спровоцировавшего активный вулканизм, котлован Витватерсранда частично был заполнен андезитовой лавой. Наиболее обильные падения астероидов на Землю отмечались 3,6-2,6 млрд. лет назад. В эти периоды образованы основные крупнейшие месторождения железистых кварцитов, сформированных при участии астероидного вещества железокремниевый состава. Возможно предположение, что астероид Вредефорд содержал некоторое количество золота, привнесенного на Землю из космоса.

Активизированные гидротермальные растворы, сопровождающие магму, приносили комплексное рудное вещество – мантийного, космического генезиса и мобилизованное из пород, содержащих Au, U и другие металлы. Оно отлагалось в трещинах среди андезитовой лавы. Валунки, гальки андезитов, обломки гранитов и кварцевых жил перемешивались и цементировались более молодыми, чем они сами, вулканическими пиритом и кварцем с примесью золота. Образование хорошо окатанного в виде картечи и дробы пирита и уранинита, а также дальнейшее преобразование обломков как ранее образованных осадочных, содержащих кварцевые гальки, так и вулканогенных пород, скорее всего, происходило в результате процесса глубинного окатывания и перемешивания в условиях рудоносных подземных «рек». Возможно, это объясняет возникновение пиритовых и ураноносных конгломератов в глубинных трещинах Земли, заполненных рудообразующим раствором, а также одинаковый возраст более двух десятков пластов рудных галечников в десятикилометровой толще древних протерозойских песчаников и сланцев.

После затухания вулканического этапа в морском бассейне на территории месторождения Витватерсранд вновь наступает период спокойного карбонатного осадконакопления. Многочисленные для протерозоя цианобактериальные сообщества интенсивно сорбировали рудные компоненты, приносимые в водоем остаточными гидротермально-вулканогенными флюидами. Отложение золота происходило в массе цианобактериального мата, находящегося в стадии отмирания. Находки псевдоморфоз золота по микроводорослям и бактериям подтверждают участие микроорганизмов в формировании месторождения. Предполагается, что золото поступало в бассейн осадконакопления в виде коллоидов, стабилизированных продуктами метаболизма микроорганизмов, либо в виде биогенных цианидных

комплексов, а затем накапливалось на цианобактериальных матах. Проведенными сотрудниками ПИНа исследованиями подтвердилась точка зрения о микробиальной природе тухолитов. Они представляют собой микробиальные маты, сравнимые с современными цианобактериальными матами. В столбчатых углеродистых слоях феноменальные (до 20%) содержания обломочного, детритного и биохемогенного золота. Сам процесс отложения золота описывается как репликация по биологической матрице.

Частично горные породы, содержащие золотоносные и ураноносные гальки, могут являться тектонометасоматическимиконглобрекчиями. Фрагментарный метасоматоз, основанный на неоднородной пропитке пород растворами, производил инфильтрационное замещение горной породы. Вынесенные из фрагментов компоненты поступали в фильтрующийся раствор и с ним транспортировались или отлагались в виде минералов в проницаемых (инфильтрационных) породах.

Предположительно, аналогичные процессы происходили при образовании золотоносных конгломератов месторождения Каменское (Балейское рудное поле). Для него также характерно повышенное содержание золота в конгломератах, сопровождаемое накоплением монацита.

Каменские конгломераты, составляющие литологическую основу месторождения, относятся к верхам тургинской свиты, возраст которой определяется как позднеюрский-раннемеловой. Преобладают средне- и крупногалечные конгломераты, в меньшей степени развиты валунные и мелкогалечные отложения, брекчии, дресвяники, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты. Характерна пестроцветная окраска пород – фиолетовая, буровато-красная, серая, белесая. Гальки умеренно окатанные с преобладанием гранитоидов и кварца. Заполнитель песчано-глинисто-дресвянный, слабосцементированный, до рыхлого. Отмечаются окатанные зерна пирита, галенита, киновари, молибденита, самородного золота. Скопления тория образовались в результате механических процессов его вымывания из древних пород и отложения в слабосцементированных осадках молодых рыхлых отложений.

Согласно предлагаемой модели, при образовании Балейского рудного поля вначале шло образование жильных рудных тел и прожилков халцедоновидного кварца с золотом в породах фундамента – верхнекаменноугольныхгранитоидахундинского комплекса как результат геохимических процессов гидротермальной деятельности магматического очага. Второй этап, протекающий в юрско-меловое время, характеризовался биосорбцией и концентрацией первичного рудного вещества флюидов, сопровождающих шадоронский вулканизм, органогенными илами на дне водоемов, а также прослоями, содержащими органическую биомассу. Третий этап – интенсивное гипергенное разрушение гранитоидовундинского комплекса вновь поступающими в результате активного вулканизма гидротермами, подземными водами и временными водотоками, снос и накопление образованного пролювиального материала в озерах, образование месторождения Каменских конгломератов. Уран, поступающий с восходящими грунтовыми водами, размывающими нижележащие урансодержащие образования, сорбировался многочисленными органическими остатками четвертичного времени. Осаждение происходило на геохимических барьерах, образованных в результате смещения углекислотного равновесия за счет смены карбонатных отложений на терригенные (песчаники).

На примере приведенных моделей можно отметить необходимость именно комплексного подхода к рассмотрению любых вопросов в области рудогенеза, использования данных космических, тектономагматических, биогеохимических, палеонтологических, минералогических и прочих исследований. Современное развитие геологоразведочных работ невозможно без научно обоснованных прогнозов, достоверность которых значительно возрастает благодаря разработке новых методов комплексного изучения руд.

1. КренделевФ.М. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск:Наука, 1974. 237 с.
2. Либенберг У. Условия залегания и теория происхождения урановых минералов и золота в рудах Витватерсранда // Труды конферен. поминер., использованию атомной энергии. М., 1959. С. 377-392.
3. Портнов А.М. О возможном происхождении конгломератов Витватерсранда // Геология и разведка недр. 1988. № 10. С. 49-50.
4. Радомский С.М., Радомская В.И. Биоминеральные взаимодействия благородных металлов // Труды конф. «Теория минералогии, минералы и минераловедение, биоминералогия». С. 135-136.
5. Щеглов А.В. Идеи академика В.И. Смирнова о полигенной природе рудообразования и месторож-

дения золота Витватерсранд // Смирновский сборник 94. М., 1994. С. 77-94.

6. Шипо Н.А., Сахарова М.С. Природа пиритовых образований из отложений Витватерсранда // Геология рудн. м-ний. 1988. № 25. С. 85-89.

РУДОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ

Е.Е. Барабашева, Е.О. Стремецкая

Забайкальский государственный университет, Чита, barabasheva@mail.ru

Удоканское месторождение расположено в пределах одноименной подзоны Кодаро-Удоканского прогиба на территории Намингинского рудного района и определяется его размещением в северном крыле Намингинско-Катугинской брахисинклинали, ограниченной с севера Кеменским массивом гранитоидов кодарского комплекса и с юго-запада - массивом граносиенитов и щелочных гранитоидов ингамакитско-сакунского комплекса. Ее восточная граница скрыта вендско-нижнекембрийскими отложениями Верхнекаларской впадины, а южная – совпадает с зоной разломов, отделяющей Кодаро-Удоканский прогиб от выступов архейского основания. Геологическая структура района разбита системой разрывов субширотного, субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания, контролирующих размещение интрузивных массивов гранитоидов кодарского комплекса и габброидов чинейского комплекса [1].

В Намингинском рудном районе представлены все меденосные стратиграфические уровни, известные в интервале разреза удоканского комплекса от читкандинской до намингинской свиты включительно. Наиболее продуктивным является верхнесакуканский уровень, на котором накапливаются медистые песчаники Удоканского и Сакинского месторождений. Практически всем стратиграфическим подразделениям удоканской серии, прежде всего кеменской подсерии, соответствует многочисленная биота. Встреченные здесь фаунистические остатки (строматолиты, микрофитолиты, микрофоссилии, мягкотелая фауна, следы жизнедеятельности) свидетельствуют о рифейско-вендском возрасте пород.

Комплексные медные руды, включающие в качестве главных полезных компонентов, кроме меди, палладий, платину и золото, локализуются в эндо- и экзоконтактах массива в виде оруденения вкрапленного, прожилково-вкрапленного и жильного типов. Главными рудообразующими минералами являются пирротин и халькопирит, реже – пирит, второстепенными – пентландит, миллерит, кобальтин, герсдорфит, линнеит, борнит, редкими – самородные платина, золото и серебро, сперрилит, медистая платина. Эндоконтактовые руды вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа распространены на широкой площади в приподошвенной части массива. Экзоконтактовые руды, представленные вкрапленностью и прожилками сульфидов меди в песчаниках, подстилающих интрузив, прослеживаются вниз от его подошвы на расстояние в первые десятки метров только в восточной части массива.

Собственно Удоканское месторождение представлено горизонтами медистых песчаников в составе верхнесакуканской подсвиты, слагающей крылья Намингинской синклинали. Площадь выхода на дневную поверхность горизонтов медистых песчаников составляет в среднем около 30 км. В центральной части синклинали развиты алевролиты, аргиллиты и песчаники намингинской свиты мощностью до 1000 м, а в крыльях – песчаники рудовмещающей верхнесакуканской подсвиты, имеющей мощность в пределах 800м, которая в юго-восточном крыле складки сокращается до 650м. Из интрузивных пород широко развиты дайки габбро-диабазов, относящиеся к чинейскому комплексу. В составе даек среди аксессуарных минералов доминируют магнетит и титаномагнетит, величина которых достигает 1%. Вкрапленность сульфидов меди в эндоконтактах даек всех типов, известных на месторождении, отмечается в основном в местах их пересечения с горизонтом медистых песчаников.

Намингинский грабен представляет собой узкую зону, проходящую вдоль долины реки Наминга. Разломы, ограничивающие грабен, неоднократно подновлялись. Интенсивно проявлена трещинная тектоника. В пределах рудоносного горизонта в прожилках обычно присутствуют минералы меди.

В палеофациальных реконструкциях терригенные отложения верхнесакуканской подсвиты рассматривались как накопления фациальных обстановок наземной и подводной частей крупной палеодельты, заливов, лагун, прибрежно-морского мелководья открытого палеобассейна с размещением медистых песчаников в переходной зоне от наземно-дельтовых к подводно-дельтовым условиям се-

диментации. В результате фациального анализа в составе рудовмещающей толщи было установлено более широкое развитие отложений комплекса фаций подводной части палеоделты. Здесь выделяются накопления подводных русел, приустьевых кос, шлейфов, зон спокойной седиментации и волнения заливно-лагунного мелководья палеоделты, которые ассоциируют с терригенными осадками фаций прибрежно-морского мелководья: пляжей, отмелей, приливно-отливной зоны, прибрежных течений. Изучение разрезов рудоносной толщи выявило характерную перемежаемость различных типов аллювиальных отложений, приносимых с береговой зоны в результате гипергенеза пород Чарской серии с осадками заливно-лагунной зоны и прибрежно-морского мелководья открытого палеобассейна. В фациальной группе аллювиальных отложений выделяются песчаные, песчано-глинистые осадки русел, пойм, прирусловых кос и валов [1].

Древнейшие вулканогенно-осадочные образования широко представлены на территории Муйской зоны и слагают в пределах Чарской глыбы олондинскую серию (AR₂ol), на 90% сложенную вулканитами толеитовой и известково-щелочной серий. Металлогения олондинской серии изучена слабо, имеются сведения о связи с основными и ультраосновными вулканитами повышенных содержаний золота, серебра и платины.

Представленная комплексная модель рудогенеза Удоканского месторождения предполагает различные направления поступления рудного вещества в бассейн седиментации. Первоначально, возможно, в результате обильного падения на Землю астероидов вслед за эпохами 1,65 и 1,05 млрд. лет (рис. 1) (на указанные периоды времени приходятся основные циклы формирования на Земле месторождений железистых кварцитов и железо-медных месторождений, судя по запасам которых на планету выпало ~10²³г астероидного вещества преимущественно железо-медно-кремниевое состава [3]), привнесенный космический материал полностью рассеивался и перемешивался с земным веществом, приводя к невиданным по своим масштабам процессам выветривания и рудообразования.

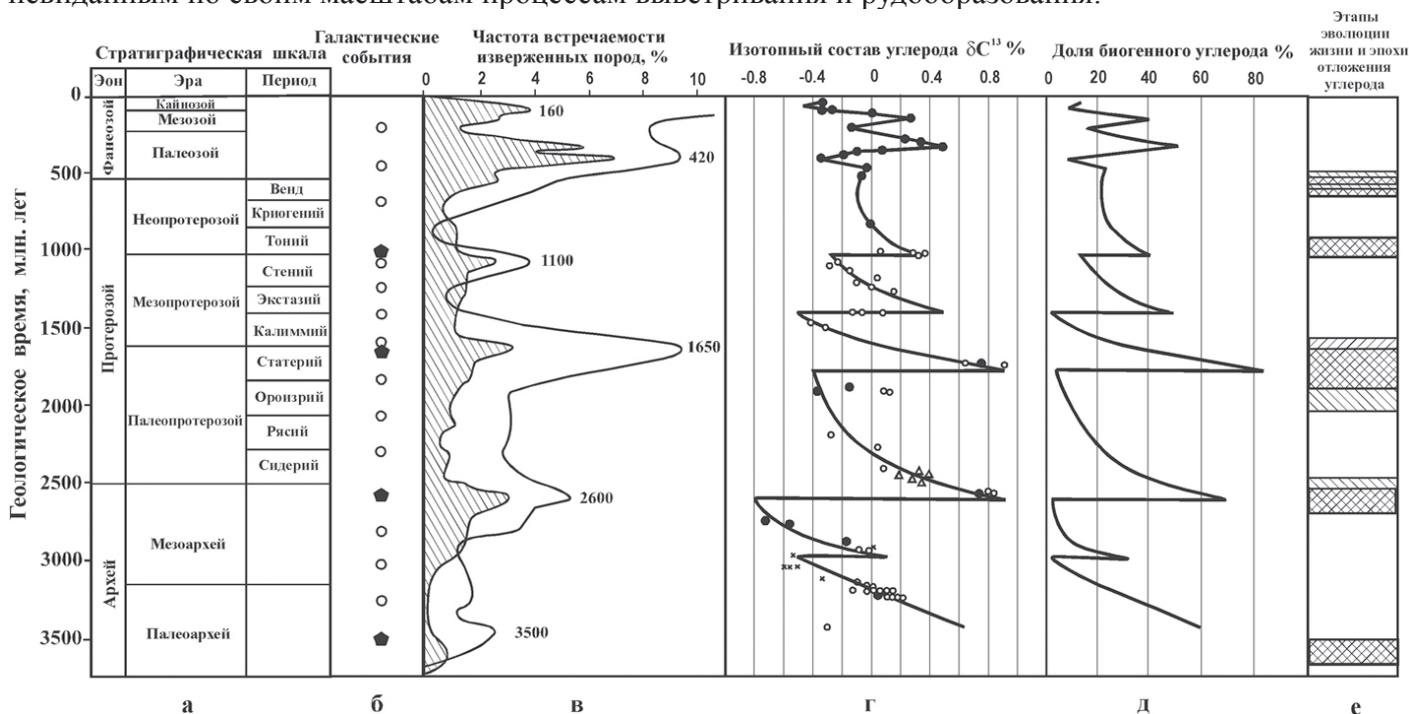


Рис. 1. Сопоставление времен важнейших событий в истории Земли по геологическим данным [2]. а) международная стратиграфическая шкала докембрия и фанерозоя; б) моменты взаимодействиями Солнечной системы со звездами (пятиугольники) и галактическими кометами (кружки); в) мегациклы процессов рудообразования (без штриховки) и тектономагматической активности (заштриховано); г) изменения изотопного состава углерода карбонатных пород; д) доля органического вещества в составе углерода осадочных пород; е) важнейшие этапы эволюции живых организмов и главные эпохи развития углеродсодержащих формаций.

Часть рудного материала поступала с берега в виде тиосульфатов золота и серебра и сульфатов меди и железа в составе поверхностных водотоков, размывающих гипергированную поверхность Чарской

глыбы. Другая часть в виде глубинных гидротерм, несущих сульфидные комплексы меди и железа, поступала в бассейн в результате формирования Чинейского дайкового комплекса. Осадки бассейна седиментации подвергались циклическому диагенезу с последующей гидротермальной переработкой вновь полученных отложений. Кроме того, на дне бассейна располагались многочисленные постройки цианобактериальных матов в виде строматолитовых и онколитовых образований.

Существовавшие в раннем протерозое на планете цианобактериальные сообщества практически не отличались от современных. По-видимому, они успешно существовали и раньше в архее, но появившиеся в середине раннего протерозоя более благоприятные условия позволили им распространиться крайне широко и сохраниться до наших дней в виде кремниевых псевдоморфоз или как органостенные мумифицированные оболочки. При отсутствии конкуренции цианобактериальные маты в докембрийских бассейнах занимали все экологические ниши от мелководных участков до акваторий открытого моря. На существование цианобактериальных матов Удоканского месторождения в крайне мелководных условиях указывает ряд литологических индикаторов (плоскогалечные конгломераты, трещины усыхания и др.). При анализе аналогичной микробиоты и условий седиментации в верхнем рифее Урала высказывалось предположение, что подобное существование сходно с условиями карбонатных болот. Сейчас подобные условия обитания называются «амфибиальный ландшафт» - или огромные площади пенепленизированных участков поверхности Земли, залитых водой. Амфибиальный ландшафт в протерозое Удокана определял значительные участки суши. Цианобактериальные сообщества пользовались при этом преимущественным повсеместным распространением. Цикл органического углерода полностью контролировался биотой и катализировал круговорот веществ.

К числу биологически опосредованных процессов, происходящих спонтанно, следует отнести реакции выветривания Чарской глыбы, циклического диагенеза в биотически контролируемой среде бассейна седиментации, сорбции и биосорбции, в которых основным сорбентом служат тела микроорганизмов или продуцируемые ими неклоточные вещества, биотические трансформации минералов в окислительно-восстановительных условиях.

Выветривание горных пород происходило после гидратации CO_2 химическим путем при растворении. Высокая локальная концентрация CO_2 возникала при разложении частиц органического вещества с синтезом высокомолекулярных устойчивых органических соединений. Образование первичных карбонатов связано с удалением избыточного количества диоксида углерода и частичной его заменой эквивалентным количеством кислорода. Дегазация осуществлялась в цикле неорганического углерода и сопряжена с циклами кальция и магния: избыточное количество CO_2 связывалось в нерастворимые карбонаты с захоронением их в осадочных оболочках и последующим рециклингом. Процесс, вероятно, был обусловлен извлечением кальция и магния из изверженных пород в водной среде согласно условному равновесию $\text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2 = \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$. Реакция имела место дважды, сначала в зоне подводных гидротерм при контакте свежих изверженных пород с CO_2 и H_2O , затем субаэрально при углекислотном выветривании пород.

Установлено, что в протерозое и, возможно, позднем архее отложения карбонатов в виде доломитов на территории Удоканского палеобассейна соответствовали развитию цианобактериального сообщества, образующего слоистые биогенно-осадочные породы – строматолиты. В протерозое в основном формировались кислотоустойчивые формы карбонатов в виде доломитов $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ с соотношением $\text{Ca}/\text{Mg}=1/1$. Образование доломитов и их связь с цианобактериальными сообществами объясняется физико-химическими условиями гидросферы протерозоя, благоприятными и для цианобактерий, и для осаждения доломита.

Накопление неорганического углерода карбонатов сопряжено с мобилизацией кальция и магния. В истории Земли известняки преобладают, но доломиты более устойчивы к воздействию кислот и поэтому могут сохраняться при микробном брожении. Сульфидогены удаляют органические кислоты, поэтому участие сульфатредукторов в образовании первичных доломитов, в частности для Удоканского бассейна, практически доказано. На глинистом субстрате цианобактериальная пленка не успевала разложиться либо из-за быстрого захоронения, либо вследствие медленного анаэробного распада в отсутствие серы. Индикатором восстановительных условий служило отношение $\text{Fe}(\text{II})/\text{Fe}(\text{III})$.

По морфологии цианобактериальные маты Удокана представляют собой плотные структурные об-

разования с ясно выраженными слоями, окраска которых определяется образуемыми между ними минералами. Верхняя зона мата, занятая цианобактериями и фототрофными бактериями (термофильные маты), имеет желтовато-сероватую окраску. Ниже располагается черная (анаэробная) зона развития сульфидогенов, мощных генераторов сероводорода, которые, соединяясь с железом, образуют пирит, окрашивающий зону в черный цвет. Для нижних слоев анаэробной зоны характерна сложная цепь реакций, осуществляемых различными функциональными группами организмов. Сульфатредукция под матом создавала сероводородный барьер на пути минерализованных гидротерм и обуславливала отложение сульфидов в виде пирита. Ряд рудоносных минералов в матах осаждался хемогенным путем.

Цианобактерии Удокана концентрировали, в основном, медь, железо, частично кобальт, никель, серебро и золото. Возможно, что в данном случае мы имеем дело с древними бактериями, сходными с современными *Thiobacillusferrooxidans*, которые в процессе гипергенеза способствовали растворению, переводу в подвижную форму с последующим накоплением железа и меди, как основных рудных составляющих. Свинец и цинк, явно присутствующие в гидротермах, по-видимому, либо с первыми возгонами в виде пепла уходили в атмосферу, либо, не реагируя и не участвуя в сульфатредукции, переходили транзитом в карбонатные толщи в виде карбонатов или окислов. Для организмов прошлых геологических эпох была характерна концентрация только определенных металлов – для цианобактерий Удокана это были в основном железо и медь, частично серебро и золото.

В намингинской свите кроме строматолитовых, широко распространены осадочные текстуры микробиального происхождения, приуроченные к границе слоев тонкозернистых песчаников и алевролитов. Текстуры микробиального происхождения образованы в результате биостабилизации песчаного осадка – склеивания частиц слизи, выделяемой теми же цианобактериями. Здесь распространены дисковидные отпечатки, интерпретируемые как микробные сообщества. Подобные отпечатки были обнаружены как в кеменской, так и нижележащей чинейской подсериях. Все дисковидные отпечатки удоканской серии интерпретируются как колонии одноклеточных организмов (бактерий, протистов, грибов). Они также выступали в качестве биогеохимических барьеров, осаждавая на своем пути железомедистые флюиды. Поверхностная концентрация железа неблагоприятно сказывалась на состоянии палеобиоты, поэтому в основном происходило накопление образований меди.

Таким образом, на основании выявленных геолого-биогеохимических закономерностей размещения Удоканского оруденения можно предположить следующую упрощенную генетическую модель. Источниками металлов во время формирования месторождения являлись области сноса гипергированных поверхностей Чарской глыбы и Станового хребта, глубинные гидротермы формирующегося Чинейского дайкового комплекса и, возможно, привнесенный из космоса кометный рудный потенциал. Немаловажную роль при этом сыграли продукты вулканических извержений Муйской зоны. Формы миграции рудного вещества осуществлялись посредством растворов в виде карбонатов, гидрокарбонатов, сульфатов, окислов, гидроокислов, которые локализовались в неглубокие седиментационные бассейны, представленные лагунами, подводными и надводными дельтами, прибрежным мелководьем, речными руслами. Восстановительными условиями обладали зоны скопления органики в виде цианобактериальных матов, текстур микробиального происхождения и мягкотелой проблематики. Механизм формирования руд, возможно, сводился к следующим этапам: 1) седиментационно-диагенетическому этапу образования руд в результате сноса поверхностными водотоками гипергированных продуктов Чарской глыбы и Станового хребта; 2) биогеохимическому этапу сорбции и биосорбции поступающих рудных компонентов цианобактериальными матами и другой микробиотой; 3) этапу сульфатредукции цианобактериальными матами элементов гидротерм, поступающих из Чинейского дайкового комплекса; 4) эпигенетическому этапу укрупнения вкрапленности, перераспределения оруденения и появления первых жильных минералов; 5) контактово-метаморфическому и метасоматическому (твердофазная миграция) этапу в виде изменения состава на контактах даек с вмещающими породами.

Предполагаемый генетический тип Удоканского месторождения – осадочно-гидротермальный с седиментационно-биогеохимическим рециклингом формирования основных руд и признаками метасоматоза и контактового метаморфизма.

ской области России /В.В. Архангельская, Ю.В. Быков, Р.Н. Володин и др. Чита: Поиск, 2004. 522 с.

2. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС. 2002. 393 с.

3. Гаррельс Р.М., Перри Е.А., Маккензи Ф.Т. Образование докембрийских железорудных формаций и эволюция атмосферного кислорода // Докембрийские железорудные формации. М.: Мир, 1975. С. 349-357.

НОВЫЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ И ГОРНО-ПРОМЫШЛЕННЫЙ РАЙОН ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Е.В. Беляев

Федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», Казань, bel@geolnerud.net

Крайне низкая и далеко недостаточная обеспеченность фосфорными удобрениями сельского хозяйства Сибирского федерального округа, отсутствие в регионе действующих предприятий по производству фоспродукции и отсутствие экономических возможностей ее импорта из других регионов РФ и ближнего зарубежья диктуют необходимость вовлечения в освоение запасов имеющихся промышленно-перспективных объектов.

Промышленные запасы известных месторождений Сибирского ФО оцениваются в 141,2 млн.т P_2O_5 по категориям А+В+С₁ и 18,5 млн. т по категории С₂. Запасы сосредоточены на 5 месторождениях, из которых одно – Татарское – эксплуатируется, остальные (Ошурковское, Белозиминское коренное и коры выветривания, Кручининское) находятся в резерве.

На Татарском месторождении (Красноярский край) основное промышленное значение имеют пироклор, бадделеит и другие редкометалльные и редкоземельные минералы, роль апатитсодержащих руд сравнительно невелика (запасы P_2O_5 категории С₁ составляют 225 тыс. т, С₂ – 17 тыс.т), поэтому Татарское месторождение не играет существенной роли в сырьевом балансе региона.

К балансовым месторождениям относятся: весьма крупное (Ошурковское), средние (Белозиминские) и мелкие (Кручининское и Татарское). Преобладающая часть запасов Белозиминского коренного (Иркутская область), Кручининского (Забайкальский край) и Ошурковского (Республика Бурятия) месторождений представлена бедными и убогими рудами (3,6-8,7% P_2O_5), Белозиминское месторождение коры выветривания (11,45% P_2O_5) – рудами среднего качества. Все объекты, за исключением Ошурковского, комплексные, где фосфор – один из главных (Белозиминское коры выветривания), а чаще сопутствующий полезный компонент.

Ошурковское месторождение не разрабатывается по экологическим причинам (близость оз. Байкал). Освоение Белозиминского (коренного) и Кручининского месторождений сдерживается от ограниченного спроса на основные (Fe, Ti, Nb, Ta, Sr) компоненты их руд. Белозиминское месторождение коры выветривания с относительно небольшими разведанными запасами 17,2 млн. т P_2O_5 по категории А+В+С₁+С₂ лицензировано, однако из-за низких показателей обогащения и отсутствия спроса на ниобиевый концентрат, месторождение до сих пор не вовлечено в эксплуатацию.

В северной части округа (Анабарская провинция) известен еще ряд месторождений (Маганское, Ырааское, Ессейское и др.), суммарный потенциал P_2O_5 которых оценивается в 328,5 млн.т (категория С₂) и 190 млн.т (категории Р₁+Р₂). Они представлены апатит-редкометалльно-магнетитовым и апатитовым геолого-промышленными типами и по своим масштабам отвечают крупным объектам со средним содержанием P_2O_5 5-6% в легко- и удовлетворительно обогатимых рудах. Однако перечисленные месторождения находятся в Заполярье и освоение их ввиду исключительно сложных природно-климатических и транспортно-экономических условий в настоящее время представляется затруднительным.

В Забайкальском крае запасы и прогнозные ресурсы нераспределенного фонда составляют (млн. т P_2O_5): А+В+С₁ – 6,2, С₂ – 2,2; Р₂ – 59, Р₃ – 53. Связаны они с Кручининским месторождением, Аленгуйским, Муруринским и Третьяковским проявлениями, Холболок-Урагинской прогнозной площадью.

Кручининское месторождение мелкое по запасам (А+В+С₁ – 6,2 млн. т P_2O_5 , С₂ – 2,2 млн.т P_2O_5),

комплексное с апатит-ильменит-титаномагнетитовыми рудами в анортозитах. Руды бедные и убогие, удовлетворительно обогащаемые. Разрабатываться может только при условии комплексного извлечения полезных компонентов, в первую очередь титана и ванадия.

В северной части Забайкальского края находятся два проявления апатита в метапироксенитах – Муруринское и Третьяковское. Муруринское расположено в экономически развивающемся районе, прогнозные ресурсы кат. P_2 – 21 млн.т. Третьяковское проявление представлено также телом апатитонесущих метапироксенитов. Прогнозные ресурсы кат. P_2 оценены в 32 млн. т P_2O_5 при среднем содержании 2,45%.

Холболок-Урагинская прогнозная площадь располагается в 50-ти километровой зоне БАМ. Содержание P_2O_5 в метафосфоритовых рудах от 8,2 до 20,5%, руды легко обогащаются. Прогнозные ресурсы кат. P_3 утверждены в количестве 53 млн. т P_2O_5 .

Таким образом, при достаточно масштабной минерально-сырьевой базой апатитовых руд Сибирского ФО возможности реального освоения имеющихся объектов весьма проблематичны, что определяет необходимость изучения и последующего вовлечения в эксплуатацию новых промышленно-перспективных объектов, к которым в первую очередь относится Холболок-Урагинское проявление (прогнозная площадь).

Данная прогнозная площадь расположена на территории Чаро-Олекминского горно-промышленного района, минерально-сырьевой потенциал которого связан с крупными месторождениями железа (Тарынахская группа), меди (Удоканское), титана (Чинейское), угля (Апсатское), рентабельность освоения которых доказана экономическими расчетами.

Кроме того, на территории района находится большое количество месторождений и проявлений различных видов нерудных, рудных и горючих полезных ископаемых.

Чароит. Месторождение Сиреневый Камень расположено в зоне эндо- и экзоконтакта Маломурунской кольцевой структуры, где карбонатно-терригенные породы пересекаются многочисленными силами и дайками сиенит-порфиоров, микросиенитов, лампрофиоров. По месторождению числятся балансовые запасы в количестве по категориям: C_1 – 12307 т, C_2 – 95879 т чароита.

Апатит. Месторождение Укдусское связано с массивом метасоматически измененных пироксенитов и представлено бедными (среднее содержание P_2O_5 3,2%) легкообогащаемыми апатит-силикатными рудами. Предварительно оцененные запасы месторождения составляют по категориям C_1 – 25,3; C_2 – 7,0 млн.т P_2O_5 , прогнозные ресурсы оцениваются по категории P_2 в 8 млн.т P_2O_5 . Близкими по составу и строению являются проявления Кабаханырское и Юс-Кюэльское. Проявления Мартовское и Срединское представлены щелочными пироксенитами и фергусонитами, несущими легкообогащаемые, но бедные по содержанию P_2O_5 апатитовые руды с прогнозными ресурсами категории P_2 в количестве 72,8 млн.т и 19,9 млн.т P_2O_5 соответственно.

Бенстонитовые карбонатиты. В пределах Маломурунской площади установлены комплексные редкоземельно-барий-стронциевые руды формации бенстонитовых карбонатитов. Прогнозные ресурсы бенстонитовых карбонатитов составляют по категории P_2 : барий 1,7 млн.т; стронций 730 тыс.т; редкие земли 21,6 тыс.т.

Рихтерит-асбест. Значительны перспективы Мурунского района на рихтерит-асбест. Наиболее изученным является месторождение Рихтеритовое, запасы которого по категории C_2 составляют 7087,5 тыс.т по полезному ископаемому. Известны проявления Южное, Гольцовое, Западноиркутское, Инаригда и т.д.

Высокалиевые полевые шпаты. Проявления Калишпатовое и Гольцовое представляют собой субпластовые тела фенитизированных сиенит-порфиоров, превращенные в мономинеральные калишпатиты с редкими реликтами порфировых вкрапленников. Прогнозные ресурсы категории P_2 – 2,6 млн. т и 5,6 млн. т соответственно.

Сынные руды. Среди щелочных пород Мурунского района известны два проявления сынных руд: Центральное и Юго-Восточное, с прогнозными запасами категории P_2 по калийному сырью 12 млн. т и 5 млн. т, по глиноземистому сырью 15 млн. т и 6,5 млн. т соответственно.

Плавиновый шпат. Флюоритовая минерализация локализована в зоне тектонического нарушения в эндоконтакте Маломурунского массива щелочных мезозойских пород. Прогнозные ресурсы Малому-

рунского проявления по категории P_2 составляют 73,6 тыс.т.

Таусонит. В пределах Мурунского массива известны три проявления таусонита: Таусонитовая Горка, Штокверковое и Периферийное.

В рассматриваемом районе расположен также ряд крупных месторождений: золоторудное Сухой Лог, титановое Чинейское, железорудное Тарынахское, медное Удоканское, ванадий-титано-железорудное Куранахское, угольное Апсатское.

В тектоническом плане Холболок-Урагинская площадь приурочена к зеленокаменному прогибу терригенно-вулканогенного выполнения с бимодальным гомодромным вулканизмом, ограниченному региональными разломами северо-восточного простирания. Ее протяженность составляет от 50 до 100 км. Сложена структурно-вещественными комплексами терригенных, карбонатных, кремнистых пород, измененных в зеленосланцевой, реже амфиболитовой фациях метаморфизма. Слагающие структуры комплексы значительны по мощности и интенсивно дислоцированы. Магматические образования района представлены комплексом гранитодов (PR_1): пегматоидные лейкократовые биотитовые, биотит-мусковитовые граниты и гранито-гнейсы биотитовые. Метафосфоритовое оруденение, установленное в пределах Холболок-Урагинской площади, связано с формацией высокоуглеродистых двуслюдяных и высокоглиноземистых сланцев и кварцитов (AR_2-PR_1). На крыльях Холболокской синклинали, протяженностью в 30 км, во фрагментарно обнажающихся эрозионных окнах среди ледниковых отложений вскрываются отложения второй пачки (кварциты, углеродистые сланцы, скарнированные, мраморизованные известняки и скарны) мощностью 500-1000м. В кровле этой пачки среди графитовых сланцев, известняков и скарнов широко проявлена сульфидизация и апатитовая минерализация. Мощность прослоев известняков достигает первых десятков метров, среднее содержание P_2O_5 0,35%, максимальное 18,7%. Площадь развития перспективных фосфатных образований около 180 км² (30×6 км). Выделяются три типа фосфатносных пород: апатитовые кварциты, мраморизованные известняки и апатит-содержащие кальцит-диоксид-кварцевые скарноиды. Апатитовые кварциты, микро-, мелкозернистые тонкополосчатые, массивные; содержат кварц (от 10 до 30%), апатит (до 80%), в виде незначительной примеси тремолит, диопсид, карбонат. Второй тип – существенно кальцитовые с тремолитом, диопсидом, апатитом массивные, полосчатые, неяснополосчатые мелкозернистые, неравномернозернистые породы с переходами в крупнозернистые диопсидиты. Для третьего типа характерен линзовидно-полосчатый облик; порода сложена чередующимися темными кремнистыми, светлыми кальцитовыми и тремолит-диопсидовыми прослоями. Кремнистые и карбонатные прослои микро- и мелкозернистые, тремолит-диопсидовые-средне-крупнозернистые. Мощность прослоев от миллиметров до десятков сантиметров. Кальцит-диоксид-кварцевые скарны содержат слойки мелко- и микрозернистого апатита. Апатитовые и апатитсодержащие породы установлены на всем протяжении продуктивной пачки. Наиболее полно разрез пачки изучен в долине р. Урага (Урагинское проявление).

Урагинское проявление расположено на левобережье верховий одноименной реки, протягивается на 7 км при мощности продуктивной пачки 200-750м. Рудные пластообразные тела залегают в карбонатных горизонтах, количество которых в разрезе продуктивной пачки колеблется от 1 до 6. Протяженность тел от сотен метров до первых километров, мощность – 2-7,5м, суммарная мощность тел в разрезе 70м, характер залегания рудных тел наклонный. Содержание фосфора по спектральным анализам на участке Бортовом составляет 1-3,5% (до 5% в штуфных пробах), по химическим анализам штуфных проб содержания P_2O_5 0,58-25,0%, по бороздовым пробам в кварц-apatитовых породах (apatитовых кварцитах) – 8,61-20,50%, в карбонатных породах – 0,1-12,5%. Согласно исследованиям ВНИИгеолнеруд, в апатитовых кварцитах преобладают положительные корреляции фосфора с барием, ванадием, галлием, цинком, молибденом и серебром. Стабильная связь фосфора с отмеченными элементами, интенсивная насыщенность апатитовых руд вкрапленностью пирита, в совокупности с другими геологическими особенностями (приуроченность к единому литолого-фациальному уровню, выдержанность по простиранию и др.) свидетельствуют о первично-осадочной природе фосфатного материала. Вследствие метаморфизма образовались породы роговикового и скарноидного облика, на которые при контактовом метаморфизме телескопически наложились скарновые процессы. Урагинское проявление представляет незначительную часть перспективной формации, его самостоятельная прогнозная оценка (P_2 около 3 млн.т фосфорного ангидрита) нецелесообразна. Более объективной представляется

оценка Холболок-Урагинской площади в целом (53 млн. т P_2O_5), на которой, кроме Урагинского проявления, аналогичные руды встречены на участке Бортовом (левобережье р. Сень), на правобережье Ураги (проявление и знаки проявлений), известны также вторичные ореолы фосфора.

В минеральном составе руд преобладают: апатит (от 15-20% до 80-85%), кварц (до 10-15%), диопсид (до 55-60%). Апатит представлен зернами размером 0,01-0,05 мм, образующими агрегатные скопления. Содержания P_2O_5 колеблются от 8,2 до 20,5% (ср. 15%). В зависимости от количественных соотношений главных породообразующих минералов (кварца, апатита, диопсида, карбоната) и текстурных особенностей выделяется два типа апатитовых руд, заметно отличающихся друг от друга. Руды кварц-apatитового типа характеризуются преимущественным содержанием P_2O_5 13-20%, реже 8-9%. Руды апатит-карбонатного типа содержат P_2O_5 в пределах 1,5-8,16% при среднем 4,6%. Залегают эти руды на одном и том же литофациальном уровне, но объемное взаимоотношение их в пространстве пока слабо изучено.

Лабораторно-технологические испытания (АТСИЦ ФГУП «ЦНИИгеолнеруд») показали хорошую богатимость руд (содержание P_2O_5 в концентрате 35% при извлечении 80%) по флотационной схеме, при этом апатит-силикатные разности являются легкообогатимыми, апатит-карбонатные – среднеобогатимыми.

Оценка прогнозных ресурсов произведена при следующих параметрах:

- протяженность зоны 30 км,
- мощность зоны 70 м,
- глубина оценки прогнозных ресурсов 300 м,
- объемный вес руды 2,8 т/м³,
- среднее содержание P_2O_5 15,02%,
- коэффициент рудоносности линейный 0,2.

С учетом приведенных параметров прогнозные ресурсы по категории P_3 составляют:

$$\frac{3000 \times 70 \times 300 \times 2,8 \times 15,02 \times 0,2}{100} = 53 \text{ млн. т } P_2O_5$$

Прогнозные ресурсы Холболок-Урагинской площади, оцениваемые по категории P_3 в 53 млн. т, апробированы в 2003 г. экспертным советом ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» и утверждены НТС МПР РФ.

Предварительные показатели экономической эффективности подтверждают обоснованность освоения и инвестиционную привлекательность Холболок-Урагинской площади апатитов как сырьевой базы по производству растворимых фосфорных удобрений в Сибирском ФО и прилегающих регионах при комплексном развитии Чаро-Олекминского горнопромышленного района и освоении месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Оцененные запасы апатитовых руд должны стать новой сырьевой базой по производству растворимых минеральных удобрений, аммофоса марки А высшей категории качества ГОСТ 18918-85, простого суперфосфата с содержанием 18-20% пятиоксида фосфора и двойного суперфосфата с содержанием 44-46% P_2O_5 .

МАГМАТИЗМ ЖИРЕКЕНСКОГО МО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

А.П. Берзина¹, А.Н. Берзина¹, В.О. Гимон¹, Р.Ш. Крымский², С.В. Палесский¹, П.А. Серов³

¹ *Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, berap@igm.nsc.ru*

² *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург*

³ *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты Мурманской обл.*

Месторождение Жирекен относится к группе существенно молибденовых месторождений Cu-Мо-порфировой рудной формации. Оно расположено в Западно-Становой структурно-формационной зоне Восточного Забайкалья, граничащей на юге с Монголо-Охотским орогенным поясом. Рудное поле сложено преимущественно гранитоидами двух интрузивных комплексов юрского возраста: амананского и порфирикового рудоносного. Амананский комплекс представлен гранитоидами Бушулейского массива, вмещающего мелкие тела (штоки и дайки) порфирикового комплекса, с которыми ассоциирует рудная минерализация (рис. 1). В амананском комплексе выделяются крупнозернистые гранитоиды, среди

которых преобладают биотитовые граниты, и мелкозернистые лейкограниты. По периферии Бушулейского массива отмечаются редкие интрузии габброидов, предшествующие становлению гранитоидов. В рудоносном комплексе преобладают гранит-порфиры. Распространены также монцонит- и кварцевые монцонит-порфиры.

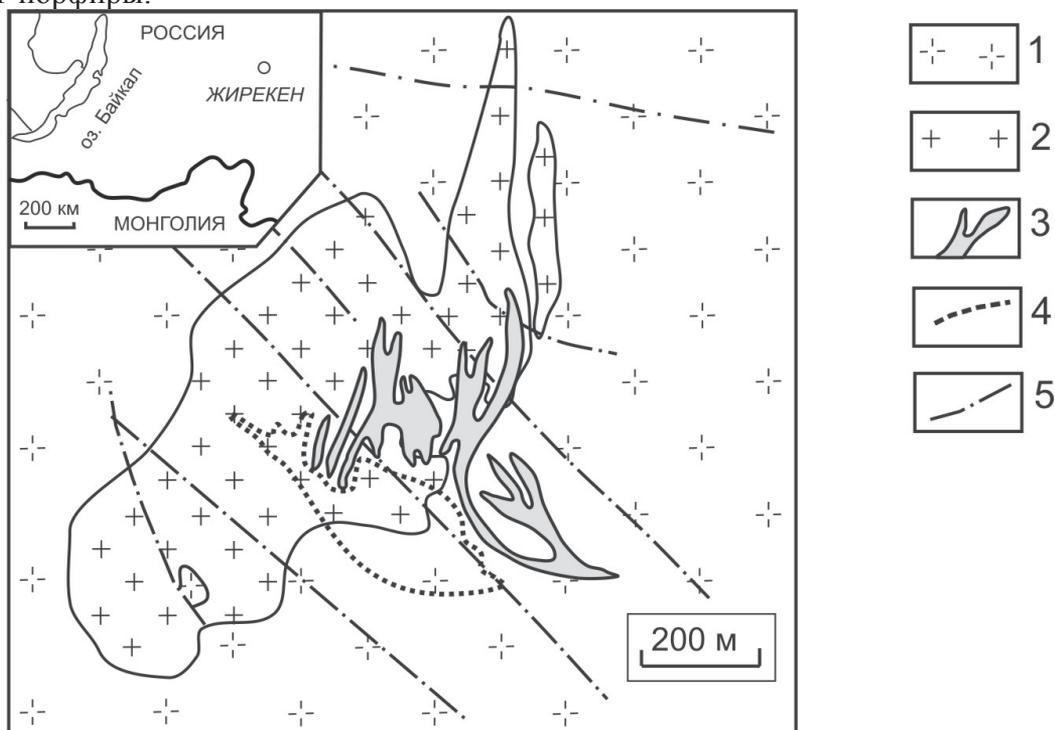


Рис. 1. Геологическая схема Жирекенского месторождения.

1, 2 – крупнозернистые (1) и мелкозернистые (2) гранитоиды амананского комплекса, 3 – порфиры рудоносного комплекса, 4 – контур рудного штокверка, 5 – разломы.

Согласно U-Pb геохронологическим определениям по циркону (аналитик Е.Н.Лепехина, ЦИИ ВСЕ-ГЕИ) магматизм в районе месторождения проявился в узком временном интервале. Получены следующие конкордантные датировки: крупнозернистые биотитовые граниты – 165.3 ± 2.2 и 164.6 ± 1.7 , мелкозернистые лейкограниты – 162.3 ± 1.9 и 161 ± 2.2 , порфиры – 159.0 ± 2.0 и 158.0 ± 2.0 .

Породы амананского и порфирового комплексов относятся к высоко-К известково-щелочной серии. Они характеризуются высокими содержаниями щелочей, преобладанием K_2O над Na_2O , повышенной магнезиальностью и умеренной глиноземистостью. Значения петрохимических характеристик двух комплексов близки, их интервалы для гранитоидов в целом составляют: $Na_2O + K_2O$ – $5.5 \div 9.5$ мас. %, K_2O/Na_2O – $0.5 \div 1.9$, A/NK – $1.1 \div 1.8$, $AN/K/CNK$ – $0.6 \div 1.1$, $Mg\#$ – $20 \div 70$.

Содержания крупноионных литофильных элементов в породах (Rb – $100 \div 400$, Sr – $50 \div 700$, Ba – $200 \div 1300$ ppm) аналогичны гранитоидам латитового типа. Спектры REE – дифференцированные (рис. 2) с отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.24 - 0.86$). Спектры характеризуются пологим, крутым и горизонтальным наклоном соответственно в области легких, средних и тяжелых REE. Крутые наклоны спектров REE (отношения La/Yb_n составляют $10 - 34$) свидетельствуют о равновесии материнских магм с минеральной ассоциацией, включающей амфибол и гранат, что позволяет предполагать их формирование при давлении не менее 12 кбар [7], т.е. в условиях нижней коры. Крутой наклон в области средних REE и горизонтальный наклон в области тяжелых REE указывают на доминирование амфибола в ассоциации и, следовательно, его важную роль в магмообразовании и эволюции расплавов. Проявление Eu-аномалии на спектрах свидетельствует о фракционировании полевых шпатов при эволюции расплавов в промежуточных внутрикоровых очагах. Содержания Yb и Y в гранитоидах соответственно составляют $0.6 - 1.8$ и $5.5 - 24.0$ ppm. На диаграммах (рис. 3) точки гранитоидов расположены в поле адакитов и за его пределами, т.е. на месторождении распространены гранитоиды с геохимическими характеристиками адакитов и обычные высоко-К известково-щелочные гранитоиды с повышенными содержаниями Y и Yb.

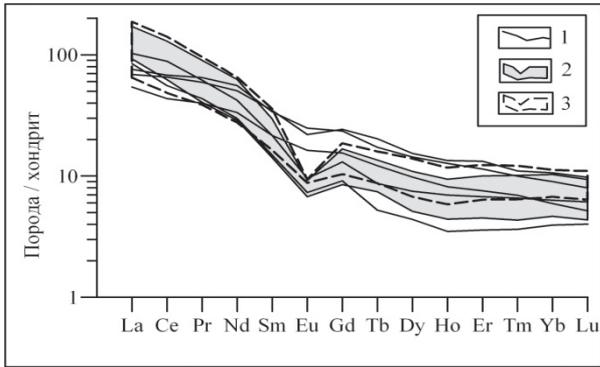


Рис.2. Спектры REE гранитоидов месторождения.
1 – спектры амананских крупнозернистых гранитоидов. Поле составов: 2 – амананских мелкозернистых гранитов, 3 – порфиров рудоносного комплекса. Нормировано по хондриту [6].

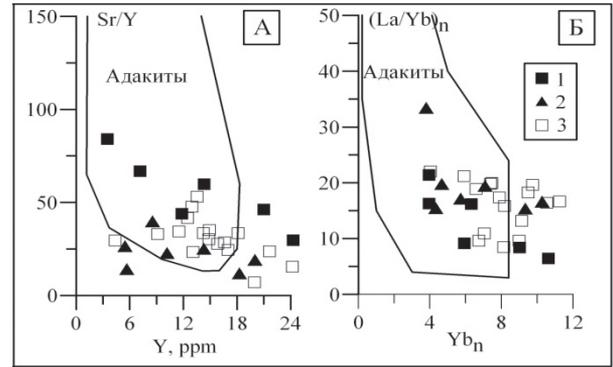


Рис. 3. Диаграммы Sr/Y – Y (А) и $(La/Yb)_n - Yb_n$ (Б) для гранитоидов месторождения. 1, 2 – амананские крупнозернистые (1) и мелкозернистые (2) гранитоиды. 3 – порфиры рудоносного комплекса Поля адакитов: рис. А по [5], рис. Б по [3].

Согласно высоким содержаниям K_2O и отношениям K_2O/Na_2O гранитоиды с низкими содержаниями Yb и Y относятся к К-адакитам. Такие породы широко распространены в Китае [9] и, в частности, на Cu-Mo-порфировых месторождениях [4]. Согласно экспериментальным данным [8], К-адакитовые магмы формируются при давлении ($P > 20$ кбар) и температуре ($T > 1050^\circ C$) более высоких относительно Na-адакитовых магм. При этом для К-адакитов отмечается повышенная кислотность протолита (типа ТТГ) по сравнению с базитовым протолитом Na-адакитов.

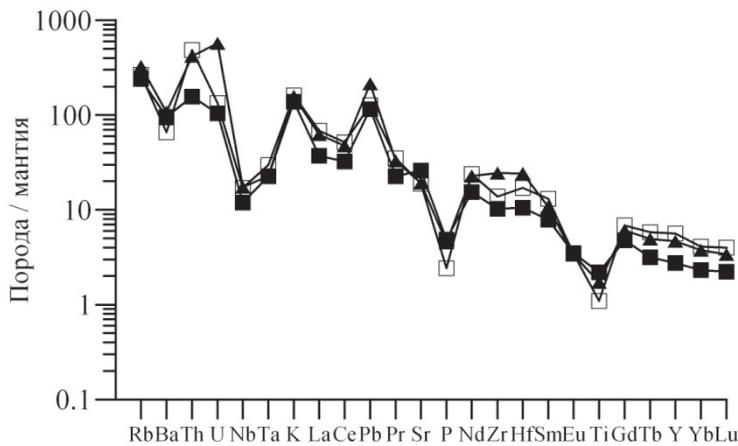


Рис. 4. Мультиэлементные спектры пород месторождения. Усл. обозн. см рис. 3. Нормировано по примитивной мантии [6].

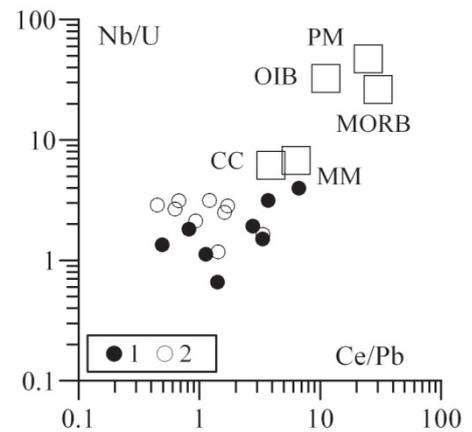


Рис. 5. Составы пород месторождения на диаграмме Nb/U – Ce/Pb. Гранитоиды амананского (1) и порфирового (2) комплексов.

Спектры микроэлементов гранитоидов двух комплексов, нормированных по примитивной мантии, аналогичны образованиям зон субдукции (рис. 4), что позволяет предполагать участие в их формировании компонента метасоматизированной мантии. На диаграмме парных отношений несовместимых элементов (рис. 5) составы пород расположены вблизи метасоматизированной мантии и континентальной коры. Изотопные составы Pb в полевых шпатах магматических пород и сульфидах из зон рудной минерализации (рис. 6) указывают на существенную роль мантийного компонента в магмо- и рудобразовании.

Изотопные составы гранитоидов в целом варьируют в относительно узком диапазоне: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $18.086 \div 18.271$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $15.487 \div 15.516$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $38.046 \div 38.275$. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки изотопных составов полевых шпатов магматических пород лежат вблизи кривой эволюции изотопного состава Pb мантии. Pb-изотопные составы халькопирита и пирита (соответственно $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.048 и 17.995, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.520 и 15.503, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.060 и 38.006) и гранитоидов аналогичны. Точка Pb-изотопного состава молибденита ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.501, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.520, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.182) из кварц-молибденитовых гнезд в мелкозернистых гранитах находится вблизи составов магматических пород, халькопирита и пирита. Молибденит из К-полевошпатовых метасоматитов обогащен радиогенными изотопами ^{206}Pb и ^{207}Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 20.173, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.625, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 37.270), что, возможно, объясняется участием в эндогенном процессе глубинных флюидов, связанных с мантийным источником типа HIMU.

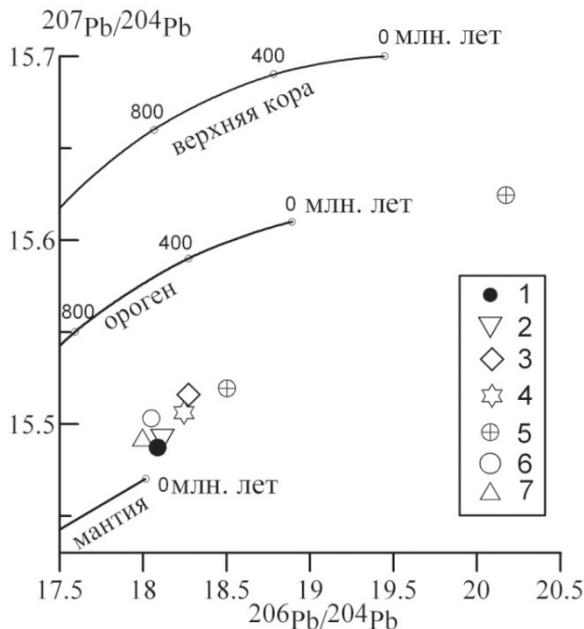


Рис. 6. Изотопные составы Pb полевых шпатов и сульфидов месторождения. 1-4 – полевые шпаты: 1 – габбро-диорита; 2, 3 – крупнозернистого (2) и мелкозернистого (3) гранита амананского комплекса; 4 – гранит-порфира рудоносного комплекса. 5-7 – сульфиды: 5 – молибденит, 6 – халькопирит, 7 – пирит. Кривые эволюции свинца мантии, орогена, верхней коры по [10].

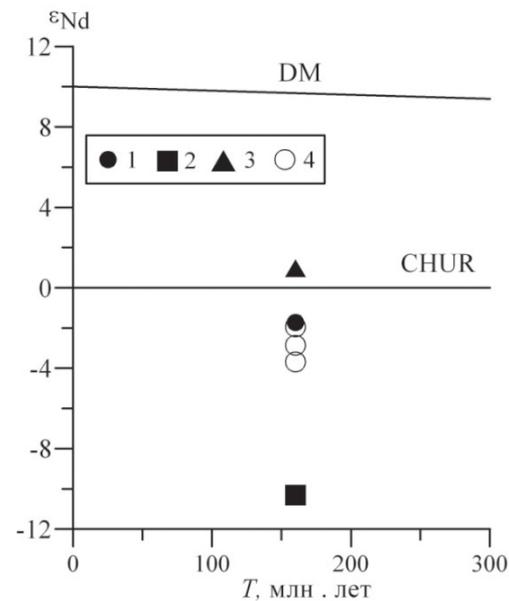


Рис. 7. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}} - T$ для магматических пород месторождения. Амананский комплекс, 1-3: диорит (1), крупнозернистый (2) и мелкозернистый (3) гранит. 4 – порфиры рудоносного комплекса.

Неодимовые модельные возрасты (T_{DM-2st}) магматических пород составляют: крупнозернистых биотитовых гранитов – 1.82, лейкогранитов – 0.9; порфиров – $1.12 \div 1.27$ млрд. лет. Значения ϵ_{Nd} (рассчитанные на 160 млн. лет) варьируют в широком диапазоне (рис. 7): от минимального (-10.3) в крупнозернистых биотитовых гранитах, промежуточных (-1.9)÷(-3.7) в порфирах до максимального (+1.0) в мелкозернистых лейкогранитах. Такие вариации изотопного состава Nd позволяют предполагать разный вклад мантийного и корового вещества при формировании материнских магм. Согласно высоким значениям T_{DM-2st} и низким ϵ_{Nd} биотитовых гранитов предполагается, что в составе источника раннего магматизма доминировали докембрийские образования. Роль мантийного вещества возростала с омоложением магматизма. Максимально она проявилась, согласно относительно низким значениям T_{DM-2st} и высоким оценкам ϵ_{Nd} при становлении лейкогранитов.

Геохимические характеристики гранитоидов амананского и порфирового комплексов, аналогичные К-адакитам, предполагают формирование магм в низах утолщенной коры. Утолщение коры в рассма-

триваемом регионе происходило в связи с ее наращиванием снизу при поступлении базитовой магмы в основание коры при развитии магматизма в позднем палеозое и мезозое и вследствие коллизии Сибирского и Монголо-Охотского континентов в ранней юре [1]. Проявление в гранитоидах геохимических характеристик надсубдукционных образований и К-адакитов свидетельствует об участии в магмообразовании по крайней мере двух источников: нижней мафической ювенильной коры и зрелой с доминированием в ее составе докембрийских образований. Нижняя мафическая кора наследует геохимические особенности метасоматизированной мантии – обогащение летучими и металлами. Она рассматривается как потенциальный источник рудных элементов. Плавление докембрийских образований приводило к обогащению магм калием, что благоприятствовало мобилизации металлов, их концентрированию во флюиде и переносу на верхние горизонты. Изотопные составы Pb рудных минералов позволяют предполагать в качестве потенциальных источников металлов метасоматизированную мантию (опосредовано через мафическую нижнюю кору) и глубинные флюиды, связанные с активностью мантийного плюма в позднем мезозое [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00323).

1. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 52-58.

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

3. Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons // J. Geophys. Research. 1990. V. 95, N B13. P. 21503-21521.

4. Hou Z.Q., Yang Z.M., Qu X.M., Meng X.J., Li Z.Q., Beaudoin G. et al. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen // Ore Geology Reviews. 2009. V. 36, N 1-3. P. 25-51.

5. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaeangranitoids // Lithos. 1999. V. 46, N 3. P. 411-429.

6. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.

7. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 891-931.

8. Xiao L., Clements J.D. Origin of potassic (C-type) adakitic magmas: experimental and field constraints // Lithos. 2007. V. 95, N 3-4. P. 399-414.

9. Xiao L., Zhang H.F., Clemens J.D., Wang Q.W., Kan Z.Z., Wang K.M. et al. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution // Lithos. 2007. V. 96, N 3-4. P. 436-452.

10. Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // Tectonophysics. 1981. V. 75, N 1-2. P. 135-162.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПЛАТИНОНОСНОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ

А.Е. Будяк, Э.А. Развозжаева, Н.Н. Брюханова

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

Проблема платиноносности месторождения Сухой Лог возникла в связи с планировавшимся его промышленным освоением в начале 90-х годов и появившимися некоторыми аналитическими данными, фиксирующими повышенные концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) в пробах золотосодержащих руд.

В конце 1994 г. был разработан проект «Оценка платиноносности золоторудного месторождения Сухой Лог» на 1995-1996 гг., рекомендованный Роскомнедра к исполнению. Основные исполнители проекта: ВостСибНИИГГиМС, ИГЕМ РАН, ИГХ СО РАН, ТПУ, ИОНХ с участием других организаций. Этими работами впервые было выявлено наличие ультратонкой (от 0,1 до 10 мкр) платиновой минерализации. Обозначены интервалы с повышенными содержаниями платины. Подсчитаны ресурсы

по категории P₃.

Дальнейшие исследования платиноносности месторождения не носили систематического характера. В 2004 г. в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) при создании стандартного образца СЛг-1 получены новые данные по концентрациям платиноидов в рудах месторождения (принимали участие 18 лабораторий, в т.ч. зарубежные). Стандартный образец был аттестован на широкий круг элементов, включая золото и серебро, но ЭПГ не вошли в этот круг, поскольку выделялись крайне высокими вариациями содержания при межлабораторном сопоставлении. Так, только в 10% лабораторий концентрации Pt в образце достигали рудных значений (1,0 г/т и более). В 60% лабораторий концентрации Pt определялись в значениях от 0,0п до 0,000п г/т и менее, при этом менее 0,000п г/т – в 40% лабораторий.

Сотрудниками ИГХ СО РАН под руководством В.К.Немерова при выполнении работ по Интеграционным проектам № 6.2.2. (2005 г.) и № 119 (2007 г.) установлено, что повышенные концентрации платины, а также выявленная платиновая ультратонкая минерализация, тяготеют к над- и подзолоторудной зонам минерализации месторождения, абсолютно не коррелируя непосредственно с золоторудной минерализацией (рис.1; таблица).

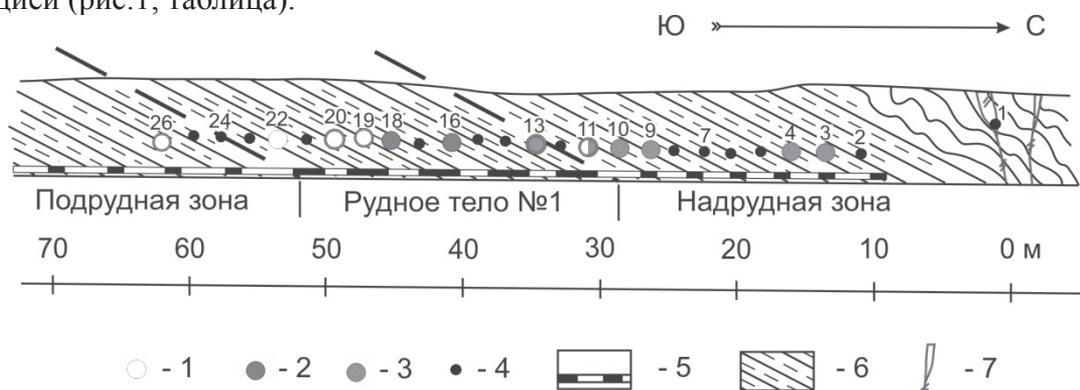


Рис. 1. Поперечный разрез месторождения Сухой Лог (участок «Западный»).

1-4 – точки отбора штучных проб: 1 - с рудными содержаниями Au, 2 - с аномальными содержаниями Ag, 3 – с аномальными содержаниями Pt, 4 – с низкими содержаниями Au, Ag, Pt; 5 – валовые пробы; 6 – рудовмещающие черные сланцы хомолхинской свиты; 7 – линзы и прожилки метаморфогенного кварца

Содержания Pt варьируют от 0,1 до 1,7 г/т, при этом преобладают значения <0,2 г/т. В среднем содержание платины составляет 0,213 г/т (минимальный вариант расчета). Она не связана с пиритом, как золото, а большей частью входит в состав слюдисто-углеродистого агрегата, что объясняется формированием этой минерализации в углеродистой среде. Это подтверждается и экспериментальными исследованиями [1], в результате которых было установлено, что при взаимодействии биополимеров (гемицеллюлоза) с катионными формами металлов (Au, Ag, ЭПГ) образуют наноконпозиты и восстановленные формы металлов. Согласно этому выводу, благородные металлы в процессах рудообразования могли участвовать в виде природных металлоорганических наноконпозитов (рис. 2).

Табл.

Распределение концентраций благородных металлов (г/т) в разрезе месторождения Сухой Лог (участок «Западный»)

	Au	Ag	Pt	Pd		Au	Ag	Pt	Pd
КЗ-1/07	0.005	0.2	0.08	н.о.	КЗ-14/07	0.07	0.08	н.о.	н.о.
КЗ-2/07	0.17	0.076	н.о.	н.о.	КЗ-15/07	0.36	0.73	0.08	н.о.
КЗ-3/07	0.28	0.068	0.14	н.о.	КЗ-16/07	0.57	1.08	н.о.	н.о.
КЗ-4/07	0.65	0.31	0.12	н.о.	КЗ-17/07	0.11	0.11	≤ 0.05	н.о.
КЗ-5/07	0.016	0.025	≤ 0.05	н.о.	КЗ-18/07	0.8	1.69	≤ 0.05	н.о.
КЗ-6/07	0.024	0.1	≤ 0.05	н.о.	КЗ-19/07	4.96	2.71	н.о.	н.о.

КЗ–7/07	0.11	0.16	н.о.	н.о.	КЗ–20/07	64.5	20	≤ 0.05	н.о.
КЗ–8/07	0.68	2.04	0.08	н.о.	КЗ–21/07	0.08	0.099	н.о.	н.о.
КЗ–9/07	0.048	0.15	0.1	н.о.	КЗ–22/07	1.29	0.086	0.05	н.о.
КЗ–10/07	0.02	0.099	0.64	н.о.	КЗ–23/07	0.016	0.075	≤ 0.05	н.о.
КЗ–11/07	1.25	0.98	0.12	н.о.	КЗ–24/07	0.04	0.14	н.о.	н.о.
КЗ–12/07	0.69	0.2	н.о.	н.о.	КЗ–25/07	0.28	0.098	н.о.	н.о.
КЗ–13/07	0.8	2.27	0.16	н.о.	КЗ–26/07	5.5	5.31	н.о.	н.о.

Примечание: н.о. – не обнаружено.

По характеру распределения платиновой минерализации с учетом последних данных прогнозные ресурсы платины, по нашему мнению, сумме (надрудный + подрудный контуры) не будут превышать 25-40 т Pt. Следует особо отметить, что на аналогичном Сухому Логу гигантском месторождении золота Мурунтау (Узбекистан) попутно с золотом извлекается палладий. Содержание Pd в Au рудах на этом месторождении до 0,13 г/т и установлены преимущественно в бедных золотых рудах (меньше 1г/т Au). Важно отметить, что элементы платиновой группы месторождения Мурунтау, имея сходное распределение с распределением платиноидов месторождения Сухой Лог, также не проявляют корреляционной связи с Au.

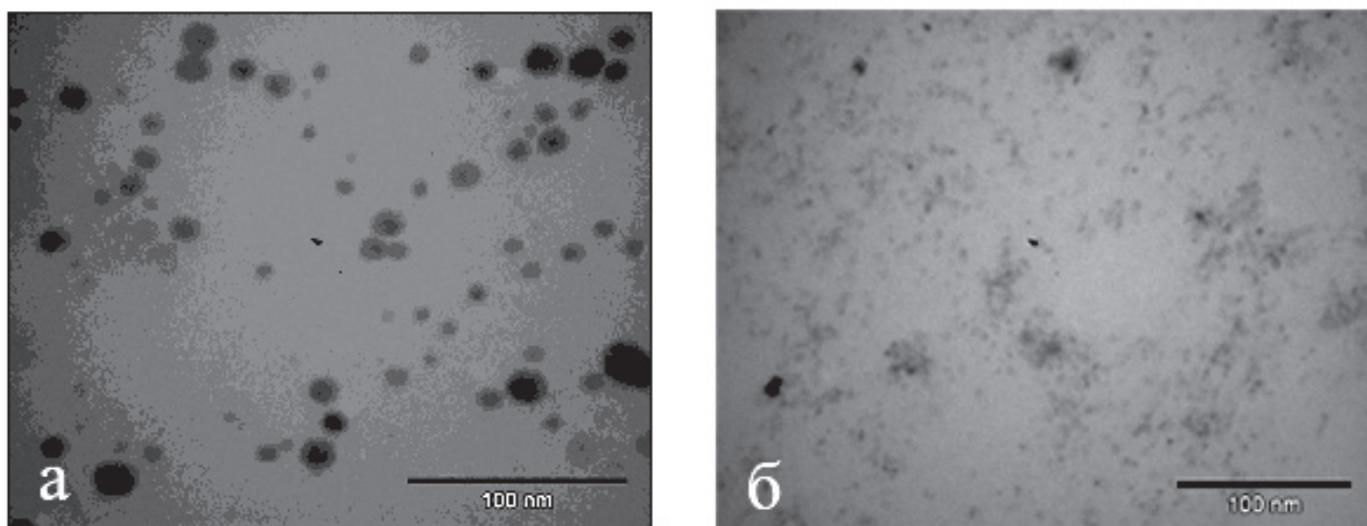


Рис. 2. Наночастицы золота (а) и платины (б) в растительной гемицеллюлозе [1].

В 2006-2007 гг. ФГУП ЦНИГРИ выполнили глубокую переоценку золоторудного месторождения Сухой Лог, с разработкой и утверждением новых кондиций и запасов по золоту. В результате изменены основные параметры рудных тел. В связи с этим интервалы с повышенной платиноносностью попадают в состав бедных (борт по золоту 0,5 г/т) и убогих (борт по золоту 0,2 г/т) руд. Следовательно, при промышленной отработке этих руд при существующих технологиях возможно попутное извлечение платины.

Однако остается открытым вопрос будет ли получена платина попутно в предусмотренной для золота технологии, поскольку: 1) остаются аналитические трудности точного и экспрессного определения ЭПГ в углеродсодержащих рудах; 2) не разработаны технологические схемы обогащения и извлечения платиноидов из этих руд; 3) платиновая минерализация характеризуется ультратонкой размерностью (менее 10 мкр) и большей частью находится в составе слюдисто-углеродистой массы бедных и убогих золотых руд.

1. Немеров В.К., Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Сухов Б.Г., академик Трофимов Б.А. Нанодисперсное состояние металлов и их миграция в углеводородных природных средах // ДАН РАН. 2009. Т.425. №2. С.233 – 236.

ОСОБЕННОСТИ РАННЕКЕМБРИЙСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЭПОХИ В КONTИНЕНТАЛЬНОМ СЕКТОРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

М.Д. Булгакова

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, geo@yakutia.ru

На VIII Всесоюзном литологическом совещании академик А.В.Сидоренко, бывший в ту пору министром геологии страны, особо отмечал *ведущую роль осадочных полезных ископаемых в развитии производительных сил общества* и призывал литологов обратить особенное внимание на изучение осадочного чехла как *геологической среды обитания человека* [6]. Эти оценки и рекомендации А.В.Сидоренко остаются справедливыми и актуальными в настоящее время, в чём можно убедиться на примере раннего кембрия Палеосибири – одного из ярко выраженных осадочно-минерагенических этапов в её истории. Палеосибирь в начале кембрия представляла собой обширный палеоконтинент, ограничивавший с севера Палеоазиатский океан (координаты современные). В его состав входила Сибирская платформа и значительная часть восточных террейнов современной Колымо-Омолонской орогенной области. Региональная фациально-палеогеографическая зональность на территории Палеосибири в раннем кембрии существенно отличалась от посткембрийской: её западная, платформенная, часть представляла собой обширный эпиконтинентальный бассейн, тогда как на востоке была локализована основная часть континентальных поднятий и зон субаэральной терригенной седиментации. В платформенной части региона существовал жаркий засушливый климат, на востоке он был более мягким, при котором бассейновая седиментация не выходила за зоны карбоната накопления. Общая особенность раннекембрийского этапа в истории Палеосибири – активная конседиментационная тектоника и локализация осадочно-минерагенических процессов в её платформенной части.

I. Основу раннекембрийского минерагенического комплекса Сибирской платформы составляют эвапориты (сульфаты, галиты) и черные высокоуглеродистые металлоносные кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты, с которыми ассоциируют горизонты желваковых фосфоритов.

Галогенная формация платформы связана, по Г.А.Беленицкой [2], с самой древней глобальной эпохой галогенеза, появление которой произошло в период крупнейшей планетарной геодинамической перестройки и роста эндогенной активности. Накопление формации происходило в пределах Восточно-Сибирского солеродного бассейна – крупнейшего в мире бассейна подобного типа. Располагаясь по периферии активной окраины Палеоазиатского океана, солеродный бассейн был тесно связан “с системой депрессий, отвечавших за дуговым бассейнам сжатия и прилежащим прогибам деструктурированных частей кратона” [2, с. 31]. Именно здесь, на юге и юго-западе Сибирской платформы, происходило максимальное формирование раннекембрийских соленосных структур, и здесь галогенная формация имеет максимальную мощность, достигающую 3 км. В северном направлении интенсивность галогенеза значительно сокращалась, и севернее р. Вилюй соленосные отложения нижнего кембрия пока неизвестны.

Галогенная формация платформы достаточно хорошо изучена. Главными в её разрезах считаются карбонатные, сульфатно-карбонатные, сульфатные, сульфатно-соляные и соляные породы. Её строение определяется, как правило, чередованием соизмеримых по мощности пачек преимущественно соляных пород и пачек сульфатно-карбонатного и карбонатного состава. Среди соляных пород преобладает каменная соль, локализуемая на усольском, толбачанском, чарском и амгинском уровнях. На юге и юго-западе платформы (Канско-Тасеевская, Илгинская впадины, Тулунское Присаянье, зона Непских складок) установлено локальное присутствие калийсодержащих пород – сильвиновых и карналлитовых [2].

Главное практическое и экономическое значение галогенной формации Сибирской платформы определяется её участием в формировании разномасштабных нефтегазовых месторождений Сибири. Самый нижний в галогенном разрезе мощный (35-80м) пласт карбонатных пород известен в нефтяной геологии как *осинский продуктивный горизонт*. Его коллекторские свойства на Марковской и Атовской разведочных площадях Иркутского амфитеатра изучались Л.П. Гмид и С.Ш. Леви (ВНИГРИ) еще в 60-х годах прошлого века. К настоящему времени в Западной Якутии открыто крупное Талаканское газонефтяное месторождение, на котором именно осинский продуктивный горизонт общей мощно-

стью 51-56м [7] служит главным резервуаром нефти, а перекрывающий его мощный (до 250м) пласт каменной соли выполняет для главной газонефтяной залежи важнейшую роль её надежной покрышки. Установлена также газонефтяная залежь осинского горизонта на Среднеботуобинском нефтегазоконденсатном месторождении. Здесь она также залегает в кровле подсолевого комплекса под мощной толщей каменных солей юрегинской свиты нижнего кембрия (усольский горизонт) [7].

В перспективе для галогенной формации остаются актуальными вопросы поисков новых месторождений каменной и калийных солей, представляющих большую самостоятельную ценность и в связи (для каменной соли) с поисками новых газонефтяных месторождений. Значительный интерес представляет также возможность обнаружения выходов галогенной формации, обогащенных редкими элементами [6].

Черносланцевый комплекс формировался в ботомско-амгинское время на востоке Сибирской платформы и на прилегающих юго-западных окраинах Верхоянского складчато-надвигового пояса (Кыллахская и Сетте-Дабанская зоны). Зона распространения черносланцевого комплекса выделяется в самостоятельный Юдомо-Оленекский структурно-фациальный регион. Его протяженность с северо-запада на юго-восток более 2000 км, наблюдаемая ширина около 850 км на севере и 500 км на юге региона. Северные разрезы комплекса известны как куонамская свита (формация) в южных (юго-восточных) районах или как синская, иниканская или акринская свиты. Образование комплекса связывается с батинальным бассейном, появившимся на востоке платформы на рубеже атдабанского и ботомского веков. Западным (юго-западным) ограничением бассейна служила барьерно-рифовая система Анабаро-Синского фациального региона. Видимо, не случайно именно в западных разрезах черносланцевого комплекса отмечаются отложения гравитационных потоков, разномасштабные подводно-оползневые и олистостромовые образования. В пределах почти всего региона комплекс имеет сокращенную мощность (20-60м), и лишь в зоне Бурхалинского разлома с переходом от Кыллахского блока к Сетте-Дабанскому, она, по данным В.А. Ян-жин-шина (1983), резко возрастает с 50 м до 350-400 м (без изменения литологических особенностей).

Описания комплекса, выполненные разными исследователями в разные годы на разных участках обширного Юдомо-Оленекского региона, очень сходны. Повсеместно в качестве характерных его особенностей отмечается темноцветность, высокая битуминозность и кремнистость слагающих его пород.

В северных разрезах комплекса (куонамская свита) главными типами пород являются черные тонкослоистые аргиллиты и кремни с высоким содержанием $C_{орг}$ (до 28,4%). Органическое вещество (ОВ) в них тонко рассеяно, реже наблюдаются гнездовидные и линзовидные скопления битума. При содержании ОВ более 10% аргиллиты становятся типичными горючими сланцами или сапропелитовыми аргиллитами. Характерно широкое распространение конкреций черных битуминозных известняков до 2 м в длину; в низах разреза в пачке аргиллитов присутствуют стяжения светло-серого тонкозернистого известняка с гнездовидными и жилообразными скоплениями черного битума [1, 7].

При описании синской свиты (мощность 60 м) по керну Амгинской опорной скважины О.И.Некрасова (1955) обращает внимание на кремнистые высокобитуминозные породы – лидиты, каждая трещинка или пустотка в которых пропитана битумом. На севере Кыллахской зоны Т.С.Кирусенко (1963) характеризует акринскую свиту (мощность 50-100 м) как маркирующую, не повторяющуюся в палеозойском разрезе, состоящую из тонкоплитчатых черных кремнистых сланцев и прослоев углеродисто-кремнистых, углеродисто-глинистых их разновидностей. На юге Кыллахской зоны А.В.Коробицын [4] выделяет иниканскую свиту в углеродистую аргиллитово-фтанитовую формацию. Преобладающие типы пород в ней – темноцветные сапропелевые фтаниты и углеродистые аргиллиты.

В.А.Каширцев, изучавший черносланцевый комплекс (куонамскую свиту) на севере Юдомо-Оленекского региона [7], убежден, что её нефтематеринский потенциал значительно превышает остальные стратиграфические уровни палеозоя и мезозоя Сибирской платформы и именно с нею может быть связано открытие здесь принципиально новых нефтяных и газовых месторождений. Учитывая большое сходство с куонамской свитой всех её разновозрастных фациальных аналогов, можно, по-видимому, это заключение В.А.Каширцева отнести к черносланцевому комплексу всего Юдомо-Оленекского региона.

Кроме высокой битуминозности, для черносланцевого комплекса характерна фосфатонность ба-

зальных слоев и повышенная общая металлоносность. Базальный горизонт конкреционных фосфоритов в северных разрезах комплекса (юг Оленекского поднятия, Мунский свод) имеет протяженность до 1300 км при мощности 0,9-3,3 м. Концентрация фосфоритных желваков в аргиллитовом матриксе колеблется от 5 до 70-80 %. Содержание P_2O_5 в желваках изменяется от 14,5 до 31% [1]. На Кыллахском поднятии мощность фосфатоносного горизонта достигает 27 м. Среднее содержание P_2O_5 в конкрециях (по 7 пробам) – 21,28% [4].

О металлоносности черносланцевого комплекса. В формациеобразующих породах комплекса (глинистых, глинисто-кремнистых, кремнистых) на севере региона установлены повышенные концентрации V, Ni, Mo, Co, U, Cr, Cu. Максимальной обогащенностью металлами отличаются отложения центральных участков черносланцевого бассейна с максимальными содержаниями органического вещества. К примеру, содержания V, Ni, Mo в бассейне р. Муны достигают соответственно 1500, 230 и 100 г/т [7]. В иниканской свите Кыллахского поднятия А.В. Коробицыным (2000) установлена избирательная концентрация Cr во фтанитах, V, Mo, U – в сапропелитах и углеродистых аргиллитах, U, Co – в фосфоритах.

Повышенная металлоносность особенно характерна для базальной фосфоритовой пачки. Так, в северных разрезах куонамской формации в ее основании выделяется бороулахский металлоносный горизонт (1-6 м) с аномально высокими содержаниями V, Ni, Mo. В южных разрезах комплекса в составе базальной (фосфоритоносной) пачки выделяется металлоносный горизонт мощностью до 3,3 м. Слагающие его черные высокоуглеродистые металлоносные сланцы и фтаниты содержат ванадия до 4 кг/т, молибдена до 82 г/т, серебра до 1500 мг/т, золота до 41 мг/т, платины до 35 мг/т, иридия до 5 мг/т. Высокие содержания (более 1%) в основании горизонта определены для титана и марганца. Не исключается наличие в черносланцевых комплексах региона промышленных концентраций этих элементов [4].

Известно также [7], что наряду с металлоносностью черносланцевого комплекса, на севере платформы в ниже-среднекембрийских карбонатных отложениях Прианабарской и Туора-Сисской зон установлены стратиформные рудопроявления свинца и цинка.

На востоке Палеосибири, за пределами Сибирской платформы, осадочная минерализация раннего кембрия проявлена очень слабо. Можно упомянуть повышенную “железистость” пород кирпичниковской свиты Приколымского поднятия (томмотский-атдабанский ярусы). По данным В.А. Шишкина (1974), в песчаниках и алевролитах этой свиты тонкодисперсный гематит выполняет роль цемента, образует “рубашки” на обломочных зернах; в аргиллитах и алевропелитах “даёт” рассеянную вкрапленность; в известняках замещает карбонатный материал и раковинный детрит. О нижнепалеозойских магматогенных рудопроявлениях в этом регионе информация крайне скудна. Она касается Омолонского массива, где по данным геологической съемки 1991 г. (масштаб 1:1000000, новая серия) с интрузивными телами кембрийских базитов связаны рудопроявления железа и золота.

В заключение можно отметить, что осадочно-минерогеническая специализация осадочных комплексов раннего кембрия так или иначе включает их в общую эволюцию минерогенических процессов рассматриваемой территории. Металлоносные комплексы могут в определенных условиях представлять собой также начальное звено в длительной эволюции регионального рудогенеза и служить дополнительным источником рудного вещества в этих процессах.

II. Представляется, что ранний кембрий Сибирской платформы может считаться одним из самых активных создателей **“геологической среды обитания человека”**, понимание которой в данном сообщении очевидно более широкое, чем это предлагалось А.В. Сидоренко [6]

1. Традиционно для самых разных хозяйственных нужд уже не одним поколением местного населения используются практически все составные элементы галогенной формации. Самый востребованный её элемент – каменная соль. Наиболее известным является давно разрабатываемое месторождение Усолъе-Сибирское (юг Сибирской платформы). Промышленные скопления каменной соли имеются в Березовской впадине Якутии – Солянское и Наманинское месторождения. На платформенном крыле Нюйской впадины и в южной части Пеледуйского поднятия известны многочисленные соляные источники, часть которых ранее использовалась для кустарной добычи поваренной соли. В частности, небольшой сользавод в прошлом веке действовал в 35 км западнее пос. Пеледуй, его годо-

вая производительность достигала 10 тысяч тонн соли [5].

Карбонатные, сульфатно-карбонатные и сульфатные составляющие галогенной формации выполняли и выполняют роль *местных строительных материалов*. На их базе действуют гипсовый рудник в г. Олекминске, комбинат строительных материалов и железобетонных изделий, цементный завод в пос. Мохсоголах, где также выпускается минеральная вата и известь.

2. Очень важными, но до сих пор не достаточно востребованными, являются реальные возможности галогенной формации в *“сбережении” здоровья человека*. Речь идет о действующих в районах её развития минеральных целебных источниках, особенно многочисленных в среднем течении р. Лены. По сведениям А.С.Павлова [5], известны они, благодаря работам В.А.Обручева, с 1891 г. и к настоящему времени их здесь выявлено свыше 100. Не случайно наиболее часто встречающиеся в этом районе названия поселков, речек имеют в своей основе корень “соль” и “студен(ая)” (пос. Солянка, село Солянская, р.р. Солянка, Соленка, Студенка, Б. Студеная и М.Студеная, Студеная, руч. Солёный и т.д.). В 60 км к юго-западу от пос. Витим находятся целебные сероводородные источники – Воньские ключи, есть упоминания и о теплых серных источниках. В целом же, минеральные источники Средней Лены остаются не изученными, их лечебно-оздоровительный потенциал не оценен и не востребован и, как 100 лет назад, “прекрасная лечебная минеральная вода впадает в р. Лену без всякой пользы для людей” [5, с. 55].

3. Прямое отношение к “геологической среде обитания человека” имеют широко известные *геологические памятники Алдано-Ленского района* платформы. Они связаны с нижнекембрийскими рифово-рифтоидными образованиями Анабаро-Синского структурно-фациального региона и давно получили международное признание. Эти памятники имеют два аспекта их использования. Прежде всего, они выступают в качестве чрезвычайно важных научных объектов, свидетельствующих о важнейшем биосферном событии на планете – массовом появлении первой скелетной фауны и известковой альгофлоры и начальном очень активном этапе их эволюции. На юго-востоке Сибирской платформы, в бассейнах рр. Лена, Алдан, Амга и Мая находятся лучшие российские разрезы раннего-среднего кембрия, насыщенные разнообразной скелетной фауной и известковыми сине-зелеными водорослями. Эти разрезы неоднократно служили объектами международных и российских полевых конференций, симпозиумов, экскурсий, посвященных проблеме расчленения нижнего кембрия. Последняя международная полевая конференция на этих разрезах состоялась летом 2008 г. с участием ведущих специалистов Великобритании, Германии, Испании, Казахстана, Китая, России, США, Швеции. С другой стороны, скальные выходы раннего кембрия по рр. Лена, Синяя, Буотома, судя по их посещаемости, давно признаны российскими и иностранными туристами интереснейшими туристическими объектами. Самое главное – 2 июля 2012 г. национальный природный парк “Ленские столбы”, как природный феномен редкой исключительной красоты и эстетической важности, включен в список Всемирного наследия ЮНЕСКО [8]. Сложены “Ленские столбы” зарифовыми фациями ботомского и, частично, тойонского ярусов нижнего кембрия.

1. Бахтуров С.Ф., Переладов В.С. Строение и условия образования куонамской свиты востока Сибирской платформы //Осадочные формации и условия их образования. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1984. С. 79-99.

2. Беленицкая Г.А. Соленосные осадочные бассейны. Литолого-фациальный, геодинамический и минерагенический анализ. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 72 с.

3. Жаркова Т.М. Типы и генезис пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1968. 24 с.

4. Коробицын А.В. Поликомпонентная металлоносность углеродистой аргиллитово-фтанитовой формации кембрия Сетге-Дабана //Материалы к 1-му Всероссийскому литологическому совещанию. Т. I. М.: ГЕОС, 2000. С. 363-364.

5. Павлов А.С. Лена – от истока до устья. Якутск: Бичик, 1994. 156 с.

6. Сидоренко А.В. Некоторые вопросы литологии в связи с развитием минерально-сырьевой базы СССР //Состояние и задачи советской литологии. Т. I. М.: Наука, 1970. С. 9-17.

7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Нау-

ка/Интерпериодика, 2001. 571 с.

8. Юрьева И.П. “Ленские столбы” включены в список Всемирного наследия ЮНЕСКО // Эхо столицы. 2012. №52. С. 9.

СМЕШЕНИЕ МАГМ И ГРАНИТОИДНЫЙ ПЕТРОГЕНЕЗИС (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков

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

Образование кислых (гранитоидных) магм возможно в широком интервале Р,Т,Х параметров, соответствующих условиям нижней и средней континентальной коры. Однако для образования значительных объемов салических магм требуется дополнительный приток тепла и/или водного флюида. В качестве наиболее подходящего источника того и другого обычно рассматриваются мантийные (базальтовые) магмы, глубокая дифференциация которых, помимо прочего, может напрямую привести к образованию кислых остаточных расплавов и формированию гранитоидов М- и отчасти А- типов. Вещественное участие мантийных магм в формировании гранитоидов фиксируется в изотопно-геохимических характеристиках последних, однако, в случае смешанных источников, отличить продукты смешения мантийных и коровых магм от продуктов плавления метабазитовых коровых протолитов достаточно сложно. Еще труднее обосновать тепловое участие мантийных магм в формировании гранитоидов, имеющих коровые изотопно-геохимические характеристики. В такой ситуации ключевое значение имеют непосредственные геологические свидетельства, такие как мафические включения, близковозрастные комбинированные дайки и синплутонические базитовые интрузии.

Западное Забайкалье характеризуется беспрецедентно широким проявлением позднепалеозойского гранитоидного магматизма. Суммарная площадь гранитоидов этого возраста составляет не менее 200 тыс. км², а продолжительность позднепалеозойского магматического цикла, по результатам U-Pb изотопного датирования цирконов, составляла 55-60 млн. лет, от ~330 до ~275 млн. лет назад [5].

Нами детально изучены породы Бургасского массива и mafic microgranular enclaves (ММЕ) в нем, получены новые геологические, минералого-геохимические данные по ММЕ Улекчинского гранитоидного массива и комбинированным дайкам близкого возраста. На основании этих данных мы намерены рассмотреть «последовательные» этапы смешения контрастных (базитовых – салических) магм, от их полной гомогенизации (mixing), которая фиксируется в изотопно-геохимических характеристиках гранитоидов, до механического смешения (mingling), проявляющегося в виде мафических включений и комбинированных даек.

Бургасский массив расположен в водораздельной части хребта Улан-Бургасы примерно в 50 км к северо-востоку от г. Улан-Удэ. Площадь массива около 100 км². В строении Бургасского плутона выделяют три интрузивные фазы: 1) монцониты с подчиненными субщелочными габбро и сиенитами; 2) среднезернистые порфиroidные кварцевые сиениты, составляющие основной объем плутона; 3) аляскитовые граниты и гранит-порфиры. Меланократовые включения характерны для кварцевых сиенитов второй фазы [3].

Улекчинский массив расположен в левобережье р. Джида (южный склон хр. Малый Хамар-Дабан), занимает площадь не менее 13 тыс. км² [1]. Первая фаза включает порфиroidные кварцевые сиениты, монцониты и амфиболовые сиениты, ко второй фазе относят граносиениты, среднезернистые лейкократовые иногда порфиroidные (Kfs) граниты. Улекчинский массив характеризуется большим количеством меланократовых включений, чаще всего встречающихся в кварцевых сиенитах первой фазы. В лейкогранитах второй фазы включения встречаются эпизодически. В отличие от Бургасского кварцевосиенитового плутона, включения распространены не повсеместно. Обычно это одиночные включения, встречающиеся через сотни метров дуг от друга. Однако на отдельных участках количество включений возрастает на 2-3 порядка, а размеры таких участков составляют первые сотни метров в поперечнике. В предельном случае включения концентрируются в «рои», где на их долю приходится от 10-15, до более чем 50% от общего объема породы. Поперечные размеры таких скоплений достигают 3-4 м. Еще одной особенностью Улекчинского массива является присутствие включений явно разного генезиса, когда наряду с явно магматическими образованиями присутствуют ксенолиты мета-

морфических пород. Аналогичного состава метаморфитами сложены достаточно крупные «останцы», размером во многие десятки метров. Подобного типа породы развиты и в обрамлении массива, где они выделяются в качестве астайской свиты протерозойского возраста. Кроме того, необходимо отметить разную степень преобразования пород, особенно в «роях», где некоторые включения сохраняются лишь в виде «теней», т.е. более меланократовых и мелкозернистых участков, хорошо различимых на фоне порфиридных кварцевых сиенитов.

Размер включений варьирует широко - от первых сантиметров до 20-30 см в поперечнике. Форма включений чаще всего округлая (сферическая), удлиненная, эллипсоидальная, иногда встречаются «угловатые» включения с закругленными углами. В некоторых случаях включения окружены лейкократовой, или наоборот - меланократовой каймой мощностью 0.5-1 см, по-видимому, реакционного происхождения, однако в подавляющем большинстве случаев никаких изменений состава и текстурно-структурных особенностей в краевых частях включений или во вмещающих породах не наблюдается. Контакты включений с вмещающими гранитоидами, как правило, резкие, за исключением «теневых включений».

Выходы комбинированных даек прослеживаются в виде полосы северо-восточного простирания от нижнего течения р. Хилок до полуострова Святой нос. В пределах этой полосы дайки обнаружены на нескольких участках. В одном случае комбинированные дайки прорывают поздне триасовые (220 Ма) щелочно-полевошпатовые сиениты (Харитоново), во всех остальных – позднепалеозойские (305- 280 Ма) граниты и кварцевые сиениты баргузинского и зазинского комплексов.

Внутреннее строение даек всех участков сходно. Они состоят из пиллоуподобных обособлений (нодулей) основных пород, сцементированных более кислым (аплитовым, кварцевосиенитовым) материалом. Размеры нодулей варьируют от нескольких сантиметров до 1-2 метров в поперечнике. Форма овальная, округлая, характерная для распадающейся на «капли» вязкой жидкости при ее быстром остывании [2]. Объемные соотношения базитов и цементирующей массы сильно варьируют даже в пределах одной дайки. Местами наблюдаются переходы комбинированной дайки в существенно базитовую или, напротив - сиенитовую и/или аплитовую. Мощность даек в среднем составляет 5-7 метров.

Состав мафических включений и базитов комбинированных даек в значительной мере определяется процессами гибридизации, интенсивность которых зависит от объемных соотношений базитовой и салической составляющих и времени их взаимодействия [6, 7]. В этом контексте рассматриваемые ММЕ и базитовая часть комбинированных даек представляют собой достаточно контрастные образования, при этом в дайках базиты сохраняют свой исходный состав, тогда как ММЕ интенсивно гибридизированы.

Мафические включения (Бургасский, Улекчинский массивы) по составу отвечают субщелочным диоритам, монцонитам и кварцевым монцонитам, однако, судя по наличию реликтовой ассоциации битовнитового плагиоклаза и клинопироксена, их исходный состав был более основным, по-видимому, базальтовым [3]. Наименее гибридизированная базитовая часть комбинированных даек имеет в целом трахибазальтовый состав. На диаграммах соотношения петрогенных оксидов с SiO_2 включения образуют линейный тренд, сходный с трендом фракционной кристаллизации, но, в данном случае, отражающий степень гибридизации исходной базальтовой магмы. Тем не менее, геохимическое сходство мафических включений и базитов комбинированных даек проявляется достаточно отчетливо. Наглядной иллюстрацией этого сходства являются графики распределения редкоземельных элементов. Для всех рассматриваемых образований характерны относительно высокое суммарное содержание редких земель (≈ 200 г/т $\sum \text{REE}$), дефицит тяжелых REE относительно легких ($\text{La}/\text{Yb}_{(n)}$ 14-20). В целом, редкоземельный спектр близок внутриплитным базальтам ОИВ типа.

Мультиэлементные спектры (нормировано по ОИВ) распределения литофильных элементов в дайках разных участков и ММЕ также сходны. Характерны умеренное обогащение крупноионными литофильными элементами относительно ОИВ, четко выраженные минимумы по Nb, Hf, в меньшей степени Ti и резкая положительная Pb аномалия. Подобные геохимические особенности обычно связывают с повышенным содержанием водного флюида в области магмогенерации, что характерно для магматизма, связанного с зонами субдукции.

Приведенные выше данные приводят к выводу об исходно базальтовом происхождении мафических

включений, что является прямым геологическим свидетельством синхронности мантийного и корового (салического) магматизма рассматриваемого временного интервала.

Вместе с тем, подавляющее большинство гранитоидов Западного Забайкалья не содержат подобных свидетельств (ММЕ, комбинированные дайки), поэтому участие мантийных магм в их формировании может быть зафиксировано лишь по изотопным данным. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья, за исключением гранитов баргузинского комплекса обнаруживают «смешенные» изотопные характеристики [8], указывающие на присутствие в их составе как корового так и мантийного компонентов. Для выяснения характера взаимодействия и объемных соотношений мантийных и коровых магм при формировании Pz_3 гранитоидов, нами проведены масс-балансовые расчеты по моделям смешения и фракционной кристаллизации, на примере низкокремниевых (Q-Mnz и Q-Sy) гранитоидов чивыркуйского и лейкогранитовзаинского комплексов, соответственно.

Масс-балансовые расчеты показывают, что кварцмонцонит-кварцсиенитовый расплав может быть получен путем смешения базитового расплава, соответствующего среднему составу базитов чивыркуйского комплекса, с коровым расплавом, в качестве которого принят средний состав баргузинских гранитов, в пропорции 1:3 (табл. 1). Заинский комплекс представлен лейкократовыми гранитами и подчиненными по объему кварцевыми сиенитами, выделяемыми в качестве первой интрузивной фазы. Проведенные вычисления показывают, что образование кварцевых сиенитов путем смешения магм не возможно не при каких условиях.

Табл. 1.

Масс-балансовые расчеты модели смешения для чивыркуйских гранитоидов.

Компоненты, мас. %; ppm	Конечные члены		Дочерние породы	
	Средний чивыркуйский базит	Средний баргузинский гранит	Qtz-монц. и Qtz-сиен.	
			Наблюдаемый состав	Расчетный состав
n	30 (1)	101 (2)	59 (3)	(4)
SiO ₂	50.22	72.34	65.57	67.92
TiO ₂	1.29	0.29	0.57	0.51
Al ₂ O ₃	18.13	14.78	16.73	15.22
FeO*	9.85	1.86	3.8	4.39
MnO	0.15	0.03	0.08	0.07
MgO	5.59	0.44	1.28	1.53
CaO	8.71	1.58	3.1	2.93
Na ₂ O	3.81	4.01	4.45	3.80
K ₂ O	1.79	4.57	4.22	3.53
P ₂ O ₅	0.44	0.09	0.21	0.09
Сумма квадратов отклонений		R = 1.19		
End-members fractions, %:				
	24.8	75.2		

Масс-балансовые расчеты выполнены с использованием программ: Igpet, Newpet, GPP. Коэффициенты разделения - по литературным данным.

Вместе с тем, фракционная кристаллизация гибридной магмы, полученной для чивыркуйского комплекса, дает удовлетворительный результат. Основанием для такого выбора исходного состава является синхронность формирования гранитоидов чивыркуйского и заинского комплексов [4]. Фракционирующими фазами (%) являются Pl_{40} -24.1 Amph-2.4, Bt-5.2 и аксессуарные минералы (Fe-Ti-1.8, Ap-0.4), доля остаточного расплава составляет 66% от исходного (табл. 2).

Масс-балансовые расчеты модели фракционной кристаллизации.

Комп-ты, мас. %; ppm n	Исходный	Дочерний зазинский гранит	
	Qtz-monz & Qtz-sy (чивыркуйский)	Наблюдаемый состав	Расчетный состав
	59 (1)	63 (2)	(3)
SiO ₂	65.57	73.8	73.69
TiO ₂	0.57	0.19	0.02
Al ₂ O ₃	16.73	13.7	13.61
FeO*	3.8	1.28	1.32
MnO	0.08	0.04	0.08
MgO	1.28	0.25	0.28
CaO	3.1	0.73	0.72
Na ₂ O	4.45	3.7	4.14
K ₂ O	4.22	5.4	5.47
P ₂ O ₅	0.21	0.05	0.07
Остаточный расплав			66 wt.%
Сумма квадратов отклонений, R			0.24

Таким образом, можно сделать вывод, что в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья четко выявляется два типа взаимодействия мантийных и коровых магм: а) *mingling* (механическое смешение магм) - наиболее ярким проявлением этого процесса являются ММЕ в гранитоидах и комбинированные дайки; в этом случае вещественный вклад базитовых магм в состав гранитоидов был минимальным; б) *mixing* (химическое смешение) – выражается как в повышенной основности пород (кварцевые монцониты и сиениты), так и в промежуточных изотопных характеристиках гранитоидов, сохраняющихся в процессе *фракционной кристаллизации* (гибридных магм).

Проведенные исследования поддержаны Интеграционным проектом СО РАН № 37, №17, Грантом РФФИ-Сибирь (08-05-98017).

1. Дистанова А.Н. Позднепалеозойские гранитоидные интрузии западной части Джидинской зоны (Западное Забайкалье) // Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск:Наука, 1979. С. 3-23.
2. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ляпунов С.М. Условия образования комбинированных базит-гранитоидных даек (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, №7. С. 3-22.
3. Патрушева Г.Н., Цыганков А.А. Минералогические особенности меланократовых включений в кварцевых сиенитах Бургасского массива (Западное Забайкалье) // Граниты и эволюция земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ, 2008. С.286-289.
4. Цыганков А.А., Литвиновский Б. А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249-1276.
5. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156-180.
6. Barbarin V.V. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // Lithos. 2005. V. 80. P. 155-177.

7. Collins W.J., Richards S.R., Healy B.E., Ellison P.I. Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridisation in magma conduits (dykes) below and in granitic magma chambers // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 2000. V. 91. P. 27-45.

8. Litvinovsky B.F., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: the Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125. P. 845-874.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЕАО ПО АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Т.В. Володькова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, tat-volodkova@yandex.ru

Задача регионального прогноза - выделение металлогенических зон и оконтуривание рудных районов, представляющих собой структурно-формационные зоны (СФЗ или группы однотипных СФЗ), с конкретными фоновыми характеристиками отношений ЕРЭ, перспективные на свойственные им рудные типы. При этом используются данные аэрогаммаспектрометрии и новые методики: принципы постоянства отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ), тренды рудных типов и магматизма, определения геодинамической принадлежности рудных источников [1]. Характеристики отношений ЕРЭ рассчитаны по профилю длиной более 80 км, пересекающему основные тектонические структуры ЕАО и известные рудоносные площади. При определении геодинамической принадлежности пород основой служили данные авторской геофизической основы к ГДП-200 и тектонической карты масштаба 1:1500000 [2, 3]. С юго-запада на северо-восток профиль пересекает интенсивно гранитизированные верхнеархейские метаморфические комплексы mcA_2 и терригенно-карбонатные образования палеозойского Кимканского прогиба, среди которых широко развиты протяженные близ-поверхностные ундулирующие пласты железистых кварцитов, железо-марганцевых руд pbC_2 (образования континентальных бассейнов). Интрузивные породы представлены двуслюдяными либо биотитовыми гнейсовидными гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами бирского, биробиджанского МКи габбро, гранодиоритами, лейкогранитами тырмо-буреинского МК; среди последних отмечаются небольшие тела гранитоидов повышенной щелочности (харинский комплекс). Интрузивные породы относятся преимущественно к коллизионному (на завершающих этапах – постколлизионному и внутриплитному) типу активных континентальных окраин amC_2 , amH_1 ; они сформированы под влиянием палеозойского плюма, поэтому часто обладают повышенной щелочностью и олово-редкометалльной рудоносностью [1]. Геодинамический тип пород можно установить по уран-калиевому критерию не только для нормальных гранитоидов, но и прочих интрузивных пород нормальной, пониженной и слабоповышенной щелочности, а также гранитизированных метаморфических комплексов архейского возраста. В зонах глубинных разломов фиксируется проявление не только процессов поверхностного метасоматоза, но и интенсивной ювенильной флюидизации, позволяющей сделать выводы о типе глубинного мантийного (плюмового) источника. К I-типу относятся субдукционные (андийские) и раннеколлизионные известково-щелочные гранитоиды ($U/K \geq 1,50$); коллизионные гранитоиды S-типа ($U/K = 1,00-1,50$) включают пералюминиевые синколлизионные и позднеколлизионные. Внутриплитные континентальные (А-тип) и островодужные (М-тип) гранитоиды формируются под воздействием плюмовых процессов. Постколлизионные магматические породы А-типа характеризуются значениями $U/K = 0,75-1,00$, а для внутриплитных пород повышенной щелочности типичны значения $U/K \leq 0,75$ [1].

Характеристики однотипных пород в пределах каждой СФЗ обобщены; мерой близости служат средние отношения ЕРЭ, которые приводятся в скобках и расходятся на величину не более Δ ($U/Th = 0,1-0,15$; $K/Th = 0,1-0,15$; $U/K = 0,25-0,5$).

Большинство пород на профиле в значительной степени проработано процессами метасоматоза; в зонах разломов также развиты процессы регионального метасоматоза, осложняющие определение геодинамического типа пород. В юго-западной части профиля (Цзямусы-Малохинганский микроконтинент) широко развиты метаморфические и магматические комплексы (бирский, биробиджанский комплексы) коллизионной природы ($U/K = 1,0-1,5$). На юго-западном конце профиля и на границе с

Табл. 1
Характеристики содержаний и отношений ЕРЭ пород по профилю р. Амур – р. Биджан

Наименование структурно-вещественных (СВК), магматических комплексов (МК)	Индекс	Интенсивность поля ΔТ	Значения содержаний ЕРЭ	Значения отношений ЕРЭ	К, %	U/Th, 10 ⁻⁴ %	К/Th, 10 ⁻⁴ %	U/K, %
		п*10 ² , нГл	U, 10 ⁻⁴ %	Th, 10 ⁻⁴ %				
Цзямусы-Малохинганский микроконтинент. Илань-Муданцзянский каледонский пояс.								
Кварцито-кондалитовый, зона разлома	мс А ₂	-0,25 - +0,05, min; +5,0 - +7,5 град	2,0-3,0 (2,4-2,6)	4-23 (8 -14,5)	1,0-2,3 (1,3-1,8)	0,13-0,3 (0,18-0,23)	0,05-0,27 (0,12 - 0,20)	1,2-2,7 (1,65 - 1,93)
Кварцито-кондалитовый, метасоматоз	мс А ₂	-0,5 - +2,3 град., min; -0,55 - +1,6 min	1,3-3,0 (1,8 - 2,8)	2-14 (6,5 - 10)	1,4-2,5 (1,7 - 2,2)	0,15-0,84 (0,31 - 0,49)	0,12-0,54 (0,23 - 0,33)	0,8-2,0 (1,43 - 1,46)
Бирский, биробиджанский МК, диориты,	ам С ₂	+2,3 - +0,75 max	1,5-3,0 (2,2)	2-15 (9)	1,8-2,5 (2,1)	0,12-0,43 (0,25)	0,13-0,5 (0,29)	0,8-1,5 (1,03)
Бирский, биробиджанский МК, гранитоиды	ам С ₂	+1,3 - +2,1 max	1,7-2,5 (2,1)	4-9 (7)	1,3-2,1 (1,6)	0,15-0,55 (0,31)	0,2-0,4 (0,27)	1,0-1,75 (1,42)
Кварцито-кондалитовый	мс А ₂	+1,3 - +5,0 град.; +2,3 - +4,8 град., min	1,8-2,9 (2,0 - 2,5)	6-12 (9,5)	1,3-1,7 (1,5 - 1,6)	0,17-0,43 (0,24 - 0,28)	0,13-0,24 (0,15 - 0,18)	1,3-1,5 (1,35 - 1,37)
Бирский, биробиджанский МК, диориты	ам С ₂	+2,1 - +5,0 max	2,0-2,5* (2,2)	4,5-12 (8)	1,0-2,1 (1,7)	0,20-0,41 (0,29)	0,15-0,24 (0,20)	1,3-2,0 (1,73)
Дайки, силлы основного состава	амС ₂	+10,0 max; +4,2 max	2,6-4,05 (3,2 - 3,35)	4-7 (5,5)	0,95-1,5 (1,12-1,4)	0,51-0,82 (0,63 - 0,73)	0,22-0,32 (0,24 - 0,26)	2,05-2,8 (2,1 - 2,6)

Кварцито-кондалитовый, метасоматоз	мсC ₂	+2,8 min; +2,7 min	2,55-3,4 (2,58 – 2,98)	4-7 (4,5 - 6)	1,0- 1,45 (1,13 – 1,35)	0,55-0,72 (0,60 – 0,64)	0,18-0,32 (0,20 – 0,25)	2,15-4,0 (2,53 – 2,82)
Дайки, силлы основного состава	амC ₂	+4,3 max;	1,85-2,1 (1,98)	5-8 (6 - 7)	1,0 -1,1 (1,05)	0,22-0,54 (0,38)	0,14-0,18 (0,16)	1,9-2,05 (1,98)
Кимканский прогиб								
Рудоносный, железо-марганцевые руды	pbC ₂	+2,0 min	1,95-2,7 (2,32)	5-6,5 (6)	1,1 -1,1 (1,1)	0,29-0,55 (0,42)	0,2-0,22 (0,21)	1,65-2,0 (1,83)
Карбонатно-терригенный, слабый метасоматоз	pb C ₂	+2,1 - +1,8 град.; +0,5 - +1,1 min; +2,0 max; +0,6 - +1,8 град.; max	1,5-3,15 (2,03 – 2,68)	4 - 7,5 (5 - 6)	0,5- 1,55 (0,88- 1,36)	0,23-0,68 (0,36 – 0,52)	0,08-0,32 (0,18 – 0,24)	1,15-2,80 (1,95– 2,30)
Рудоносный, железо-марганцевые руды	pb C ₂	+2,2 max	1,9-2,25 (2,08)	4-5 (4,5)	0,90- 1,0 (0,95)	0,53-0,76 (0,65)	0,20-0,23 (0,22)	2,0-2,0 (2,0)
Карбонатно-терригенный, слабый метасоматоз	pb C ₂	+0,9 min	2,5-3,0 (2,7)	4-4 (4)	0,95- 1,1 (1,03)	0,54-0,76 (0,66)	0,24-0,29 (0,27)	2,3-2,9 (2,4)
Рудоносный, железо-марганцевые руды	pb C ₂	+1,7 max	2,65-3,1 (2,87)	4-6 (5)	1,05- 1,5 (1,28)	0,47-0,7 (0,59)	0,39-0,42 (0,41)	1,25-2,00 (1,63)
Карбонатно-терригенный, слабый метасоматоз	pb C ₂	+1,4 min	2,1-2,75 (2,43)	4-6,5 (5,5)	1,5-2,1 (1,85)	0,42-0,75 (0,59)	0,35-0,42 (0,39)	1,05-1,35 (1,15)
Рудоносный, железо-марганцевые руды	pb C ₂	+5,0 max	1,5-2,5 (2,0)	4-6 (5)	1,8- 1,95 (1,88)	0,37-0,53 (0,45)	0,35-0,42 (0,39)	1,05-1,25 (1,15)
Цзямусы-Малохинганский микроконтинент. Илань-Муданцзянский каледонский пояс. Герцинский блок.								

Метасоматиты в зоне разлома	amH ₁	+0,3 min	2,15-2,7 (2,37)	5,8-6,5 (6,1)	1,75- 2,0 (1,83)	0,4-0,5 (0,45)	0,28-0,44 (0,34)	1,1-1,5 (1,32)
Тырмо-Буреинский МК, гранитоиды	amH ₁	+0,5 min; +0,5- +1,7 град.	1,90-2,25 (1,97 - 2,18)	4-12 (5 -7,5)	0,5-1,5 (1,0 - 1,26)	0,19-0,49 (0,30 - 0,42)	0,11-0,35 (0,21 - 0,29)	1,2-2,2 (1,5 - 1,78)
Метасоматиты в зоне разлома	amH ₁	+0,5-+0,7 град.	2,25-3,1 (2,68)	4-5 (4,5)	0,5- 1,25 (0,78)	0,2-0,62 (0,40)	0,1-0,35 (0,23)	2,0-4,5 (2,9)
Тырмо-Буреинский МК, шток щелочных гранитоидов	amH ₁	+1,6 - +0,65 max; +0,55 min	1,4-2,7 (1,80 - 2,1)	4-5 (4-4,5)	1,1-1,6 (1,28 - 1,35)	0,38-0,49 (0,39 - 0,48)	0,25-0,44 (0,35 - 0,40)	1,0-2,5 (1,24 - 1,5)
Тырмо-Буреинский МК, гранитоиды, метасоматоз, шток гранитоидов	amH ₁	+1,1 min, +2,0 max	1,5-2,15 (1,8 - 1,86)	3-6 (4 - 4,5)	1,2-2,0 (1,45 - 1,53)	0,32-0,74 (0,48 - 0,62)	0,32-0,71 (0,40 - 0,54)	1,05-2,0 (1,38 - 1,5)
Тырмо-Буреинский МК, гранитоиды	amH ₁	+0,9 min, +1,3- +1,4 max	1,5-3,0 (2,32)	5-8 (5,5 - 6,5)	1,0-1,6 (1,26 - 1,45)	0,30-0,85 (0,55)	0,18-0,31 (0,23- 0,28)	1,05-2,1 (1,72 - 1,75)
Цзямусы-Малохинганский микроконтинент. Илань-Муданцзянский каледонский пояс.								
Бирский, биробиджанский МК, гранитоиды	am C ₂	+0,85-+1,1 град.; +0,7-+0,8 град.	1,1-2,15 (1,48 - 1,96)	5-8 (6,5)	1,3-1,5 (1,42 - 1,45)	0,14-0,37 (0,2 - 0,31)	0,2-0,37 (0,24 - 0,27)	1,05-1,65 (1,08 - 1,48)
Бирский, биробиджанский МК, гранитоиды, дайка в зоне разлома, метасоматоз	am C ₂	+0,7 min; +1,4 min +1,1 max; +1,1-+1,7 град.; +1,9 max	1,35-3,05 (2,02 - 2,85)	5-11 (6,5 - 8,5)	1,2- 1,55 (1,32 - 1,48)	0,2-0,53 (0,3 - 0,44)	0,13-0,36 (0,22 - 0,30)	1,05-2,5 (1,72 - 2,13)

Кимканским прогибом развиты интенсивно турмалинизированные породы и комплексы с аномальными характеристиками уран-калиевого критерия $U/K=1,65-2,82$. Аномальными отношениями ЕРЭ характеризуются дайки и силлы в зонах глубинных разломов и вмещающие их интенсивно измененные комплексы. Высокими значениями уран-калиевого отношения характеризуются рудоносные отложения Кимканского прогиба и вмещающие их породы (лондаковская, мурандавская свиты); здесь также широко развиты процессы регионального метасоматоза. Дайки и силлы в зонах глубинных разломов, а также рудоносные отложения, выражены в полях очень похоже, что затрудняет их идентификацию; отличить их можно по данным статистической обработки (подробности здесь не приводятся). Среди пород тырмо-буреинского МК также распространены гранитоиды коллизионной природы. Таким образом, на профиле преобладают метаморфические и интрузивные комплексы коллизионного типа, среди которых отмечаются узкие протяженные зоны интенсивных аномалий отношений ЕРЭ, связанные с рудоносными пластами, силлами, дайками повышенной щелочности, перемежающиеся с зонами метасоматитов. Можно предположить, что часть этих комплексов относится к I-типу и сформирована под влиянием источников типа НІМУ. Именно с узкими протяженными зонами аномальных отношений ЕРЭ связаны перспективные рудоносные площади (Сутарская золотоносная, Южно-Хинганское и Кимканское железо-марганцевые месторождения).

1. Володькова Т.В. Тренды отношений радиоактивных элементов и природа магматогенных месторождений Приамурья // Литосфера. 2012. №2. С.67-89.

2. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:15000000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.

3. ectonic map of the Central Asian-Pacific belts Junction Area. S. 1:1500000 / Compiled by Karsakov L. P., Zhao Chunjing et al. RAS FEB Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics; China Geological Survey; Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources. Khabarovsk-Shenyang, 2001. 6 sh.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОМБИНИРОВАННОЙ ДАЙКИ БИЛЮТИНСКОГО КАРЬЕРА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ХИМИЧЕСКОЕ СМЕШЕНИЕ КОНТРАСТНЫХ МАГМ

Т.Т. Врублевская, В.Б. Хубанов

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

Изучена дайка комбинированного строения, входящая в состав позднепалеозойского бимодального дайкового пояса Западного Забайкалья [1]. Особенностью данной дайки является ее симметричное строение: зальбанды представлены трахибазальтами, а центральная часть – трахириолитом. Между трахибазальтом и трахириолитом имеется переходная зона, сложенная породами промежуточного состава. Показано, что дайка образовалась в результате близкоодновременного внедрения контрастных магм на фоне общего тектонического растяжения. Становление дайки происходило в следующей последовательности: внедрение трахибазальтовой магмы, затем трахириолитовый расплав прорывал не полностью закристаллизованный трахибазальтовый субстрат.

Дайка располагается в центральной части дайкового пояса в пределах Билютинского известнякового карьера. На всей площади карьера карбонатная толща прорвана субвертикальными субпараллельными дайками северо-восточного простирания. Вдоль 200-метровой юго-западной стенки карьера насчитывается более 50 дайковых тел, суммарная мощность которых составляет около 70-80 м. Субвулканическая ассоциация участка, как и в целом для всего пояса, представлена бимодальной субвулканической серией: мафические дайки – трахибазальты и трахидолериты, салические – трахиты, трахириолиты, комендиты. Породы трахиандезитового состава имеют подчиненное значение и распространены в виде редких самостоятельных даек и в составе единичных комбинированных тел. Комбинированная дайка с признаками химического смешения магм является одним из самых мощных тел (до 12 м) рассматриваемого участка. Она имеет симметричное строение с гранит-порфировой центральной частью и трахибазальтовыми зальбандами, между которыми отсутствуют резкие переходы. Изменение состава от трахибазальтовой зоны закалки к гранит-порфировой центральной части постепенное и

идет в такой последовательности (юго-восточный контакт с известняками): трахибазальт (0-30 см) → трахиандезибазальт (30-52 см) → трахиандезит (52-57 см) → дацит (57-70 см) → риодацит (70-170 см) → гранит-порфир (трахириолит). В северо-западном контакте последовательность пород аналогичная, но мощность зон промежуточных пород несколько отличается: зона трахиандезитов больше, а риодацитов меньше. Визуально на расстояние до 40 см от контакта трахибазальты не обнаруживают признаков гибридизации. Далее в породах появляются крупные кристаллы щелочного полевого шпата и плагиоклаза. Затем в зоне мощностью около 30 см, сложенной дацитами, в интервале 60-90 см присутствуют многочисленные меланократовые включения разных размеров – свидетельства механического смешения магм.

Изучение ориентированных шлифов по разрезу дайки и определение состава плагиоклаза и клинопироксена показало, что породы в интервале 30-60 см имеют признаки гибридизации. Минералогические свидетельства этого – появление кварца в интерстициях трахиандезибазальтов и возрастание его количества в трахиандезитах и дацитах, присутствие гломеропорфировых сростков плагиоклаза и клинопироксена, состав которых меняется по мере удаления от контакта с вмещающими породами. Так, в трахиандезитах и трахиандезибазальтах кристаллизуется обогащенный Si и Ca, но обедненный Ti и Al клинопироксен, которого нет в трахибазальтах. Часто такие пироксены зональные: к краевым частям кристаллов концентрация кальция в них возрастает. Изменяется и состав вкрапленников плагиоклаза. В трахиандезибазальтах кристаллизуется зональный плагиоклаз, центр которого – лабрадор (55.2 мол.% An), а к периферии количество анортита снижается до 42 мол.% (андезин). Одновременно возрастает концентрация Ort минала с 3.6 до 6 мол.%. В основной массе присутствует плагиоклаз, содержащий до 8.8 мол.% Ort. Кроме этого в ассоциации с Ca пироксеном присутствует анортит. В трахиандезитах из темноцветных минералов наряду с клинопироксеном кристаллизуется амфибол, а в дацитах к ним присоединяется биотит. Амфибол и биотит замещены псевдоморфно хлоритом, эпидотом, кальцитом, поэтому состав не определен и идентифицированы они по форме кристаллов. В зоне трахиандезитов присутствуют участки размером от 0.5 до 2-5 мм, сложенные породой со структурой базальтов, с бесформенными очертаниями, т.е. имеют взаимопроникающие заливообразные контакты с трахиандезитами. На контакте по краям «базальта» отмечаются скопления пылевидного магнетита наподобие оторочки. На графиках распределения химических компонентов по разрезу и вариационных диаграммах трахиандезибазальты, трахиандезиты, дациты имеют промежуточное положение между трахибазальтом и гранит-порфиром.

Таким образом, совокупность геологических и вещественных данных свидетельствует об образовании промежуточных типов пород комбинированной дайки в результате смешения трахибазальтовой и трахириолитовой (гранит-порфировой) магм. Подобные комбинированные дайки образуются при последовательном внедрении сначала мафических расплавов, а затем салических магм в центральную, не до конца закристаллизовавшуюся, часть мафической дайки [2, 3]. Из-за близости субсолидусных температур мафических магм и субликвидусных температур салических расплавов между контрастными магмами в области контакта происходит химическое смешение – (mixing), с образованием пород промежуточного состава.

Редкие самостоятельные трахиандезитовые дайки, в пределах позднепалеозойского дайкового пояса, по минералого-петрографическому облику (в них также широко распространены неравновесные фазы) и химическому составу близки к гибридным трахиандезитам комбинированных даек, что предполагает их образование в результате смешения контрастных магм, но на более глубоких горизонтах, возможно, в промежуточных магматических камерах.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 17.

1. Шадаев М.Г., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф. Новые данные о Rb-Sr возрасте дайковых поясов в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 723-730.

2. Katzir Y., Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Eyal M., Zandvilevich A.N., Valley J.W. et al. Interrelations between coeval mafic and A-type silicic magmas from composite dykes in a bimodal suite of southern Israel,

northernmost Arabian-Nubian shield: Geochemical and isotope constraints // *Lithos*. 2007. V. 97. P. 336-364.
3. Weibe R.A., Ulrich R. Origin of composite dikes in the Gouldsboro granite, coastal Maine // *Lithos*. 1997. V. 40. P. 157-178.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО ТИМАНА

О.В. Гракова

Институт геологии КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар, ovgrakova@geo.komisc.ru

К настоящему времени сформулировались две противоположенные точки зрения на происхождение алмазов Среднего и Южного Тимана.

Гипотеза о россыпях и промежуточных коллекторах.

В разные годы этой теории придерживались П.П. Битков, Л.П. Бакулина, В.И. Ваганов, Б.А. Мальков, А.М. Плякин, В.Г. Шаметько, Э.С. Щербаков и др.

Наиболее полно эта точка зрения отражена в последних работах Б.А. Малькова [4,5]. Возраст продуктивной толщи псефитов и псаммитов в месторождении Ичетью (Средний Тиман), установленный по ископаемым спорам и пыльце – позднеэфельский. Микрозондовый анализ золота, содержащегося в «рифках» Ичетью показал, что золотины содержат комплекс сингенетических включений редкометалльных и редкоземельных минералов. Это позволило говорить об их общем эндогенном первоисточнике и принадлежности к золото-редкометалльно-редкоземельному парагенезису, характерному для коренных проявлений такой минерализации на Четласском Камне. Ювелирные кривогранные алмазы из «рифов» месторождения Ичетью имеют форму додекаэдров «уральского» типа, что позволило предположить их принадлежность к эклогитовому парагенезису, характерному для большинства кривогранных уральских алмазов. Свидетельством дальней речной транспортировки тиманских алмазов, по мнению Б.А. Малькова, служит заметная изношенность поверхности большинства кристаллов и обилие механически поврежденных в речном потоке индивидов. Все это указывает на главное направление аллювиальной транспортировки алмазов и золота в прибрежно-морские россыпи – с запада со стороны Русской платформы через районы Четласского Камня и Щугорской антиклинали, что Б.А. Мальков объясняет дальней миграцией алмазоносного материала из центральных районов эпикарельской Русской платформы. По пути аллювиальной транспортировки алмазосодержащего материала к ним присоединялись редкометалльные и редкоземельные минералы из ордовикских щелочных метасоматитов и золотоносный кварц из кварцевых жил в породах тиманского фундамента [4].

Используя метод выделения минеральных ассоциаций, главных компонент и динамической диаграммы, Э.С. Щербаков показал, что россыпь Ичетью (Средний Тиман) образовалась в условиях пролювиально-аллювиального конуса выноса [8]. В распределении минеральных ассоциаций по площади россыпного поля отчетливо проявлялось влияние сортировки минералов по гидравлической крупности зерен по мере удаления их от источника сноса, особенно при переходе от континентальных отложений к прибрежно-морским. По мнению Э.С. Щербакова, алмазы в алмазопоявление Ичетью поступали из двух источников, располагавшимися юго-западнее и северо-западнее по отношению к россыпному полю Ичетью, вероятно, таковыми являлись щелочные метасоматиты Четласского Камня.

На Джежимпарме (Южный Тиман), по мнению Э.С. Щербакова, алмазоносные отложения формировались в условиях дельт. Осадконакопление происходило при устойчивом режиме погружения, но фоне которого, перемыв осадков в авандельте не мог быть постоянным [9]. Это способствовало разубоживанию полезных компонентов и препятствовало формированию россыпей. На Вымско-Вольской гряде (Средний Тиман) накопление алмазоносных отложений сопровождалось устойчивым поднятием территории дельты, периодическими перерывами в поступлении осадков и постоянным перемывом отложений. Такие условия благоприятствовали сепарации полезных компонентов и обеспечивали формирование продуктивного пласта россыпи.

С постоянным погружением территории Южного Тимана были связаны устойчивый теплый влажный климат и постоянные водотоки. Замедленное погружение территории Среднего Тимана и некоторое ее возвышение по отношению к Южному Тиману привело к распространению здесь более сухого,

периодически влажного климата (в позднем эйфеле). Чередование сухих и влажных сезонов определило периодическое поступление обломочного материала, наличие кратковременных перерывов в седиментации и, как следствие, способствовало перемыву отложений в дельте [9].

Породы, называемые «туффизитами», по мнению исследователей ЦНИГРИ В.И. Ваганова, Ю.К. Голубева, Т.Е. Щербаковой и др. [6], являются кластическими осадочными породами, они не относятся ни к магматическим, ни к взрывным, флюидогенным и подобным образованиям, связанным с внедрением санидиновых трахитов. По петрогеохимическим особенностям вмещающие песчаники и «туффизиты» близки к средним составам алевропесчаников и глинистых пород Русской платформы и резко отличаются от составов типичных кимберлитов и лампроитов. Признаки наличия глубинного (и алмазоносного) мантийного материала в исследованных породах отсутствуют. Единственный минерал-индикатор – хромшпинелид, по их мнению, имеет переотложенный характер.

Гипотеза о коренных алмазных месторождениях туффизитового типа.

Этой теории придерживаются А.Я. Рыбальченко, А.Б. Макеев и др.

Согласно этой гипотезе, алмазосодержащие отложения на Среднем Тимане имеют туффизитовую природу и являются новым типом коренных источников алмазов. На Среднем Тимане в пределах алмазопоявления Ичетью вскрыто геологическое образование (Сидоровская трубка), трактуемое первооткрывателями как туффизитовая диатрема, приуроченная к узлу пересечения системы разломов СЗ и СВ направлений и к аллохтону надвига, имеет вытянутую в СЗ направлении форму [1,2,6].

По аналогии с алмазоносными образованиями Красновишерского района (Северный Урал) обосновывается теория о том, что в породах россыпного поля Ичетью алмазопоявления связаны с туффизитовым вулканизмом N_1-Q_2 возраста. Поскольку гипотеза разработана на примере Красновишерских месторождений, рассмотрим ее применительно к объектам Красновишерского района.

Алмазоносные образования Красновишерского района отнесены к магматогенным флюидно-взрывным породам [7]. Алмазоносность в данном регионе обусловлена не россыпями, а коренными месторождениями туффизитового типа. Продуктивные на алмазы породы на Ишковском участке слагают сложный линейных штокверк, который контролируется узлом пересечения надвига восточного падения в основании нижнедевонской (эмс) такатинской свиты, кольцевого рудопроводящего глубинного разлома юго-западного падения и серии крутопадающих сдвиго-сбросов клавишного типа северо-восточного и северо-западного простирания. По этим системам прошло многостадийное внедрение туффизитов, обогащенных ксеногенным брекчиевым и псевдогалечным материалом. Такатинские кварцитопесчаники с маломощными прослоями кварцевых конгломератов, гравелитов и алевролитов подверглись флюидной продувке и гидротермальной проработке. Часть песчаного материала была мобилизована флюидизатом и заполняла жилы, дайки и силы такатинских пород. В виде согласной зоны вторичной гидротермальной цементации мощностью 3-5 м отлагался кварц, выщелоченный из цемента песчаников. Эта зона выполнена гематитсодержащими кварцитами с единичными кристаллами новообразованной роговой обманки. Сторонники этой теории полагают, что за «косую слоистость» песчаников была принята сложная система жил ксенотуффизитов, секущих нормальную горизонтальную слоистость песчаников, расцементированных в результате флюидного выщелачивания. Эти жилы и прожилки образуют единую вертикальную систему извилистых и пересекающихся жилок, которые образуют в верхней своей части единый линейный штокверк. Завершают процесс маломощный прожилки ксенотуффизитов, пересекающие жилы ксенотуффизитов более ранней стадии внедрения. Ксенотуффизиты представлены разнотекстурным ксеногенным и цементирующим пирокластическим материалом с витрокластической структурой, характеризующиеся приблизительно равным соотношением. Размер зерен кварца песчано-гравийный, кварц ксеногенного и аутигенного происхождения. Они имеют идеально круглую форму с коррозионной или «леденцовой» поверхностью. Акцессории представлены самородно-металлическими фазами, алюмосиликатными высококальциевыми титанистыми стеклами, корундом, хромшпинелидами, единичными кнорингит-пироповыми гранатами [7].

В результате проведенного анализа можно выделить, что остаются проблемы при решении вопроса о возможных источниках сноса Среднего Тимана. Практически этот вопрос не рассматривался для алмазоносных отложений Южного Тимана. До сих пор вопрос генезиса алмазосодержащих пород оста-

ется спорным (терригенные это породы или флюидизаты).

Проведя анализ всех имеющихся данных [3], мы пришли к выводу, что на Среднем и Южном Тимане алмазодержащие породы среднедевонского возраста формировались в близких фациальных условиях при размыве гетерогенного субстрата. Во время глубокой пенепленизации, интенсивного корообразования происходило неоднократное переотложение, размыв и концентрирование полезных компонентов в благоприятных палеогеографических обстановках, в континентальных и прибрежно-морских условиях. Источники сноса алмазов и других полезных компонентов необходимо искать на небольших расстояниях (первые десятки км) от алмазопроявлений. Можно указать один из предполагаемых районов источников сноса в отложения алмазопроявления Ичетью – Четласский Камень. Алмазодержащие отложения Тимана образовывались за счет перемыва и переотложения главным образом продуктов платформенного магматизма: кислых щелочных пород, щелочных метаультрабазитов, карбонатитов. Возможно участие в седиментогенезе материала вторичных коллекторов.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 12-И-5-2022

1. Алмазы Среднего Тимана // Макеев А.Б., Дудар В.А., Лютоев В.П. и др. Сыктывкар: Геопринт, 1999. 80 с.

2. Брянчанинова Н.И., Макеев А.Б., Стефанская Л.В. *Ультракалийевые ультраосновные породы алмазного поля Ичетью // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы Второго всерос. петрограф. совещ. Т.IV. Сыктывкар, 2000. С.24-27.*

3. Гракова О.В. Условия образования и минеральный состав алмазопроявлений Тимана // Геология европейского севера России (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО РАН. Вып. 125). Сыктывкар, 2010. Сб.8. С. 73-83.

4. Мальков Б.А. Алмазы и золото девонских россыпей Среднего Тимана // Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: Материалы Всероссийского минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 153-155.

5. Мальков Б.А., Холопова М.Л. Кривогранные алмазы девонских россыпей Тимана и их вероятные коренные первоисточники // Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах: Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. С. 173-176.

6. Природа «туффизитов» Среднего Тимана в связи с проблемой коренных источников алмазов // Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Щербакова Т.Е. и др. М.: ЦНИГРИ, 2001. 50 с.

7. Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М., Силаев В.И. Комментарии к некоторым традиционным заблуждениям в генетических оценках алмазных месторождений уральского типа // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО РАН. Вып. 127). Сыктывкар. 2010. № 6. С. 92-113.

8. Щербаков Э.С. Конусы выноса в терригенных толщах фанерозоя Тимано-Уральского региона и связанные с ними полезные ископаемые // Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: Материалы Всероссийского минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 24-25.

9. Щербаков Э.С. О результатах изучения россыпи Ичетью с помощью разных методов обработки минералогической информации // Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: Материалы Всероссийского минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 20-23.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ (ЭМЗВП) ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ РУДНОЙ ГЕОФИЗИКИ

Ю.А. Давыденко

Институт земной коры СО РАН, НИИрГТУ, Иркутск, davidenkoya@gmail.com

Метод ЭМЗВП разрабатывается авторами технологии дифференциально-нормированного метода

электроразведки (к.т.н. Ю.А. Давыденко и др.) и специалистом в области применения статистических методов в геофизике д. ф.-м. н., профессором А.Ю. Давыденко. Этот метод предназначается в первую очередь для поисков рудных полезных ископаемых и решения задач инженерной геофизики. При внедрении дифференциально-нормированного метода электроразведки (ДНМЭ) в сухопутной и морской модификациях с целью обнаружения месторождений углеводородов за последние 13 лет в самых разнообразных геологических условиях современной цифровой аппаратурой было записано несколько десятков тысяч километров профилей [1, 6]. Вероятность удачного прогноза по данным комплексной интерпретации материалов ДНМЭ, каротажа и сейсморазведки, основанного на выделении аномалий вызванной поляризации в верхней части разреза, которые возникают за счет эпигенетических изменений над залежами углеводородов, составляет более 85% на суше и более 90% на море. Опыт, накопленный в нефтяной электроразведке, будет реализован разработчиками при решении задач рудной геофизики.

Идея ЭМЗВП заключается в максимально полном использовании информации от переходных процессов, возбуждаемых прямоугольными разнополярными импульсами, которые применяются в традиционных методах постоянного тока. Для этого разрабатывается новый способ измерения и обработки данных переходных процессов, полученных от заземленного источника тока многоэлектродной заземленной приемной линией с целью одновременного определения кажущегося удельного сопротивления среды, индукционной составляющей и эффектов вызванной поляризации геоэлектрического разреза с использованием робастного регрессионного анализа в сочетании с инверсией в рамках модели поляризующейся среды. Вместо того, чтобы подавлять индукционный эффект, являющиеся помехой для традиционных методов ВП, применение в ЭМЗВП современной системы регистрации и обработки позволяет записать их с минимальными искажениями. Разрабатывается аппаратура, основанная на прецизионных аналого-цифровых преобразователях (АЦП), с высокой частотой дискретизации (не менее 100 кГц) и разрядностью (не менее 24 бит) в сочетании с GPS-синхронизацией между источником тока и приемниками. Таким образом, регистрируется достаточное количество информации для проведения инверсии в рамках одномерных, 2.5 и 3-х мерных моделей с учетом частотной дисперсии электропроводности. В различных модификациях метода ВП измерительные установки и временные диапазоны подбираются таким образом, чтобы минимизировать вклад индукционных процессов, которые традиционно рассматриваются как мешающий фактор. В методе ЭМЗВП эти процессы используются для извлечения ценной информации о строении геоэлектрического разреза. Так при наличии в геологическом разрезе контрастных по проводимости объектов в процессе интерпретации не будут вноситься ошибки, поскольку вариации проводимости не будут ошибочно приниматься за изменения поляризационных свойств объектов поиска.

С точки зрения проведения полевых работ предлагаемая методика отличается высокой гибкостью и технологичностью. Вся аппаратура может транспортироваться вручную, наиболее тяжелая силовая аппаратура представлена модифицированным по нашей просьбе генератором ВП-1000 (разработки ООО НПК «Элгео») массой не более 10 кг, и электрогенератором на 2–3 кВт. Приемную аппаратуру для ЭМЗВП изготавливает ООО НПК «СибГеоСистемы», зарекомендовавшая себя многолетним сотрудничеством с ведущими электроразведочными компаниями в области разработки и внедрения приборов для импульсной электроразведки.

Помехозащищенность технологии обеспечивается углубленной обработкой полевого материала с применением следующих оригинальных робастных алгоритмов: подавление тренда в исходных данных, возникающего под влиянием теллурических токов и поляризации электродов; точечного удаления «атмосфериков» (выбросов в записи, возникших под влиянием грозовой активности), низкочастотной робастной фильтрации в двумерном скользящем окне, и т.д. Все алгоритмы прошли апробацию в программно-измерительном комплексе ДНМЭ [1,6]

Разрабатываемая методика отличается простотой и надежностью, свойственными для методов постоянного тока. На первом этапе предполагается использовать метод срединного градиента, позволяющего быстро, в течении недели, произвести площадную съемку участка с примерными размерами 2x2 км по сетке 50x50 м одновременно несколькими приемными комплектами от одной заземленной линии длиной около 3 км. Производится запись около 1000 точек, на которых помимо традиционного

кажущегося удельного сопротивления рассчитываются переходные процессы на нескольких десятках временных задержек. После выделения перспективных участков по результатам первого этапа возможно проведения второго этапа работ различными модификациями дипольного профилирования и зондирования, в том числе и по технологии ДНМЭ с использованием той же аппаратуры с целью уточнения геоэлектрических характеристик выделенных объектов.

Концепция технологии ЭМЗВП была сформирована при переобработке съемки, сделанной по технологии фазовых измерений вызванной поляризации (ИНФАЗ ВП) и выполненной ОАО «Алмазы Анабара» аппаратурой ИМВП производства ООО «Северо-Запад» на эталонном участке «Марс» Анабарского щита с целью поиска трубок взрыва [2,3,4]. Построенные в результате переобработки кажущегося удельного электрического сопротивления $R_{ок}$ отличаются высоким качеством, по сравнению с рассчитанными в штатном программном обеспечении, поставляемом в комплекте с аппаратурой. Кроме того, с целью экспрессного анализа полевого материала из переходных процессах удаляется эффект зависимости геометрического положения приемника относительно источника посредством применения современных методов робастной статистики. В результате отчетливо выделяется как трубка взрыва, выходящая на поверхность (рис. 1) так и находящаяся рядом небольшая трубка. Эта небольшая трубка, наличие которой так же подтверждено бурением, на карте $R_{ок}$ не видна, так как проникновение постоянного тока экранируется перекрывающей линзой льда в озерных отложениях [2].

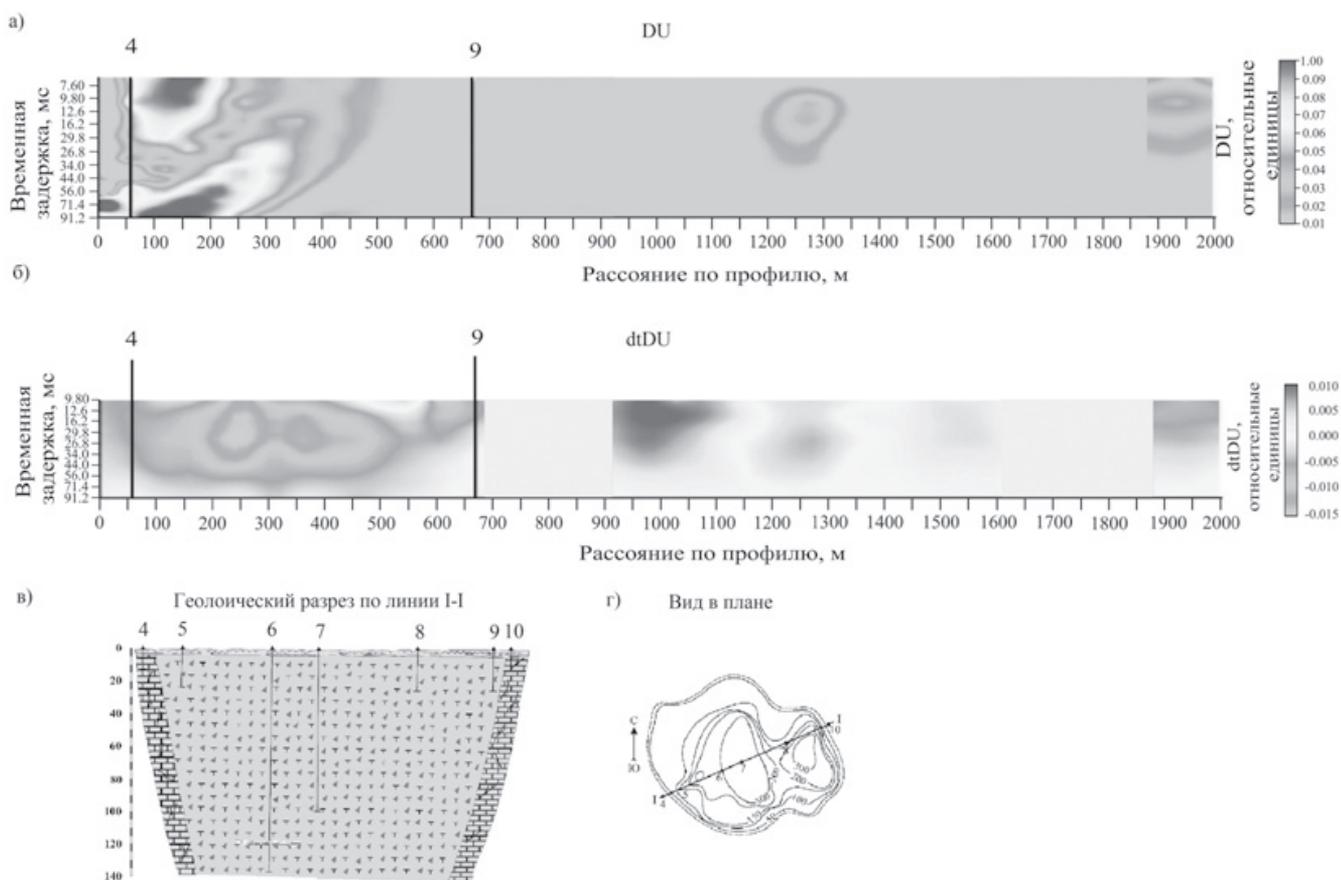


Рис. 1. Псевдоразрезы переходных процессов DU (а) и их временных производных $dtDU$ (б) по линии (I-I) после минимизации влияния эталонной модели и зависимости от геометрии установки с помощью робастной регрессии. Сопоставление с геологическим разрезом, построенным по результатам бурения (в), (г) - геометрия трубки в плане с линией профиля (I-I).

Применение робастного подхода в регрессионном анализе [7] позволяет снять тренд от источника без эффекта затягивания на резко выделяющихся значениях и подчеркнуть, тем самым, аномальные области. Наиболее яркий результат получен на поздней временной задержке в 70 мс после снятия влияния геометрии системы измерений посредством применения робастного регрессионного анализа

и одномерного моделирования с картой локальной составляющей магнитного поля, полученной в результате подавления интенсивных магнитных аномалий и эффекта рельефа в программе GeliosMI [2]. На картах и псевдорезах можно отделить влияние протяженного на глубину объекта от воздействия геоэлектрических близповерхностных неоднородностей.

На конечной стадии обработки полевого материала выполняется инверсия наблюдаемых кривых в параметры геоэлектрического разреза, рассчитанные с учетом частотной дисперсии электропроводности. Перед проведением опытных полевых работ на эталонном участке требуется собрать максимально полную априорную геолого-геофизическую информацию для построения типичных геоэлектрических моделей. Применение одномерных параллельно-слоистых геоэлектрических моделей позволяет перейти от кажущихся характеристик к проводимости горных пород, рассчитываемой с учетом ее частотной дисперсии. По результатам решения обратной задачи геоэлектрики строятся карты и разрезы послойного распределения параметров модели Cole-Cole (удельного электрического сопротивления ρ , поляризуемости η , постоянной времени τ и показателя степени c). Наши расчеты, проведенные для переработанных данных ИНФАЗ-ВП на участке «Марс» ОАО «Алмазов Анабара» заверены независимой экспертизой, проведенной д.т.н., профессором НГТУ М.Г. Персовой. Ей выполнено трехмерное моделирование в программном комплексе GeoEM [6], которое показало высокую чувствительность технологии ЭМЗВП к геоэлектрическим параметрам среды и возможность локализации трехмерных объектов. Для того, чтобы получить реалистичное распределение расчетных кривых на площади съемки, потребовалось модель поляризующегося проводящего объекта в верхней части разреза. Иное положение объекта не давало удовлетворительной сходимости теоретических и наблюдаемых кривых. Предлагаемая методика ЭМЗВП обеспечивает высокую плотность съемки и позволяет решать трехмерные обратные задачи для переходных процессов.

На конечной стадии обработки полевого материала выполнена инверсия наблюдаемых кривых в параметры геоэлектрического разреза, рассчитанные с учетом частотной дисперсии электропроводности. Применение одномерных параллельно-слоистых геоэлектрических моделей позволяет перейти от кажущихся характеристик к удельному электрическому сопротивлению горных пород, рассчитываемого с учетом его частотной дисперсии. По результатам решения обратной задачи геоэлектрики построены карты разрезы послойного распределения параметров модели Cole-Cole (удельного электрического сопротивления ρ , поляризуемости η , постоянной времени τ и показателя степени c). Трехмерное моделирование в программном комплексе показало высокую чувствительность технологии ЭМЗВП к геоэлектрическим параметрам среды и возможность локализации трехмерных объектов. Для того, чтобы получить реалистичное распределение расчетных кривых на площади съемки, потребовалось использовать модель поляризующегося относительно проводящего объекта, расположенного в верхней части разреза. Иное положение объекта не давало удовлетворительной сходимости теоретических и наблюдаемых кривых. Разрабатываемая методика ЭМЗВП обеспечивает высокую плотность съемки и позволяет решать трехмерные обратные задачи электромагнитных зондирований.

Интерес представляет комплексирование данных МПП, записанных на том же участке, с результатами ЭМЗВП путем одновременной минимизации суммарной функции невязки от кривых для обоих методов в программных комплексах Mag3 1D и GeoEM, с целью выбора в рамках единой модели.

Выводы, сделанные для объектов типа «трубка взрыва» распространяются и на другие объекты поиска в рудной геофизике. Как правило, частотная дисперсия электропроводности в районе рудных тел существенно отличается от вмещающих пород, что позволяет их обнаруживать технологией ЭМЗВП. За счет использования заземленных источника и приемника метод обладает высокой чувствительностью к выявлению неоднородностей в геоэлектрическом разрезе по сравнению с индукционными источниками возбуждения и приема. Высокая частота дискретизации разрабатываемой аппаратуры обеспечивает полосу прозрачности более 40 кГц, что делает возможным изучение процессов становления поля для пород верхней части разреза, начиная с первого десятка метров. Применение технологии ЭМЗВП для инженерно-геологических изысканий существенно повысит информативность традиционно применимых в малоглубинной геофизике методов постоянного тока, и позволит делать выводы о вещественном составе отложений. Многолетнемерзлые породы, широко распространенные в северных регионах России, экранируют проникновение постоянного тока, и накладывают существенные

ограничения на глубинность исследований. Использование информации об индукционной составляющей электромагнитного поля делает эти высокоомные экраны прозрачными для методики ЭМЗВП, что говорит о перспективности ее применения в комплексе геофизических методов для инженерно-геофизических изысканий в условиях Сибири и Дальнего Востока.

Автор выражает свою искреннюю благодарность следующим участникам проекта, без активного участия которых было бы невозможно достижение описанных выше результатов: профессору А.Ю. Давыденко за разработку алгоритмов робастной регрессии для анализа данных переходных процессов; д.т.н., профессору М.Г. Персовой за выполненное трехмерное моделирование и верификацию материалов, С.В. Яковлеву за неоценимый вклад в обработку первичных данных; И.Ю. Пестереву за разработку программы одномерной инверсии и проявленной настойчивости в достижении геологически непротиворечивых результатов моделирования; начальнику отдела геофизических исследований ОАО «Алмазы Анабара» П.А. Попкову за активную позицию по внедрению технологии ЭМЗВП, ведущим геофизикам ОАО «Алмазы Анабара» И.С. Куприянову и С.В. Слепцову за предоставление полноценных первичных данных и ответственный подход к проведению полевых работ; С.А. Давыденко и А.В. Новопашиной за кропотливую работу над графическими приложениями.

1. Грайвер А.В., Давыденко А.Ю., Давыденко Ю.А., Иванов С.А., Легейдо П.Ю. Статистический подход к обработке и анализу высококоррелированных данных морской электроразведки // Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Москва: ИФЗ РАН, 2010. С. 111-115.

2. Давыденко Ю.А., Давыденко А.Ю., Куприянов И.С., Пестерев И.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В. и др. Эффект интеграции робастного регрессионного анализа с инверсией для переходных процессов в методе срединного градиента при изучении трубок взрыва на Анабарском щите // Материалы 38-й сессии международного научного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Воронеж: ВГУ, 2012. С. 104-108.

3. Давыденко Ю.А., Давыденко А.Ю., Персова М.Г., Трусов А.А., Попков П.А. Интеграция статистического подхода и трехмерного моделирования при обработке и интерпретации данных электромагнитных зондирований (метод электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (ЭМЗВП), аэроэлектроразведка) // Тезисы доклада на 2-ой международной научно-практической конференции «Геобайкал 2012», 20-24 августа 2012 г, Иркутск, электронный ресурс <http://www.earthdoc.org>, М2, С. 1-5.

4. Давыденко Ю.А. Комплексирование высокоразрешающих геофизических методов и создание лаборатории этого направления (ИрГТУ, Иркутск) // Тезисы доклада на 79-ой сессии Научно-методического совета технологии поисков и разведки твердых полезных ископаемых (МНС ГГТ) Минприроды России по тематике «Достижения и перспективы в области инновационных разработок для геофизических исследований в составе ГГР», 30 ноября-1 декабря 2011 г. СПб: ФГУНПП «Геологоразведка», 2011. С. 18-20.

5. Персова М.Г., Соловейчик Ю.Г., Тригубович Г.М. Компьютерное моделирование геоэлектромагнитных полей в трехмерных средах методом конечных элементов // Физика Земли. 2011. Т. 47, № 2. С. 3-14.

6. Veeken P.C.H., Legeydo P.Y, Davydenko Yu.A., Ivanov S.A., Kudryavceva E.O., Chuvaev A.A. Benefits of the induced polarization geoelectric method to hydrocarbon exploration // Geophysics. 2009. V. 74, № 2. P. 47-58.

7. Hubert M., Rousseeuw P.J., Van Aelst S. High-Breakdown Robust Multivariate Methods // Statistical Science. 2008. V. 23, N. 1. P. 92-119.

ИНТЕРМЕТАЛЛИДЫ AU-AG-HG В РУДАХ КОНЕВИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Б.Б. Дамдинов¹, П.А. Рошкеттаев², С.В. Канакин¹

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, damdinov@gin.bsnet.ru

²ООО «Рифей», Улан-Удэ

Коневинское золоторудное месторождение расположено в юго-восточной части Восточного Саяна, в пределах Окинской структурно-формационной зоны. Месторождение пространственно приурочено к массиву гранит-гранодиоритового состава, отнесенного к таннуольскому комплексу нижнего палеозоя. Массив прорван дайками основного и среднего состава «субвулканической фазы» илейского вулканогенного комплекса девона. Гранитоиды таннуольского комплекса в рудоконтролирующих зонах изменены в условиях кварц-серицитовая фации метасоматоза. По данным ООО «Хужир Энтэрпрайз», ведущем разведку этого месторождения, дайки являются внутрирудными – пересекаются рудоконтролирующими зонами, и в этом случае, изменены метасоматическими процессами, либо пересекают зоны и рудные тела, оставаясь практически неизменными.

Золотое оруденение связано с зонами березитизации, преимущественно локализуется в кварцевых жилах и прожилках, а также в рудных березитах. По морфологии рудные тела относятся к жилкообразным телам. Протяженность отдельных жил достигает первых километров при малой мощности (первые сантиметры).

Месторождение имеет специфический минеральный состав руд. Главные минералы руд – пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, тетрадимит, молибденит, второстепенные – айкинит, теллуриды (петцит, гессит, силванит, алтаит, колорадоит), самородное золото. Здесь следует отметить, что примерно в половине проанализированных зерен самородного золота присутствуют примеси Hg от 1.64 до 6.51 мас. %.

Минералы Au-Ag-Hg обнаружены в кварц-карбонат-блекловорудной жиле, локализованной в дайке лиственитизированных пород основного состава, расположенной на западном фланге рудного поля. Дайка лиственитов залегает в мраморизованных известняках иркутской свиты. Мощность дайки 2.5 м, простирание северо-восточное (аз.прост. 65-75°), падение вертикальное.

Рудная жила мощностью 0.1-0.3 м залегает в средней части дайки и прослеживается вдоль неё на расстоянии 14 м и далее перекрывается осыпями. Содержания рудообразующих компонентов в жиле по результатам анализов бороздовых проб достигают: Au – 24.9 г/т, Ag – 528.6 г/т, Cu – 22.16 мас. %, Zn – 3.3 мас. %, Cd – 0.055 мас. %, Bi – 0.029 мас. %.

Руды сложены агрегатом блеклых руд с редкими включениями сульфидных минералов: пирита и халькопирита. Среди блеклых руд диагностированы несколько разновидностей, согласно современной классификации (Моёloetal., 2008), соответствующие следующим минеральным видам: хакиту, тетраэдриту, серебросодержащему тетраэдриту, теннантит-тетраэдриту. Тетраэдрит характеризуется постоянным присутствием примесей Fe – до 2.78 мас. % и Zn – до 5.54 мас. %, кроме того, в большинстве проанализированных зерен присутствует Ag – до 9.58 мас. %. Содержания As в тетраэдрите не превышают 6 мас. %. Серебросодержащий тетраэдрит отличается значительно повышенными концентрациями Ag до 18.92 мас. % (до 3.07 к. ф.). В теннантит-тетраэдрите, содержания таких примесей как Ag и Zn относительно понижены, в то же время увеличивается концентрация Fe (6.05 мас. %).

Минералы системы Au-Ag-Hg слагают мелкие, преимущественно каплевидные, округлые или треугольные, редко дендритовидные эмульсионные выделения светло-желтого цвета, небольшого (до 0,05 мм) размера, в агрегате блеклых руд, реже в зернах кварца среди блеклых руд. Морфология зерен минералов системы Au-Ag-Hg, а также отсутствие следов корроирования сульфидов интерметаллидами Au-Ag-Hg состава свидетельствует о совместной кристаллизации этих минералов и выпадении ртутистого золота из растворов, формирующих блекловорудную минеральную ассоциацию.

Содержания Hg варьируют от 3.02 до 35.57 мас. %, отмечаются редкие округлые зерна самородного золота пробностью 816-820‰, не содержащие примесей Hg. Большинство Au-Ag-Hg минералов содержат примеси Cu до 2.83 мас. %. Au/Ag отношение в минералах варьирует от 0.28 до 14.11 при среднем отношении – 2.06.

Отмечается отчетливая отрицательная корреляция в парах Au-Ag и Au-Hg, тогда как соотношения Ag-Hg показывают явную положительную корреляцию. Корреляционные зависимости Cu не так отчетливы, однако можно отметить слабую отрицательную корреляцию в паре Au-Cu и слабую положительную – в паре Hg-Cu, тогда как в паре Ag-Cu никакой зависимости не отмечается. Такие соотношения свидетельствуют о том, что в структуре минерала Cu и Hg замещают Au. На диаграммах отчетливо обособляются два тренда, интерпретирующиеся как тренды составов интерметаллидов Au-

Ag-Hg и минералов, объединенных под общим названием «ртутистое золото», среди которых можно выделить ртутисто-золотистое серебро (α -(Ag, Au, Hg)), золотисто-ртутистое серебро (α -(Ag, Hg, Au)), серебристо-ртутистое золото (Васильев, 2004).

Сведения о находках самородного золота с концентрациями Hg до 10 мас.% достаточно многочисленны, однако выше 10 мас.% - большая редкость. Как известно, золото с содержанием ртути более 20 мас.% представляет собой интерметаллическое соединение, поскольку предел растворимости Hg в Au составляет 19.8 ат.% при 419°C, тогда как предел растворимости Hg в Ag ограничен 52 мас.% (Васильев, 2004; Okamoto, Massalsky, 1989). Имеющиеся фазовые диаграммы разработаны для систем Au-Hg и Ag-Hg (Козловский и др., 1971; Малышев, Румянцев, 1979; Brown, 1960; Okamoto, Massalsky, 1989), тогда как для тройной системы Au-Ag-Hg диаграмма фазовых равновесий не разработана, следовательно, остается неизвестным влияние Ag на растворимость Hg в Au.

Эти различия слагают различные поля составов и на тройной диаграмме Au-Ag-Hg, где вынесены составы известных минеральных фаз Au, Ag и Hg. Имеет место некоторый разрыв смесимости в районе 10 – 12 мас.% Hg.

Единственным гипогенным минералом состава Au-Ag-Hg, имеющим собственное название является вейшанит $(Au, Ag)_3Hg_2$, обнаруженный в провинции Хэнань в Китае (Yuheng et al., 1984). Остальные минеральные виды системы Au-Ag-Hg диагностируются как амальгамиды Au и Ag, либо же разделяются по соотношениям главных элементов, например, золотисто-ртутистое серебро или серебристо-ртутистое золото и т.д. В то же время, известно относительно большее количество минералов состава Ag-Hg в разных соотношениях, такие как юйгенит, луаньхэит, мошелландсбергит, шахнерит, парашахнерит однако примеси Au в них незначительны (Васильев, 2004).

Трудно представить, что различия в составах соединений Au-Ag-Hg связаны с различными условиями формирования последних, поскольку, по минеральному составу макрокомпонентов и взаимоотношениям рудных минералов видно, что формирование руд данного типа происходило в результате единого процесса и значительных изменений физико-химических условий в ходе рудообразования не происходило. Отсюда можно сделать вывод, что при одних и тех же условиях могут формироваться соединения Au-Ag-Hg с разными соотношениями минералообразующих компонентов. Здесь следует иметь в виду, что наблюдаемая неоднородность минеральных выделений Au-Ag-Hg минералов может быть связана с распадом твердых растворов, что, однако не может быть единственным объяснением наблюдаемых взаимоотношений интерметаллидов. Выделение обнаруженных интерметаллидов Au-Ag-Hg в качестве новых минеральных видов затруднительно, поскольку, как было показано выше, минеральные зерна неоднородны по составу, а изменения химического состава интерметаллидов зачастую происходят постепенно, что иллюстрирует диаграмма Au-Ag-Hg. Так, точки составов минералов, приведенных под общим названием «ртутистое золото», формируют непрерывный тренд. Точки составов интерметаллидов Au-Ag-Hg формируют несколько прерывистый, но также единый тренд.

Примеси Hg в самородном золоте известны, чаще всего, в месторождениях, связанных с основными-ультраосновными породами, вулканогенных золото-серебряных и телетермальных золото-сурьмяно-ртутных месторождениях островодужных вулcano-плутонических ассоциаций, а также в россыпных месторождениях золота (Борисенко и др., 2006; Дамдинов и др., 2004; Жмодик и др., 2008; Литвиненко, 2004; Мурзин и др., 1981; Назьмова, Спиридонов, 1979; Leistelet al., 1998; Nisten, 1986). Чаще всего, Hg-содержащие месторождения приурочены к границам плит, либо к глубинным разломам. Источниками рудных компонентов таких объектов являются мантийные флюиды, поступающие по глубинным разломам в пределах границ литосферных плит, что подтверждает известный факт о ртутной дегазации мантии (Озерова, 1986).

Находка Hg-содержащих минералов в рудах Коневинского золоторудного месторождения свидетельствует о том, что формирование золотого оруденения происходило при влиянии глубинного вещества. Об этом свидетельствуют также и изотопные составы S из сульфидных минералов месторождения. Синрудные дайки, являющиеся подводными каналами для рудообразующих флюидов маркируют зоны глубинных разломов. Своеобразная Au-Bi-теллуридная, с молибденитом и минералами Cu, минерализация месторождения является характерной для золото-медно-молибден-порфировых систем.

Верхние части таких систем представлены вулканическими постройками с сульфидными залежами,

на более низких уровнях проявлено штокверковое золото-серебряное оруденение, на периферии которого локализуются полиметаллические руды (Кривцов и др., 1986).

Геолого-структурная позиция Коневинского месторождения в целом соответствует указанной схеме. Действительно, золотое оруденение локализуется в субвулканических дайках, эффузивах и гранитоидах, а на периферии массива обнаружены полиметаллические (блекловорудные) залежи. В таком случае, месторождение представляет собой верхний горизонт золото-медно-молибден-порфировой рудно-магматической системы, что расширяет перспективы выявления промышленного оруденения на более глубоких горизонтах.

1. Борисенко А.С., Наумов Е.А., Оболенский А.А. Типы золото-ртутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, №3. С. 342-354.
2. Васильев В.И. Минералогия ртути. Ч. I. Самородные металлы и их твердые растворы, амальгамиды, арсениды, антимониды, теллуриды, селениды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 150 с.
3. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 304 с.
4. Козловский М.Т., Зебрева А.И., Гладышев В.П. Амальгамы и их применение. Алма-Ата: Наука, 1971. 392 с.
5. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфиновые месторождения мира. М.: Недра, 1986. 236 с.
6. Литвиненко И.С. Серебряно-золотые амальгамы в россыпях Утинского узла (Северо-Восток России) // Вестник ДВО РАН. 2004. №5. С. 100 – 109.
7. Малышев В.М., Румянцев Д.В. Золото. М.: Металлургия, 1979. 287 с.
8. Мурзин В.В., Покровский П.В., Молошаг В.П. Ртуть в самородном золоте Урала и её типоморфное значение // Геология рудных месторождений. 1981. №4. С. 86-91.
9. Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М. Ртутистое золото // Докл. АН СССР. 1979. Т. 26, №3. С. 702-705.
10. Озерова Н. А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 232 с.
11. Brown J. V. Solubility of Gold in Mercury // Journal of Chemical Education. 1960. V. 37, N 8. P. 415-416.
12. Leistel J. M., Marcoux E., Deschamps Y., Joubert M. Antithetic behaviour of gold in the volcanogenic massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt // Miner. Deposita. 1998. V. 33, N 1-2. P.82-97.
13. Moëlo Y., Makovicky E., Mozgova N.N., Jambor J.L., Cook N., Pring A. et al. Sulfosalt systematics: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy // Eur. J. Mineral. 2008, V.20. P. 7-46.
14. Nisten P. Gold in the volcanogenic mercury-rich sulfide deposit Langsele, Skellefte ore district, northern Sweden // Mineral. Deposita. 1986. N 21. P. 116-120.
15. Okamoto H., Massalsky T. B. The Au-Hg (Gold-Mercury) System // Bulletin of Alloy Phase Diagrams. 1989. V. 10, N 1. P. 50-58.
16. Yuheng Li, Shan Ouyang, Peixie Tian. Weishanite – a new gold-bearing mineral // Acta Mineral. Sin. 1984. N 2.P. 102-105.

СОРБЦИОННЫЕ СВОЙСТВА МОДИФИЦИРОВАННЫХ ЦЕОЛИТОВ

Б.В. Дампилова

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

Изучение химических и физических свойств природных цеолитов для нашего региона является перспективным направлением, поскольку на территории Забайкалья сосредоточено до 70% запасов природных цеолитов России. Крупными месторождениями Забайкалья являются Холинское и Шивиртуйское месторождения клиноптилолита, выявлено Гавриловское проявление клиноптилолита, Мухор-Талинское месторождение морденита. Кроме того, цеолитовая минерализация широко развита в Бурятии в базальтоидах Малохамардабанского, Тугнуйского и, особенно, Маргинтуйского вулкани-

ческих полей, геологический, минералогический, химический и технологический аспекты которых были детально изучены ранее [2,3].

Изучению геологии цеолитов Холинского месторождения посвящено множество работ [1, 7, 9]. Месторождение расположено в пределах Хилокской депрессионной зоны Западного Забайкалья на расстоянии 45 км северо-западнее от железнодорожной станции Могзон Читинской области. Сопутствующими минералами в цеолитовом туфе Холинского месторождения являются иногда гейландит, морденит, из нецеолитовых минералов – монтмориллонит, селадонит, кварц, кристобалит, опал, адуляр [1]. Среднее содержание цеолита в породе около 60%, максимальное 80-90%. Влажность 8-10%, твердость по шкале Протодяконова 3-4. Распределение клиноптилолита в рудах выдержанное. Разведанные запасы цеолитов составляют 400 млн. т, прогнозные ресурсы – более 600 млн.т.

Мухор-Талинское месторождение представляет собой единственное в Забайкалье и во всей Монголо-Охотской зоне морденитовое месторождение, которое представляет большой практический интерес [10]. Оно находится в Заиграевском районе Республики Бурятия в 80 км восточнее г. Улан-Удэ [3] и было известно сначала как перлитовое, цеолиты были обнаружены в конце 80-х гг. Основным цеолитовым минералом является морденит, сопутствует ему клиноптилолит, а также гидрослюды, смектиты, адуляр, кристобалит, реже монтмориллонит. Руды содержат от 38% до 86-90% цеолита. Запасы сырья составляют 63,7 млн. т, прогнозные ресурсы – 100 млн.т. Месторождение отнесено по размерам ко 2-ой группе [12].

В более ранних работах нами были исследованы сорбционные свойства цеолитовых туфов Холинского, Гавриловского и Мухор-Талинского месторождений [4-6].

В данной работе представлены исследования по нахождению химического модификатора с целью получения сорбента с максимальной емкостью по ионам лантана. Для этого была проведена обработка клиноптилолитового туфа Холинского месторождения различными неорганическими и органическими реагентами: хлориды кальция и натрия, железосерноокисное семиводное, трилон Б, сульфат аммония, щавелевая кислота, алюмокалиевые квасцы, железоаммонийные квасцы, аскорбиновая кислота, аммиак, иодистый калий, гидроксид натрия, калий-натрий виннокислый. Образец клиноптилолитового туфа, модифицированный полигексаметиленгуанидином (ПГМГ), получен от Кац Э.М. (Институт геохимии, г. Москва).

Образцы клиноптилолитового туфа массой 1 г с диаметром зерен 1-2 мм контактировали с 50 мл 0,1 н. раствора реагента в течении 3 суток. После промывания и высушивания образцов они помещались в 0,03 н раствор нитрата лантана на 7 суток в статических условиях. Полученные результаты представлены в табл. 1.

Табл. 1
Влияние природы модификатора на емкость клиноптилолитового туфа

№	Модификатор	Емкость клиноптилолитового туфа, мг /г
1	NaOH - гидроксид натрия	6
2	NH ₃ - аммиак	4,4
3	KJ- иодистый калий	2,7
4	FeSO ₄ ·7H ₂ O– железосерноокисное семиводное	1,8
5	(NH ₄) ₂ SO ₄ – сульфат аммония	4,0
6	C ₁₀ H ₁₄ O ₈ N ₂ Na ₂ ·2H ₂ O- трилон Б	3,4
7	H ₂ C ₂ O ₄ ·2H ₂ O –щавелевая кислота	5,2
8	C ₄ H ₄ O ₆ KNa·4H ₂ O – калий натрий виннокислый	3,2
9	(NH ₄)Fe(SO ₄) ₂ ·12H ₂ O – железоаммонийные квасцы	2,5

10	$KAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$ – алюмокалиевые квасцы	2,3
11	$C_6H_8O_6$ – аскорбиновая кислота	2,3
12	ПГМГ - полигексаметиленгуанидин	8,8
13	Без модификатора	8,0

Наибольшая емкость по нитрату лантана отмечается при модифицировании цеолитового туфа полигексаметиленгуанидином ПГМГ и составляет 8,8 мг/г. При этом емкость цеолитового туфа без обработки равна 8 мг/г. Остальные реагенты способствуют снижению емкости поглощения лантана. Из-за небольшого различия в значениях емкости (0,8 мг/г) необработанного и модифицированного клиноптилолитового туфа были проведены дополнительные эксперименты с образцами цеолитов без модифицирования, в которых варьировалась концентрация раствора и диаметр зерна сорбента. Выяснилось что с уменьшением диаметра зерна туфа до 0,25-0,5 мм емкость увеличивается до 14 мг/г (табл. 2). Равновесие устанавливается при концентрации раствора 0,03 н (рис. 1). Дальнейшее повышение концентрации раствора до 0,05 н не оказывает влияния на емкость туфа.

Табл. 2

Зависимость емкости клиноптилолитового туфа от диаметра зерен и концентрации раствора нитрата лантана

концентрация раствора	0,01н	0,03н	0,05н
диаметр зерна			
0,25-0,5мм	8,4	13,0	14,0
1-2 мм	6,8	13,2	13,0
2-3 мм	5,0	6,0	6,1

Для сравнения проведен опыт с синтетическим цеолитом при следующих условиях: размер зерен 2-3 мм, концентрация раствора нитрата лантана 0,03 н., время контакта составляло 7 суток. Значение емкости синтетического цеолита типа СаА по ионам лантана составило 18 мг/г. Повышение концентрации раствора нитрата лантана до 0,05 н. увеличивает емкость синтетического цеолита в отличие от природного туфа (рис. 1).

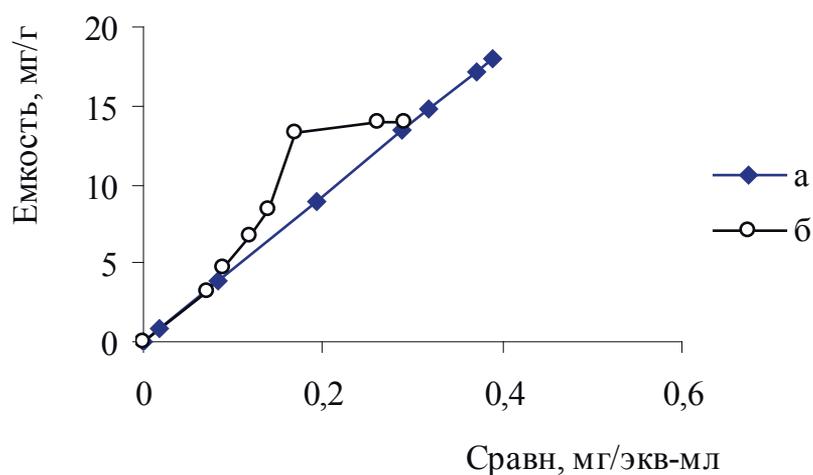


Рис. 1. Изотермы сорбции ионов лантана из раствора нитрата лантана на синтетическом цеолите СаА с диаметром зерен 2-3 мм (а) и клиноптилолитовом туфе с диаметром зерен 0,25-0,5 мм (б) при 20°С.

Полученные результаты позволяют рассматривать клиноптилолитовый туф как эффективный сорбент по извлечению ионов лантана. Клиноптилолитовый туф может найти применение в качестве геохимического барьера при содержании ионов лантана и других редкоземельных элементов не более

0,05 н (2,3 г/л). Обзор литературных данных по загрязнению подземных и поверхностных вод редкоземельными элементами по Забайкалью и Дальнему Востоку выявил, что загрязнения по данным элементам достигают максимального значения 217 мкг/л [8]. При этом в России значения ПДК для природных (питьевых) вод установлены только ориентировочные допустимые уровни санитарно-токсикологического показателя 2-го класса опасности для Sm (24 мкг/л), органолептического показателя для Eu (300 мкг/л) [8], содержание в пресной воде Ce не более 0,05 мг/л и La 0,01 мг/л [11].

Таким образом, несмотря на невысокую сорбционную емкость по сравнению с синтетическим цеолитом, использование природного цеолита в нашем регионе при определенных условиях может быть целесообразнее, поскольку природные цеолиты отличаются низкой стоимостью и крупными запасами месторождений.

1. Боярская Р.В., Магер А.В., Наседкин В.В. и др. Минералогия и генезис клиноптилолитов Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1988. №12. С.82-92.

2. Гордиенко И.В., Жамойцина Л.Г., Зонхоева Э.Л. и др. Цеолитоносность базальтов Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 96 с.

3. Гордиенко И.В., Жамойцина Л.Г. Маргинтуйское месторождение цеолитов // Месторождения Забайкалья. Т.1, кн.2. М.:Геоинформмарк,1995. 302 с.

4. Дампилова Б.В., Зонхоева Э.Л., Новокрещенных Л.Л. Кинетика и равновесие извлечения ионов лантана из растворов природными клиноптилолитсодержащими туфами Забайкалья // Эколого-безопасные технологии освоения недр Байкальского региона: современное состояние и перспективы. Материалы всероссийской научно-практической конференции. Улан-Удэ, 2000. С. 202-204.

5. Дампилова Б.В., Зонхоева Э.Л. Концентрирование ионов лантана (III) клиноптилолитсодержащими туфами Забайкалья // Новые экологически безопасные технологии для устойчивого развития регионов Сибири. Материалы всероссийской научно-практической конференции с международным участием. Улан-Удэ, 2005. Т.II. С. 85-93

6. Зонхоева Э.Л., Дампилова Б.В., Санжанова С.С. О роли природных цеолитсодержащих туфов в решении отдельных проблем геохимии техногенеза // Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии. Труды международной научной конференции, посвященной 75-летию юбилею гидрогеохимии. Томск, 2004. С. 297-299.

7. Ключанский Н.Г. Генетические типы цеолитов на юге Сибирской платформы и прилегающих частях складчатого обрамления // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск: ТУ НТГО, 1979. С.117-118.

8. Козлов С.А. Редкоземельные элементы как индикаторы загрязнения пресных природных вод (на примере Дальневосточного региона) // Проблемы поисковой и экологической геохимии Сибири. Материалы научной конференции. Томск, 2003. С 232-234.

9. Коробов А.Д., Ульзутуев Н.М. Некоторые особенности формирования высококремнистых цеолитов Холинского месторождения перлитов Бурятии // Геология и геофизика. 1985. №2. С. 129-136.

10. Коробов А.Д., Ульзутуев Н.М. Морденитовые цеолитолиты месторождения Мухор-Тала. (Происхождение, состав, последующие изменения). Саратов, 1987. 108 с.

11. Рыбальский Н.Г., Жакетов О.Л., Ульянова А.Е., Шепелев Н.П. Экологические аспекты экспертизы изобретений. М.: ВНИИПИ, 1989. Ч.1. 138 с.

12. Толстопятов С.И., Приходько В.И. Геологическое строение месторождений цеолитизированных туфов Бурятской АССР // Перспективы применения цеолитсодержащих туфов Забайкалья. Чита, 1990. С. 11-19.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ВОДЫ И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СОЛЕННЫХ ОЗЕР ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Р.Ш. Донгак¹, Ч.К. Ойдуп¹, С.С. Шацкая²

¹Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, giatran@yandex.ru

²Институт химии твердого тела и механохимии СО РАН, Новосибирск

Изучение макро- и микрокомпонентного состава соленых озер Юго-Восточной Тувы представляет интерес в связи с присутствием в регионе щелочно-ультраосновных и щелочно-гранитоидных пород среднего и позднего палеозоя, а также литий-фтористых гранитов среднего палеозоя в Западной Туве. Центральная и Восточная Тува представлены дайковыми поясами, карбонатитовыми массивами мезозоя и полями кайнозойских щелочно-базальтовых вулканитов соответственно [5].

Бессточные минерализованные озера и солончаки в пределах Тувы находятся на территории Убсунурской, Тувинской, Уюкской и Тоджинской котловин. Озера Шара-Нуур, Дус-Холь, Бай-Холь и солончак Каък-Холь находятся в пределах Убсунурской котловины. В геологическом плане это западная часть Тувино-Монгольского массива.

По происхождению изучаемые озера скорее являются останцами древних водных бассейнов. Накопление солей связано с континентальным засолением. Питаются атмосферными осадками (Дус-Холь), подземными водами, атмосферными осадками и родниками (Шара-Нуур, Бай-Холь). Кроме того, общими чертами данных озер являются их расположение в днищах бессточных впадин в зонах сухого климата, резкие колебания температур, высокие значения минерализации вод, небольшая глубина. Было интересно изучить также питающие эти озера подземные воды как источники поступления микроэлементов. Также впервые определены содержания широкого круга химических элементов в донных осадках озер.

Макрокомпонентный состав соленых озер Тувы ранее изучали разные авторы [1,3, 4, 6]. При этом микрокомпонентный состав не исследовался. В настоящей работе приводятся первые предварительные результаты по содержанию лития и других микроэлементов в водах и донных отложениях озер на территории тувинской части Убсунурской котловины. Одновременное опробование вод и донных отложений озер проводилось в 2011 и 2012 гг.

Оз. Шара-Нуур. Вода озера прозрачная, обладает слегка бледно-желтоватым оттенком, на вкус соленая. Отложения представлены белой глиной со слабым сероводородным запахом. На поверхности отложений белый налет соли, на дне гнезд отмечаются прослойки соли. Берег озера илистый, шириной до 1,0 м. Шара-Нуур относится к сульфатному натриевому (мирабилитовому) химическому типу озер с высоким содержанием хлорид-иона. Минерализация колеблется от 16,45 (мелкие озерки) до 19,51-22,07 г/л (в самом озере). Вода имеет слабощелочную среду с рН 9,15. Пробы воды и донных отложений отбирались по одному профилю от берега к середине озера на глубинах 1 м, 3 м и 5 м (пробы Шара-Нуур 1 м, Шара-Нуур 3 м, Шара-Нуур 5 м). В 50 метрах от озера отобрана вода из пресноводной скважины (проба Пресноводная скважина), а также пробы донного осадка и воды из пресноводного озера в 250 м от Шара-Нуура (проба Пресное озеро).

Оз. Бай-Холь. Вода в озере прозрачная, соленая, без цвета и запаха. По составу солей озеро аналогично Шара-Нууру, относится к сульфатному натриевому типу с минерализацией до 27,43 г/л. Вода озера имеет слабощелочную среду с рН около 8,80. Вдоль северо-восточной береговой линии выходят многочисленные холодные минерализованные и пресные источники. Пресные источники имеют минерализацию около 0,29 г/л (проба Источник 1 Бай-Холь), а минерализованные – 26,32 г/л (проба Источник 2 Бай-Холь). Озерные воды и донные отложения отбирались в трех точках: западное, северное и восточное побережья (пробы Бай-Холь западный берег, Бай-Холь северный берег, Бай-Холь восточный берег). Донные отложения и грунты восточной оконечности озера представлены тонко-, среднезернистыми песками. По природе донного материала западное и северное побережья похожи и представляют собой тонкий ил.

Оз. Дус-Холь. Большая часть озера представлена солончаком, площадь водоема около 0,35 км², глубина 0,3-0,5 м. Вода озера прозрачная, без цвета и запаха, представляет собой крепкий рассол с минерализацией 233,02-318,20 г/л с преобладанием хлорида натрия. На дне водоема самосадочная соль белого цвета. По химическому составу озеро относится к хлоридному натриевому (галитовому) типу. Минеральный состав самосадочных солей представлен мирабилитом, глауборитом, гипсом, галитом и сильвинитом. В отличие от сульфатных озер (Шара-Нуур, Бай-Холь) содержание кальция и магния здесь является повышенным (0,28 и 5,12 г/л, соответственно). Были представлены данные по содержанию брома (0,423 г/л), борной кислоты (0,077 г/л). На озере отмечался водоток высокой минерализации с

глубиной, о чем свидетельствует повышенная минерализация воды в скважинах [3]. Вода и донные осадки отбирались в трех точках (пробы Дус-Холь 1, Дус-Холь 2, Дус-Холь 3).

Солончак Каък-Холь. В 2 км к востоку от оз. Дус-Холь находится солончак Каък-Холь, площадью около 0,25 км². Пробы тонкодисперсных глинистых осадков отобраны по одному профилю в трех точках (пробы Солончак Каък-Холь 1, Солончак Каък-Холь 2, Солончак Каък-Холь 3).

Источники и озерные воды

Изученные подземные воды являются пресноводными с минерализацией менее 1 г/л, за исключением питающих соленых источников с северо-восточного берега Бай-Холя (табл. 1). В случае с озером Бай-Холь, пресный источник, судя по анализам, является основным источником РЗЭ, сурьмы, цинка, никеля, кобальта. В составе минерализованного источника в озеро поступают хром, медь, а также микрокомпоненты бор, бром, мышьяк, селен, литий, уран. Компактное расположение питающих источников на одной оконечности водоема сказалось на различиях в микрокомпонентном составе воды в пределах озера и, в меньшей степени, донных отложений.

Содержания большинства микроэлементов в изученных озерах оказались низкими. Так, концентрация лития в озере Дус-Холь около 0,4 мг/л, бора и брома – 25,0 и 35,0 мг/л соответственно. Диапазон содержания лития в озерах Южной Сибири составляет 0,02-0,63 [2]. Содержание урана в озерах находится в пределах 0,005-0,073 мг/л.

Донные осадки соленых озер

В распределении микроэлементов в донных осадках важную роль играет гранулометрический состав терригенного материала. Для озера Шара-Нуур характерны повышенные содержания Pb, Sr, Br, J (табл. 2). Урана содержится до 20 г/т в пробе ила, отобранного с глубины 5 метров, хотя на меньших глубинах содержание пониженное. Подобная картина наблюдается для озера Бай-Холь, где пробы отбирались на северной, восточной и западной побережьях, отличающихся составом терригенного материала. Повышенные содержания урана обнаружены только на северном и западном берегах с тонкодисперсным составом донных осадков.

Содержание Li в осадках озера Дус-Холь составляет 9,1-16,2 г/т. Для сравнения в донных осадках соленых озер Южной Сибири содержится 4-29 г/т лития [2]. Содержание урана колеблется от 1,3 до 10,0 г/т. Аналогично другим изученным озерам наблюдаются повышенные содержания Sr, Br, J, а также некоторое повышение Pb и As.

В глинистых осадках солончака Каък-Холь наблюдаются аномально высокие содержания U, Sr, Br, J по сравнению с соответствующими кларками для осадочных пород. Повышенные концентрации можно объяснить глинистым материалом и испарительным концентрированием.

Таким образом, исходя из полученных результатов, можно заключить, что для соленых озер тувинского участка Увсунурской котловины характерны низкие содержания большинства микроэлементов. Содержания лития в воде и донных отложениях находятся на уровне озер Южной Сибири. В донных осадках изученных озер повышены содержания стронция, брома, иода. Питающие одно и то же соленое озеро источники могут иметь разный макро- и микрокомпонентный состав и вносить соответствующий вклад в формирование химического состава озера.

1. Аракчаа К.Д. Слово об аржаанах Тувы. Кызыл: ПолиКом. 1995. 24 с.

2. Владимиров А.Г. и др. Сравнительный анализ литиенности соленых озер Южной Сибири и Монголии // Материалы всеросс. научно-практ. совещ. Новосибирск, 2011. С. 21-27.

3. Меткин В.А. и др. Окончательный отчет Шарасурской ГСП за 1961-1963 гг. (Материалы к геологической карте Союза ССР м-ба 1:200 000).

4. Пиннекер Е.В. Минеральные воды Тувы. Кызыл: Тувинское кн. изд., 1968. 105 с.

5. Сугоракова А.М., Ойдул Ч.К. Краткий очерк геологического строения и металлогении Тувы на основе современных данных. Кызыл: Изд-во ТувИКОПР СО РАН, 2010. С. 3-6.

6. Фисенко Н.А. и др. Подземные воды листов М-46-ХVII, М-46-ХVIII, ХХIV. (Окончательный отчет Тесхемской партии по результатам проведения гидрогеологической съемки м-бв 1:200000 на площади листов М-46-ХVII, М-46-ХVIII/ХХIV за 1980-1984 гг.).

Табл. 1. Гидрохимический состав воды соленых озер Юго-Восточной Тувы (Убсунурская котловина), мкг/л
 Примечание: Анализы выполнены методом ICP-MS в Институте химии твердого тела и механохимии (Новосибирск), аналитик Шацкая С.С.

Компонент	Шара-Нур 3м	Шара-Нур, 5 м	Пресное озеро	Пресноводная скважина	Источник 2 Бай-Холь	Бай-Холь, Западный берег	Бай-Холь, восточный берег	Источник 1 Бай-Холь	Дус-Холь 1	Дус-Холь 2	Дус-Холь 3
Главные элементы											
Металлы											
pH	9,17	9,14	8,26	8,57	7,84	8,77	8,82	8,82	7,65	7,47	7,47
Анионы	SO ₄ -Cl	SO ₄ -Cl	HCO ₃ -Cl	HCO ₃ -SO ₄	HCO ₃ -SO ₄ -Cl	SO ₄ -Cl	SO ₄ -Cl	SO ₄ -Cl	Cl-SO ₄	Cl-SO ₄	Cl-SO ₄
катионы	Na-Mg	Na-Mg	Na-Mg	Na-Ca	Ca-Mg	Na-Mg	Na-Mg	Na-Mg	Na-Mg	Na-Mg	Na-Mg
M, г/л	19,51	19,59	0,75	0,35	0,30	27,43	26,10	26,32	233,02	263,99	289,16
V	6,1	<7,3	8,0	14,0	13,0	3,7	7,9	7,3	260	90	140
Fe	2130	5360	570	170	1000	1400	3110	1037	16470	13420	20740
Cr	42,7	<10	6,3	6,0	4,2	<1,7	30,0	12,8			470
Mn	26,8	79,3	15,0	14,0	30,0	21,0	48,0	37,0	670	380	540
Co	1,0		0,2		4,4	<0,17	<1,0				23,0
Ni					17,0	3,7	<0,5		976	59,0	<73
Cu	340	450	100	17,0	670	92,0	370	600	15250	5730	5900
Zn	330	180	250	32,0	680	200	360	19,0	9150	230	3230
Mo		17,7	27,0	14,0	11,0	8,0	20,0	12,8	195	310	200
Sb			14,0	1,5	480	2,4	10,0	7,3	230	14	20,0
Al	480	262,0	140	<0,3	470	260	708	1280	12200	5080	6710
Неметаллы											
B	3840	3960	170	120	17,0	27,0	2500	2,0	37820	20740	18300
Br	17690	17690	380	120	67,0	55,0	10980	10370	34770	35380	37820

As	<53,0	73,0	3,9	1,2	5,7	<1,2	<7,0	23,0	110		
Se					<9,7	<0,1	59,0	59,0			
Элементы-примеси											
Редкие элементы											
Li	170	183	20,0	7,3	3,2	3,9	292,8	247	450	335	378
Th	<0,36	<0,366	<0,6	<0,06	<0,06	<0,06	<0,36	<0,366	<3,6	6,1	9,2
U	34,0	32,0	12,0	4,0	5,2	7,7	28,6	35,4	793	73	48,8
Hf											
Ta		2,1		<0,09			1,0				18,3
Y					0,4	<0,08	<0,5	<0,05			
Zr	8,5	<0,9		0,4	<0,1	<0,16	<0,97	<0,9			
Ge	10,0	7,2				<0,7	14,0	6,0		67	
Редкоземельные элементы											
La					1300	43,0		<50			
Ce					10,0	0,6					
Pr	<0,6	<0,5	<0,09	0,06	0,7	0,07	<0,44	<0,7	<5	5	4,4

Табл. 2.
Химический состав донных отложений соленых озер Юго-Восточной Тувы, (в г/т)

Компонент	Шара-Нур 5 м	Шара-Нур 1 м	Шара-Нур 3 м	Пресное озеро	Дус-Холь 1	Дус-Холь 2	Дус-Холь 3	Бай-Холь, северный берег	Бай-Холь, восточный берег	Бай-Холь, западный берег	Солончак Каяк- Холь, 1	Солончак Каяк- Холь, 2	Солончак Каяк- Холь, 3
Главные элементы													
	Металлы												
Ti	170	10,0	102	310	378	590	731	290	660	183	560	558	182
V	16,5	220	5,1	16,6	18,7	34,9	46,0	10,8	16,1	7,9	39,0	39,0	12,3
Cr	20,0	11,0	8,4	14,6	28,1	39,4	46,5	6,5	13,3	3,5	26,8	25,7	9,0
Mn	220	210	110	110	440	453	460	268	105	276	670	670	256
Fe	6140	4900	3360	6000	11400	25600	24560	4230	5700	2320	18500	21200	5346
Co	3,2	1,7	1,1	2,8	4,9	10,0	12,0	3,0	3,1	1,1	8,3	7,8	2,7
Ni	32,1	8,0	5,1	11,0	17,3	49,2	51,0	7,0	7,6	1,1	24,2	24,0	10,0
Cu	20,0	16,3	3,7	36,8	13,0	110	37,6	36,2	3,8	0,02	24,0	61,4	19,2
Pb	180	169	51	100	18,0	350	17,7	120			16,5	170	20,8
Bi	0,33	0,8	2,7	0,9	0,2	0,8	1,0	1,7	0,5	2,4	0,4	0,2	0,1
Al	3300	3520	2290	3840	5850	8800	14100	2920	4566	1980	11300	10050	3150
	Неметаллы												
As	4,1	0,8	1,4	2,5	2,3	8,3	10,4	1,2	0,07		4,0	2,0	0,08
I	49,0	4,3	3,2	3,4	8,2	5,9	10,0	2,4	0,8	0,9	4,1	4,0	1,1
Br	127	7,5	11,2	11,6	89,0	64	88,0	8,0	5,7	5,9	54,0	55,2	112
Элементы-примеси													
	Редкие элементы												
Li	14,6	10,0	4,2	5,5	9,1	12,8	16,2	4,7	4,7	3,9	25,7	26,7	10,0

Ga	5,2	3,6	4,4	5,0	4,9	8,4	14,0	4,3	2,7	2,9	10,0	9,4	3,0
Rb	6,1	4,6	2,5	4,3	10,0	13,7	21,4	2,8	3,9	1,7	23,7	22,3	6,9
Sr	2300	920	2380	650	3000	370	397	1,9	90,0	286	2830	2730	748
Y	2,1	3,8	2,2	3,7	5,8	9,4	14,0	5,2	8,6	2,6	8,2	8,3	2,7
Zr	3,4	3,9	1,9	3,3	6,0	5,9	5,2	2,8	2,9	1,6	8,7	8,3	2,9
Ba	85	51,7	79,5	80,0	56,0	98,0	140	75,3	19,0	59,3	0,1	139	45,4
Th	0	0,56	0,8	1,0	1,8	3,4	4,2	1,6	3,3	0,8	3,4	3,3	0,9
U	20,7	2,6	5,6	6,6	10,0	1,3	1,3	18,8	1,6	23,0	82,5	78,1	78,0
	Редкоземельные элементы												
La	3,4	10,0	4,2	6,0	7,0	13,3	16,2	7,5	15,2	4,4	11	11,7	36,8
Ce	6,4	12,6	7,4	13,1	14,7	29,0	33,4	16,4	31,8	8,4	25,2	23,4	64,0
Pr	0,7	1,4	0,9	1,5	1,7	3,3	3,9	1,9	3,7	0,9	2,8	2,8	2,6
Nd	3,5	6,2	3,8	6,5	7,0	13,7	17,2	8,0	15,2	3,8	12,0	12,3	9,0
Sm	0,7	1,1	0,7	1,1	1,4	2,7	3,3	1,4	2,9	0,8	2,2	2,4	0,6
Gd	0,5	1,8	0,5	1,0	1,3	2,6	2,9	1,1	2,5	0,6	2,0	2,1	0,8

Примечание: Анализы выполнены методом ICP-MS в Институте химии твердого тела и механохимии (Новосибирск), аналитик Шацкая С.С.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ ТРУБКИ «УДАЧНАЯ» (ЯКУТИЯ)

К.Н. Егоров, А.И. Мельников

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

В рудной структуре одного из крупнейших в мире по запасам и размеру коренного месторождения алмазов Якутии расположены две сдвоенные многофазные трубки «Удачная-Восточная», «Удачная-Западная», четыре структурно сопряженных сателлитных «слепых» кимберлитовых тела и шесть кимберлитовых жил. В районе кимберлитового комплекса месторождения алмазов трубки Удачная магматическая деятельность проявилась в три эпохи: среднепалеозойские кимберлиты (D_3-C_1), позднепалеозойские-раннемезозойские (P_2-T_1) долериты и меловые ($K_{2,3}$) щелочные трахиты [1-5, 7, 8].

Впервые на основе обобщения многолетних результатов комплексного картирования структурно-тектонического околотрубочного пространства и внутреннего строения кимберлитового комплекса месторождения алмазов трубки «Удачная», с 1976 по 2009 гг., нами рассмотрены этапы последовательного формирования разрывных нарушений и всего рудного узла в целом.

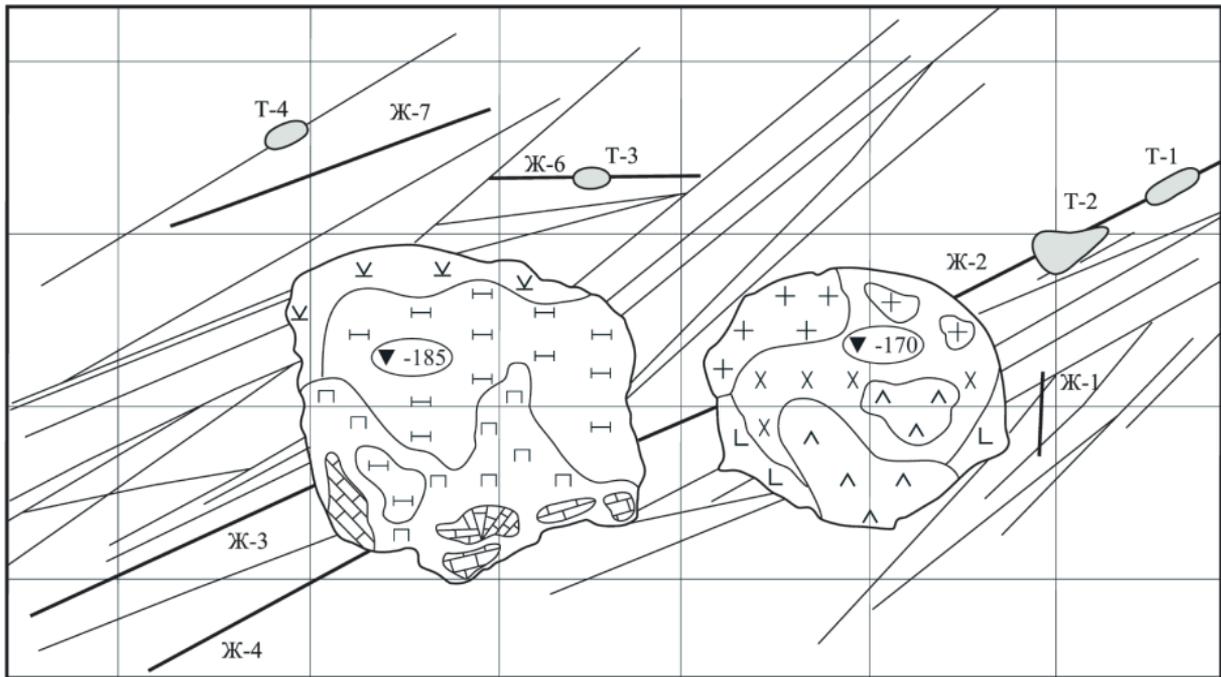
Первый этап проявления кимберлитового магматизма в районе трубки «Удачная» связан с формированием мощной северо-восточной системы разрывных нарушений, пространственно контролирующей большинство дотрубочных кимберлитовых жил и сталлитные «слепые» кимберлитовые тела (рис. 1а).

Система прослеживается в бортах карьера на всех горизонтах и выражена зонами дробления, сетью мелких параллельных разрывов или крупных трещин, на плоскостях которых наблюдается развитие глинки трения с крутыми, достаточно протяженными зеркалами скольжения. В осевых частях крупных разломов северо-восточного направления часто наблюдаются зоны сплошного дробления и катаклаза пород. Основные плоскости трещин и зон повышенной трещиноватости практически всегда крутые (угол падения $70-85^\circ$). Судя по ориентировке штрихов скольжения на плоскостях разрывных нарушений и по скульптурам роста самих трещин северо-восточную зону разломов по кинематическому типу можно отнести к правому сдвигу с небольшой сбросовой компонентой смещения. Сдвиговые перемещения происходили импульсно, в несколько стадий, о чем свидетельствуют, в частности, структуры роста кристаллов гипса в гидротермальных жилах.

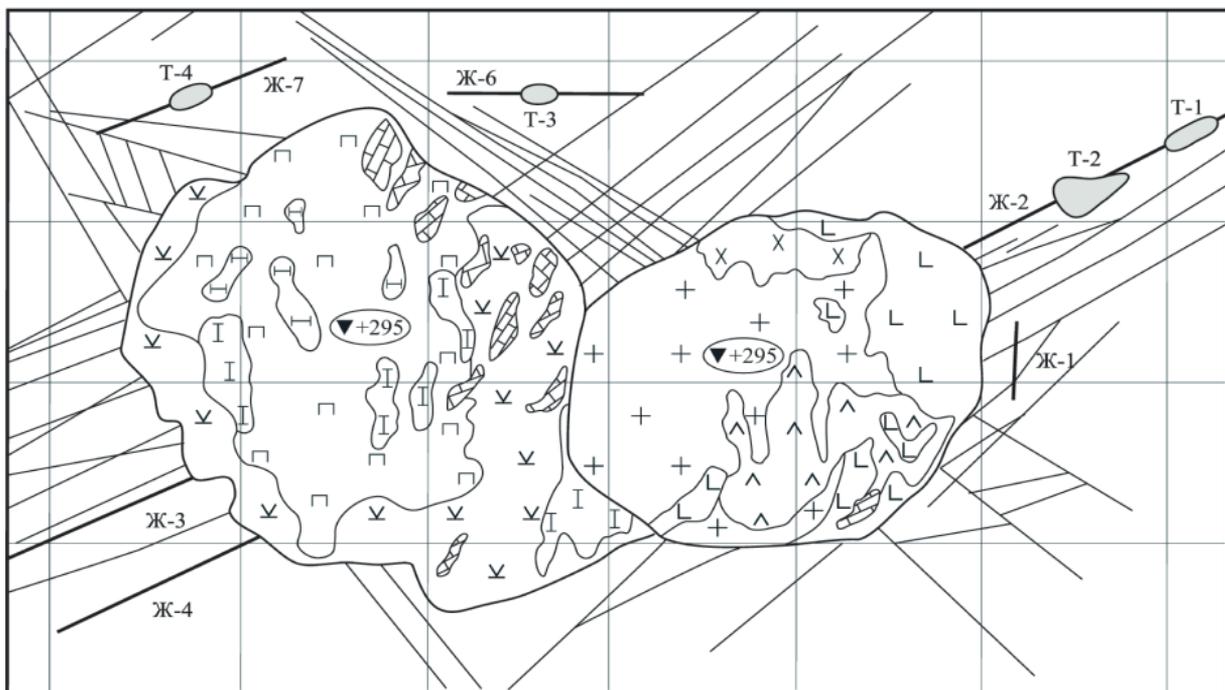
Кимберлитовые жилы, приуроченные к северо-восточной зоне разломов, выполнены интенсивно карбонатизированными крупнопорфировыми кимберлитами с переменным (5-7%) количеством флогопита. Основная масса жильных кимберлитов характеризуется кальцитовыми псевдоморфозами по оливину, лейстами флогопита, микролитами кальцита, зернами перовскита и апатита. Маломощная и прерывистая по простиранию кимберлитовая жила Ж-1, сложенная интенсивно преобразованной гипергенными процессами серпентин-карбонатной породой, прослеживается только на верхних горизонтах трубки «Удачная» (рис. 1а). Кимберлитовые жилы прорываются «слепыми» сателлитными кимберлитовыми телами, структурно связанных с северо-восточной, реже субширотной системой разрывных нарушений. Они вскрыты на глубинах 5–20 м от современной поверхности. Тела сложены карбонатизированной кимберлитовой брекчией, содержащей автолитовые обособления, обломки жильного кимберлита и ксеногенного материала.

Вслед за кимберлитовыми жилами и сателлитными телами внедрялись массивные порфировые кимберлиты, слагающие преимущественно периферийные зоны трубки «Удачная-Восточная» и крупные блоки в центральной части трубки «Удачная-Западная» (рис. 1а). На этом же этапе сформировались штокообразные и жильные тела, сложенные слюдястыми и слюдяными кимберлитами [5, 6]. Слюдяные кимберлиты с пироксеновой основной массой (трубка «Удачная-Восточная») и с повышенным содержанием сфена (трубка «Удачная-Западная») отмечаются в виде обломков в кимберлитовых брекчиях [5]. Полученный Rb-Sr методом возраст обломка жильного слюдяного кимберлита из трубки «Удачная-Восточная» соответствует 352 ± 5 млн. лет [7, 8]. Обломок жильного слюдяного кимберлита из трубки «Удачная-Западная» имеет возраст 344 ± 10 млн. лет (по данным Rb-Sr метода) и начальное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7079 \pm 9$ [8].

a



б



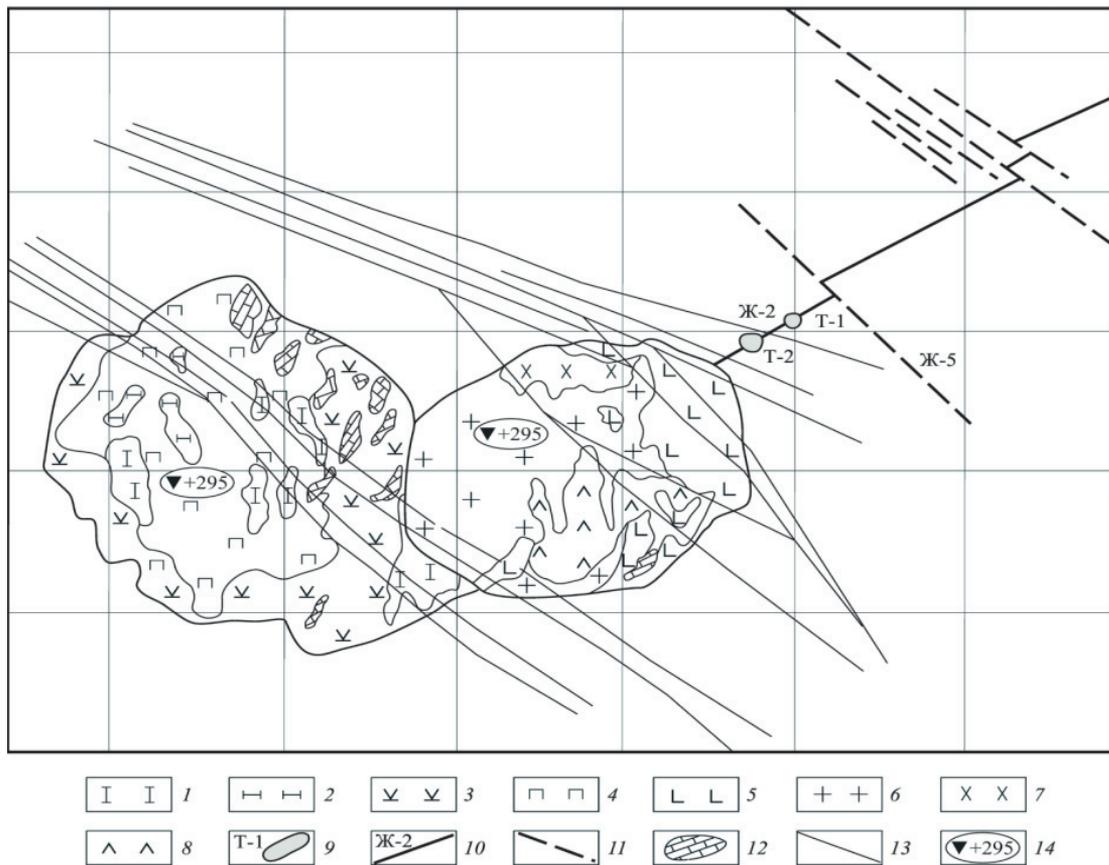


Рис. 1а, б, в. Этапность формирования разрывных нарушений и кимберлитового комплекса месторождения алмазов трубки «Удачная». 1-4 - типы кимберлитов трубки «Удачная-Западная»; 5-8 - типы кимберлитов трубки «Удачная-Восточная»; 9 - «слепые» сателлитные кимберлитовые тела; 10 - кимберлитовые жилы; 11 - дайки долеритов и трахитов; 12 - рифы осадочных пород; 13 - разрывные нарушения; 14 - абс. отметки эксплуатационных горизонтов.

Следует особо отметить, что изотопно-геохимические особенности слюдяных кимберлитов первого этапа становления рудного комплекса трубки «Удачная» ($\epsilon_{Nd} = -4.8$) указывают на формирование мантийного источника этих пород в обогащенной мантии первого типа (ЕМ-1). Подобные отрицательные значения ϵ_{Nd} для обломков жильных слюдяных кимберлитов трубки «Удачная» получены впервые в отличие от всех известных изотопных отношений ϵ_{Nd} кимберлитов Якутской алмазоносной провинции в целом.

Особенности механизма формирования интрузивных тел кимберлитов и внутреннее строение трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» [1, 2, 9 и др.] свидетельствуют о том, что многие кимберлитовые жилы, штоки являлись «слепыми» и образовались на значительных глубинах от дневной поверхности. Широкое проявление интрузивных тел кимберлитов на нижних горизонтах месторождения обусловлено пассивным заполнением кимберлитовым расплавом свободных полостей в дизъюнктивных зонах вмещающих пород [2]. Так, например, вторая фаза внедрения в трубке «Удачная-Западная», представленная слюдяным мелкопорфировым кимберлитом с флогопит-карбонатной основной массой, на верхних горизонтах (+295 – +190 абс. м), встречается только в виде обломков и небольших блоков в кимберлитовой брекчии расщепления (III фаза) в северной и северо-западной частях трубки (рис. 1б). Начиная с горизонта +115 абс. м и глубже, слюдяный кимберлит уже образует коренные выходы с меняющейся мощностью (рис. 1а).

После формирования комплекса ранних фаз кимберлитов верхние части трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» представляли собой околотрубочные мульды оседания, заполненные «эпикластическими осадками» мощностью до 150-300 м и/или надтрубочные криптоэксплозивные брекчии

вмещающих пород, пропитанных кимберлитовым материалом.

На втором этапе происходило внедрение основного объема кимберлитовых фаз трубки «Удачная» в условиях растяжения на фоне пульсационного развития сдвиговых смещений по северо-восточному разлому (рис. 1б). Смена полей напряжений, связанная с формированием дизъюнктивных нарушений северо-западного направления, обусловила активизацию северо-восточной системы разрывных нарушений. Последующее развитие сколовых нарушений приводило к раскрытию зияющих крупных пустот (пулл-апарт). Эти факты свидетельствуют о пульсационном раскрытии пустот (формирование раструбов трубок) в процессе сдвиговых смещений по северо-восточному разлому и периодическом внедрении в них разных фаз кимберлитовой магмы, а в межтрубье это сопровождалось развитием мелких сбросов. Учитывая данные по ориентировке и взаимоотношению штрихов скольжения, можно предположить, что по северо-восточной зоне смещения стали сбросовыми и сбросо-сдвиговыми. Совместное развитие разломов северо-восточного и северо-западного направления привело к образованию зияющих пустот, в которые проваливались с верхних горизонтов месторождения на глубину 250-500 м в трубочное пространство крупнейшие блоки осадочных и переотложенных осадочных пород с кимберлитовым материалом. На это указывают результаты изучения геологического строения междтрубчатого пространства на горизонте -155 абс. м, где осадочные породы залегают не субгоризонтально, а имеют грабенообразное строение, со ступенчатым опусканием блоков и максимальной амплитудой смещения в центральной части около 140 м.

Кроме того, на глубине 165 м от современной поверхности в юго-западной части трубки «Удачная-Западная» отмечалось скопление ксенолитов в виде крупных (более 6-8 м³) блоков осадочных пород с переотложенным кимберлитовым материалом (вулканогенно-осадочные отложения), а также карбонатных пород, насыщенных фауной силурийского возраста. Возраст брекчии расщепления, вмещающей ксенолиты вулканогенно-осадочных пород определен нами по данным Rb-Sr изотопии, как 341 ± 2 млн. лет [8]. Учитывая, что возраст слюдяного кимберлита раннего этапа внедрения равен 352 ± 5 млн. лет [7, 8], временной разрыв между ранними и поздними этапами становления трубок, в течение которого смогли сформироваться вулканогенно-осадочные отложения, составлял 8-15 млн. лет.

Во второй этап проявился основной объем кимберлитового материала в виде (согласно последовательности внедрения фаз) брекчиевидного овоидового кимберлита, брекчии расщепления в трубке «Удачная-Западная», протокластического и дейтеропорфирового кимберлитов, брекчии расщепления в трубке «Удачная-Восточная». Заключительные фазы внедрения кимберлитов обладали огромной проникающей способностью и чаще достигали верхних уровней трубок [2, 5]. Во время подъема они ассимилировали небольшие по объему ранние фазы протопорфировых, овоидофировых кимберлитов. Следует отметить, что среди наиболее поздних фаз внедрения кимберлитов трубки «Удачная» прослеживаются также порфировые (в т. ч. монтичеллитовые) разновидности кимберлитовых пород [5, 11].

С третьим этапом связана пермо-триасовая активизация северо-западной системы разломов и внедрение позднепалеозойских-раннемезозойских даек долеритов и в последующем жилы калиевых трахитов мелового возраста (рис. 1в). Жилы трахитов (Ж-5) характеризуются резко выраженной калиевой специализацией [3, 4].

Система разрывных нарушений северо-западного направления преимущественно выражена зонами повышенной или интенсивной трещиноватости, дробления и катаклаза пород. Трещины в зонах северо-западной системы, как правило, крупные, прямолинейные с крутыми углами падения. На их плоскостях часто наблюдаются зеркала и штрихи скольжения, особенно в зонах контакта вмещающих пород с кимберлитами. Судя по штрихам скольжения, смещения по северо-западным системам были сдвиговыми, в контактовых зонах преимущественно сбросовые или взбросовые. Мощные дизъюнктивные нарушения северо-западного направления, секущие кимберлиты трубки «Удачная», отчетливо прослеживались в течение последовательной отработки месторождения с верхних (+ 295 абс. м) до нижних горизонтов (-175 абс. м).

Таким образом, основной объем кимберлитов в виде образования отдельных трубок, жил или самостоятельных фаз внедрения произошел во второй этап кимберлитового магматизма Далдынского кимберлитового поля. Процессами эрозии были уничтожены главным образом незначительные объемы малопродуктивных интрузивных разновидностей кимберлитов первого этапа, которые соз-

давали небольшие ореолы рассеяния минералов-спутников и не могли образовывать промышленно-алмазоносные россыпи в Далдынском поле.

В целом, региональные и локальные дизъюнктивные дислокации в этом регионе образуют системы глубокопроникающих разломов фундамента, а также мелких разрывов и зон повышенной и интенсивной трещиноватости, связанных с формированием самих кимберлитовых тел и интрузий долеритов. Эти разломы образуют четкую регматическую сеть: ортогональную (субширотные и субмеридиональные системы) и диагональную (северо-западные и северо-восточные системы) [12].

1. Готовцев В.В., Владимиров Б.М., Боткунов А.И. и др. Система сопряженных кимберлитовых тел района трубки Удачная // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 6. С. 1482-1486.

2. Егоров К.Н. Контактные взаимоотношения кимберлитов разных фаз внедрения в сложнопостроенных трубках // Известия АН СССР. Сер.геол. 1985. № 9. С. 23-35.

3. Егоров К.Н., Владимиров Б.М., Заборовский В.В. и др. О находке жилы калиевого трахита в районе кимберлитовой трубки «Удачная», Якутия // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 1. С. 186-189.

4. Егоров К.Н., Владимиров Б.М., Заборовский В.В. и др. Мезозойская щелочно-базальтовая субинтрузивная серия бассейна р. Далдын (Якутия) // Известия АН СССР. Сер.геол. 1989. № 7. С. 32-42.

5. Egorov K.N., Bogdanov G.V. Geology, petrology and mineral composition of the Udachnaya kimberlite ore complex (Yakutia) // 5th Inter. KimberliteConf.: Ext. Abstr., Brasilia, 1991. P. 498-500.

6. Егоров К.Н., Корнилова В.П., Сафронов А.Ф. и др. Слюдяной кимберлит из трубки Удачная-Восточная // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 1. С. 199-202.

7. Масловская М.Н., Егоров К.Н., Колосницына Т.В. Изотопный состав стронция, Rb-Sr абсолютный возраст и редкие щелочи в слюдах кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. С. 451-455.

8. Масловская М.Н., Егоров К.Н., Колосницына Т.В. и др. Геохронология и геология кимберлитов Сибири // Изотопная геохимия и космохимия. М., 1990. С. 131-144.

9. Егоров К.Н., Клопотов В.И. Внутреннее строение и особенности формирования кимберлитовой трубки «Таежная» // Геология и геофизика. 1988. № 7. С. 121-125.

10. Егоров К.Н., Мазиллов В.Н., Безбородов С.М. Находка ксенолитов вулканогенно-осадочных пород в кимберлитовой трубке «Удачная» // Докл. РАН. 1993. Т. 328, №3. С. 376-378.

11. Егоров К.Н., Богданов Г.В. Монтичеллит из кимберлитов Якутии // Записки ВМО. 1991. Вып. 2. С. 78-87.

12. Дроздов А.В., Мельников А.И. Оценка структурно-тектонической обстановки – основа газогеодинамического районирования месторождения (на примере трубки Удачной) // Маркшейдерия и недропользование. 2011. № 4(54). С. 35-39.

ОБ ОСНОВНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ ПО ТЕКТОНИЧЕСКИМ КРИТЕРИЯМ

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, nzinchuk@rambler.ru

Анализ палеотектонического развития древних платформ Мира позволил наметить некоторые общие закономерности проявления алмазоносного магматизма, которые кратко можно свести к следующему: а) Рассмотрены общие закономерности формирования коры и кристаллического фундамента древних платформ Мира. Показано, что в катархее континентальная кора имела «островное» нуклеарное строение. Их тектоно-метаморфические комплексы представлены эндебитами. В конце катархее была сформирована эклогит-базитовая кора, а верхняя сиалическая – только в пределах нуклеаров. Последние имели значительные размеры, сравнимые с размерами щитов докембрийских платформ, изометричную и мозаико-кольцевую складчатость. Средний класс (до 5000 км) кольцевых образований нуклеаров, названных ортократонами, имели наиболее мощную нижнюю кору, связь с наиболее глубинными горизонтами мантии и служили ареной магматической деятельности с проникновением в нижнюю кору наиболее глубинных перидотитов, включая и алмазоносные. Среди них выделен особый класс кольцевых структур размером от 20 до 50 км в поперечнике с особыми геолого-геофизическими

характеристиками, указывающими на термально-тектоническое их происхождение, которые названы термоблемами. б) Кимберлитовые поля с алмазоносными диатремами, дайками, жилами, субпластовыми залежами или без таковых приурочены к термоблемам. в) Кимберлитовые поля всех возрастов и на всех древних платформах контролируются линейными рифтами, связанными или не связанными с полициклическими авлакогенами рифейско-фанерозойского возрастов. Контроль авлакогенами проявлен в факте расположения кимберлитовых полей в малоамплитудных линейных рифтах, протягивающихся вдоль бортов авлакогенов, а также систематически наблюдаемой включённостью кимберлитовых проявлений в периферийную структуру авлакогенов. Кимберлиты, как более алмазоносные, отсутствуют в континентальных рифтах, достигших высших стадий развития (в открытых рифтах). Для них характерен разнообразный ультраосновной и основной магматизм с карбонатитами, сиенитами, пикритами, а также бимодальный вулканизм. Поля алмазоносных кимберлитов и лампроитов сопутствуют континентальным рифтам с проявлениями основного, умеренно щелочно-основного магматизма или без такового. В частности, на Бразильской платформе, при большом количестве пикритовых полей с карбонатитами, ультраосновных щелочных массивов с разнообразной рудной и редкоземельной специализацией, весьма редки поля алмазоносных кимберлитов, что объясняется высокой степенью раздробленности платформы глубокими разновозрастными рифтовыми структурами. г) Кимберлитовый интрузивный магматизм и вулканизм синхронен той или иной стадии становления полициклического авлакогена или формированию континентального рифта, более кратковременному по сравнению с полициклическим авлакогеном. Понятие «возрождённый рифтогенез», наложенный на завершившие развитие авлакогены, а также на некоторые глубокие континентальные рифты, распространяется и на раннепротерозойские пояса (межтеррейновые аккреционные и коллизионные орогены). В пределах Западной Якутии примером проявления щелочного ультраосновного магматизма (в том числе со слабо алмазоносными кимберлитами и кимберлитоподобными породами), связанного с выраженным рифтогенезом, является Анабаро-Куонамский алмазоносный район, приуроченный к Ангаро-Жиганскому раннепротерозойскому коллизионному орогену. д) Для платформ Южного полушария кимберлитовые поля приурочены в основном к щитам и антеклизам. На платформах Северного полушария кимберлитовые поля, напротив, располагаются преимущественно в пределах плит, но с мощностью осадочного чехла, не превышающей 4 км. Корреляция их местоположения со структурами П-Ш порядков, используемая часто в качестве критерия при прогнозировании перспективных площадей, не наблюдается. е) Имели место три глобальные эпохи проявлений кимберлитового магматизма – рифейская, среднепалеозойская и мезозойская, что соответствует байкальскому, раннегерцинскому и мезозойскому тектоническим этапам. ж) Корреляция платформенного магматизма с максимумами орогенических фаз и региональными перерывами не наблюдается. Напротив, платформенный трапповый магматизм, а также в той или иной мере синхронный ему кимберлитовый магматизм, максимума развития достигали в течение фаз горизонтального растяжения и нарушения земной коры.

Таковы основные теоретические выводы, вытекающие из наших работ, позволяющие несколько по-иному, чем это было ранее принято, подойти к прогнозированию кимберлитовых районов и полей. Известно, что алмазоносные кимберлиты обнаруживаются в результате прямых поисков по алмазам и их минералам-спутникам, образующим ореолы или потоки рассеяния в древних и четвертичных коллекторах. Методы таких поисков постоянно совершенствуются благодаря применению современных приёмов диагностики минералов и реконструкции палеогеологических и палеогеоморфологических условий переноса и переотложения алмазоносного материала из коренных источников алмазов и их вторичных коллекторов. На стадии детальных поисков шлихо-минералогический метод, в сочетании с детальными магнитометрическими съёмками, является главенствующим методом, ведущим непосредственно к открытию кимберлитовых диатрем. Достигая это путём сгущения поисковой сети на определённых участках, перспективность которых оценивается по тем же минералогическим критериям с использованием некоторых структурно-тектонических предпосылок, имеющих частный характер в рамках конкретного кимберлитового поля. Вместе с тем всегда возникает проблема определения его границ, а на обширных территориях с неустановленными кимберлитовыми проявлениями, и тем более с неустановленными кимберлитовыми полями, но с наличием прямых признаков алмазоносности, актуальность приобретает задача общего характера: определение местоположения возможного ким-

берлитового поля. Указанные задачи не могут быть решены на основе только лишь минералогических предпосылок. Для этого необходима опора на структурно-тектонические критерии, вытекающие из определенной тектонической концепции происхождения кимберлитового вулканизма вообще и алмазоносного в частности. Кимберлитовый магматизм, как глубинный феномен, обычно рассматривается в связи с процессами, происходящими на уровне верхней мантии с привлечением геофизических данных о её структуре и петрофизических характеристиках, а также на основании всестороннего изучения трубочных кимберлитов и содержащихся в них ксенолитов глубинных пород. Допускается, что спонтанное локально-кратковременное выделение глубинной энергии ведёт к прорыву кимберлитовой магмы и внедрению её в инертную, по отношению к глубинным процессам, толщу кристаллических пород фундамента и в осадочный чехол. Иными словами, кимберлитовый магматизм рассматривается как явление, независимое ни от вмещающей кимберлитовые тела геологической среды, ни от истории её развития. При этом участие её в образовании кимберлитовых тел предполагается лишь с точки зрения наличия в коре зон повышенной проницаемости, хотя происхождение этих зон порою является весьма проблематичным и их геологическая природа не ясной. Конечно, нельзя отрицать, что имеются многочисленные попытки связать кимберлитовые проявления с определенными классами тектонических структур как регионального, так и локального характера, а также определить место в геологическом развитии древних платформ, связав их с некоторыми фазами геолого-тектонических циклов. Так получила распространение точка зрения, что вспышки кимберлитового вулканизма приурочиваются к эпохам эпейрогенических поднятий, зафиксированных в геохронологической летописи региональными стратиграфическими перерывами и размывами, хотя причины такой связи едва ли могут считаться выясненными.

Безуспешность установления так называемого структурно-тектонического контроля проявлений кимберлитового магматизма обусловлена неясностью содержания этого понятия, которое, на наш взгляд, должно трактоваться, как установление пространственной, генетической, историко-геологической связи названных проявлений с основными геоструктурами древних платформ, определяющими структурно-тектонический их план на различных этапах фанерозойской истории. Естественно, что подобный подход может иметь смысл только при условии отказа от концепции об одноактном проникновении кимберлитов в земную кору из астеносферных глубин, достигающих 250 и более километров. Ни о каком историзме в этом случае не может быть и речи, так как независимость кимберлитового магматизма от геологических процессов, происходящих в земной коре, заложена в указанной концепции изначально. Правило Т.Клиффорда, признанное большинством исследователей, не находит удовлетворительного объяснения с позиций отмеченных выше концепций. Следовательно, неизбежно допущение, что источники алмазоносных трубочных кимберлитов изначально находились в коре некоторых участков раннедокембрийских кратонов. В настоящее время признано, что рифтогенез является самостоятельным тектоническим режимом, сыгравшем огромную роль в геологическом развитии Земли, начиная с докембрия. На связь кимберлитового магматизма с рифтовыми структурами указывалось некоторыми исследователями. Во всяком случае, на примере Сибирской платформы показана её очевидная состоятельность в ряде наших совместных публикаций с Ю.А.Дукардтом и Е.И.Борисом. Впрочем, указанная связь с авлакогенами является весьма очевидным фактом, однако, насколько нам известно, никто из сторонников происхождения кимберлитов из астеносферных глубин не объяснил ещё механизм сочетания авлакогенов, в сущности коровых образований, с процессами, происходящими на астеносферных уровнях, ровно, как и столь избирательный специфический магматизм кимберлитовых полей. «Глубинная концепция» не ограничивает возможность проявления алмазоносных кимберлитов определёнными территориями, а, напротив, на наш взгляд, порождает мнение о принципиальной возможности проявления кимберлитового магматизма в любом месте древней платформы. Прямым вредным следствием этой точки зрения являются так называемые минерогенетические или кимберлитогенерирующие зоны, протягивающиеся через платформы на огромные расстояния. Само по себе выделение таких разломных зон никаких отрицательных последствий не содержит. Они действительно имеются в природе (линеamentные рифты), но плохо то, что им на всём их протяжении приписывается кимберлитогенерирующая роль. Предложенная нами термоблемно-рифтогенная гипотеза лишена, на наш взгляд, указанных неясностей и противоречий. Она основана

на анализе геолого-геофизических, петрологических, минералогических данных о строении земной коры и верхней мантии, почерпнутых из первоисточников и обширной печатной литературы. В основу представления о геолого-историческом формировании древних платформ Мира положена новейшая террейновая концепция. Выяснение структурно-тектонического контроля кимберлитовых полей осуществлено на основе подробной и объективной геологической интерпретации достаточно представительного фактического материала: карты геофизических полей, данные сейсморазведки, геологические, структурные, тектонические, палеотектонические карты, данные бурения, а также всевозможные литературные источники, несущие содержательную информацию по этой проблеме. Действительные закономерности проявления кимберлитового магматизма на всех древних платформах априори должны быть одинаковыми, а поэтому к анализу привлечены все древние платформы Мира. Детально проанализирована история палеотектонического развития Сибирской платформы от катархея до кайнозоя, а также рассмотрены особенности такого развития Восточно-Европейской, Североамериканской, Китайской, Индийской, Австралийской, Африканской и Бразильской платформ и выделены ортократоны как благоприятные структуры нахождения в их пределах алмазонасных кимберлитов. Показана пространственная и структурно-тектоническая связь рифейских, среднепалеозойских и мезозойских кимберлитов с авлакогенами и другими рифтогенными структурами, а их алмазонасные разности располагаются в линеаментных (малоамплитудных) рифтах, пересекающих термоблемы на ортократонах.

Методика выделения термоблем показана на примере Мирнинской и Накынской термоблем. Для её применения необходим углубленный анализ геофизических полей ортократонов. Предварительно термоблемы выделяются по картам гравитационных и магнитных полей, а затем они изучаются сейсмическими профилями МОВ-ОГТ. Тектонический анализ позволил выделить главные рифтовые структуры, в том числе линеаментные рифты рифейского, среднепалеозойского и мезозойского возрастов. Приведены тектонические схемы, дающие общее представление о контроле ими ортократонов. Для их уточнения в более крупном масштабе необходимо дополнительное рассмотрение всего геолого-геофизического материала. Детальное изучение геолого-геофизических материалов имеет целью подтверждение линеаментных рифтов, пересекающих термоблемы. Система прогнозирования алмазонасных кимберлитовых полей состоит в последовательном выполнении следующих действий: выделение ортократонов, термоблем, линеаментных рифтов и кимберлитовых полей. Отсутствие одного из элементов этой последовательности означает отказ от дальнейшего прогнозного анализа. Представительный материал позволяет рекомендовать определённую стратегию поисков коренных месторождений алмазов на уровне кимберлитовых полей не только в пределах Сибирской платформы, но и по другим платформам Мира. Мы не утверждаем, что предлагаемая стратегия является единственной и бесспорной, но она логически вытекает из наработанного и проанализированного материала и выглядит следующим образом: 1). Стандартный рациональный геолого-геофизический поисковый комплекс должен быть задействован только в пределах ортократонов. Необходимо дополнительное подтверждение их наличия, в первую очередь, на Сибирской платформе, а также уточнение границ, для чего необходим углубленный анализ имеющихся геолого-геофизических материалов. Целью прогнозного геолого-геофизического комплекса исследований при этом является выделение в пределах того или иного ортократона термоблем. Эти исследования должны проводиться с использованием опыта структурно-тектонического и геофизического изучения известных кимберлитовых полей, в первую очередь, Мирнинского, Накынского и Алакит-Мархинского. Предварительно термоблемы выделяются по картам гравитационных и магнитных полей. 2). Детальное изучение геолого-геофизических материалов имеет целью обнаружение признаков линеаментных рифтов, пересекающих термоблемы. В случае положительного результата необходима постановка структурного картирования района термоблемы в масштабе 1:100000 или 1:50000 с применением структурного бурения, ГИС и малоуглубинной сейсморазведки. Полученная структурная карта позволит оконтурить кимберлитовое поле, а элементы его строения в дальнейшем послужат основой для выбора перспективных конкретных участков поисков кимберлитовых тел. В рамках проведённых работ выполнена первая стадия стандартного комплекса для Сибирской платформы, в процессе которых выделено семь ортократонов: Ангарский и Северный (оба предполагаемые), Байкитский, Ботуобинский, Тюнгский, Оленекско-Мархинский, Арга-Салинский (предполагаемые), а также Анабаро-Куонамский и Средне-Оленёкский

алмазоносные районы возможного проявления ультраосновного щелочного кимберлитового магматизма. Ангарский ортократон охватывает Чадобецкое кимберлитовое поле и Кан-Туманшевский, Чуно-Бирюсинский, Ковинский, Чадобецкий, Усть-Илимский (Игирминский) и Окино-Вихоревский алмазоносные районы. Границы этого ортократона, как и Северного, предполагаемые из-за недостаточного объёма гравиметрических данных. Северный ортократон располагается в пределах мощного траппового плато Путорана. Байкитский ортократон почти совпал с ореолом рассеяния алмазов, поступивших из предполагаемых высокоалмазоносных трубок, типа мирнских. Ботуобинский ортократон охватывает Мирнинское кимберлитовое поле и выходит за его пределы далеко на юго-запад. Тюнгский ортократон занимает большую часть Средне-Мархинского и Муно-Тюнгского алмазоносных районов. В пределах Оленёкско-Мархинского ортократона находится Алакит-Мархинское, Далдынское и Верхне-Мунское кимберлитовые поля с промышленно значимыми и разрабатываемыми трубками, а также Верхне-Мунское и Силигирское поля россыпной алмазоносности. Он охватывает также один из основных алмазоносных районов - Далдыно-Алакитский и частично Средне-Оленекский, Муно-Тюнгский и Средне-Мархинский алмазоносные районы. Основные перспективы алмазоносности связываются здесь с Алакит-Мархинским кимберлитовым полем. Средне-Оленёкский алмазоносный район охватывает Мирчимденское, Верхне-Молодинское и Куойское практически неалмазоносные кимберлитовые поля, а также Молодо-Далдынское и Усункинское поля россыпной алмазоносности, для которых характерен тип первоисточника невыясненного генезиса – ассоциация эбеляхского типа, характеризующаяся резким преобладанием графитизированных ромбододекаэдров V разновидности, сложных двойников, сростков и додекаэдров VII разновидности, равномерно окрашенных кубоидов второй разновидности и типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа.

В заключение необходимо отметить, что выделение перечисленных выше ортократонов позволило провести своего рода районирование Сибирской платформы и, тем самым, вычленив из опосредованного около 90% территории. Некоторые ортократоны являются высокоалмазоносными районами (Малоботуобинский, Далдыно-Алакитский и Средне-Мархинский), в пределах которых проводится промышленная добыча алмазов из коренных и россыпных месторождений и перспективы обнаружения здесь богатых диатрем не исчерпаны. Байкитский ортократон и Средне-Оленёкский алмазоносный район заслуживают дальнейшего изучения, так как и в россыпях обнаружены алмазы, поступившие из богатых трубок. Перспективы Анабаро-Куонамского алмазоносного района, Ангарского, Северного и Арга-Салинского ортократонов пока оцениваются неоднозначно. Поэтому необходимо их комплексное доизучение и в первую очередь первого, хотя по имеющимся прямым минералогическим признакам обнаружение в пределах данных объектов высокоалмазоносных кимберлитовых трубок мало вероятно.

О СТРУКТУРНОМ КОНТРОЛЕ И РАЙОНИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИИ ОСНОВНЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО СТЕПЕНИ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПРОДУКТОВ ИХ ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

Проведённые нами комплексные исследования древних кор выветривания на различных породах в основных алмазоносных районах Сибирской платформы показали, что их сохранность тесно связана с геолого-структурным развитием этих территорий. Так, в позднедевонско-раннекаменноугольную эпоху в пределах Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского районов имели выход на дневную поверхность и подвергались выветриванию преимущественно терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. В настоящее время кора выветривания на этих породах сохранилась от полного размыва только под покровом верхнепалеозойских терригенных отложений, развитых в северо-западной части Малоботуобинского района и в юго-западной части Далдыно-Алакитского района. Причём наиболее полные разрезы (до 15 м) рассматриваемых элювиальных образований устанавливаются в первую очередь в понижениях рельефа в пределах конседиментационных палеоподнятий и их склонов, а также на структурных террасовидных площадках этих древних денудационных поверхностей. Значительные по мощности и размерам поля развития средне-позднетриасовой коры выветривания на

терригенно-карбонатных породах сохранились от размыва только в пределах центральной части Малоботуобинского района, совпадающей с Мирнинским поднятием в полосе шириной до 30 км вдоль бровки северо-западного борта Ангаро-Вилуйского прогиба. Здесь мощность элювиальных образований обычно составляет 3-4 метра, иногда достигая до 15 м, где отмечается и наиболее полный их профиль. В этой же части территории в пределах траппового плато элювиальные профили изменённых долеритов закартированы только в понижениях траппового рельефа или в тектонически опущенных блоках первичных палеоподнятий. Примерно такое же положение занимает этот тип коры выветривания и в Далдыно-Алакитском алмазодносном районе. Средне-верхнетриасовая кора выветривания на туфогенных образованиях корвунчанской свиты по сравнению с корами, развитыми на терригенно-карбонатных породах и долеритах, имеет весьма ограниченное распространение. Это обусловлено тем, что туфогенные породы нижнего триаса сохранились от размыва в виде относительно больших по площади полей только в самой северо-западной части Малоботуобинского района, отмечаясь на остальной территории только в виде небольших останцов, выполняющих отрицательные формы раннетриасового рельефа. Кора выветривания на туфах и туфобрекчиях установлена также в верхних частях многих трубок взрыва трапповых пород. Довольно характерной для многих кимберлитовых диатрем алмазодносных районов Сибирской платформы является наличие в их верхних частях типичной остаточной коры выветривания, мощность которой зависит во многом от степени денудации.

Полученные закономерности размещения на территории основных алмазодносных районов Сибирской платформы древних кор выветривания позволили установить их специфические профили на разновозрастных породах различного состава и на этой основе разработать принципы регионального и локального районирования изученных регионов по степени развития и сохранности элювиальных образований и продуктов их ближнего переотложения в верхнепалеозойских и мезозойских осадочных толщах. Принципы регионального районирования этих территорий по степени развития и сохранности верхнедевонских-раннекаменноугольных и средне-верхнетриасовых кор выветривания различны. Так, в позднем девоне-раннем карбоне региональными положительными структурами этой провинции, в пределах которых существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования, являлись Анабарская и Непско-Ботуобинская антеклизы и их склоны. В позднем палеозое развитые на указанных структурах коры выветривания подверглись значительному размыву и переотложению в коррелятивные образования, формировавшиеся в это время в Ыгытинской впадине, а также Тунгусской синеклизе. В последующие периоды, включая и кайнозойский этап, вся территория рассматриваемой провинции испытала неоднократное поднятие и особенно интенсивно на Анабарской антеклизе, что привело к значительному срезу не только кор выветривания и перекрывающих их отложений, но и значительной по мощности части материнских пород. Поэтому в региональном плане верхнедевонские-раннекаменноугольные коры выветривания сохранились от размыва только в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы, наложенного на склоны Анабарской и Непско-Ботуобинской антеклиз. Всё это даёт возможность провести региональное районирования территории на площади, в пределах которых были либо благоприятные (склоны антеклиз в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы, перекрытые верхнепалеозойскими отложениями), либо неблагоприятные (антеклизы) условия для развития и сохранения верхнедевонских-нижнекаменноугольных кор выветривания и продуктов их ближнего переотложения.

В средне-позднетриасовое время благоприятной региональной структурой основных алмазодносных районов Сибирской платформы в пределах Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП), в пределах которой происходило интенсивное выветривание выходящих на дневную поверхность пород, было Средне-Сибирское плоскогорье, сложенное в основном породами трапповой формации, и его склоны. Последние обрамляют трапповое плато в виде структурной террасы. Сложена она преимущественно терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя и является своего рода структурным уступом, зоной перехода в центральную часть Ангаро-Вилуйского прогиба и в северо-западную окраину Вилуйской синеклизы. В пределах последних практически отсутствовали условия для формирования коры выветривания, так как здесь происходило накопление коррелятивных им отложений. Как известно, с начала средней юры (ааленский век) по настоящее время рассматриваемая территория испытывает значительное поднятие, в результате чего развитые на трапповом плато средне-верхнетриасовые

коры выветривания были полностью размыты. Здесь они могли сохраниться только в тектонически опущенных блоках или в глубоких западинах триасового рельефа. Поэтому в наибольшей степени эти коры выветривания сохранились в пределах указанной выше структурной террасы, окаймляющей трапповое плато, под неразмытыми здесь ещё на значительных площадях отложениях нижней юры. На рассматриваемой территории довольно определенно выделяются площади, в пределах которых существовали следующие условия для развития и сохранения сверне-верхнетриасовых кор выветривания и продуктов их ближнего переотложения: 1) неблагоприятные (центральная часть Ангаро-Вилуйского прогиба и северо-западная окраина Вилуйской синеклизы); 2) благоприятные (северо-западный борт этого прогиба и синеклизы); 3) весьма благоприятные (структурная терраса вдоль бровки северо-западного борта прогиба и синеклизы).

Принципы локального районирования перспективных территорий ЯКП по степени развития и сохранности верхнедевонских-нижнекаменноугольных и средне-верхнетриасовых кор выветривания особенно четко проявляются на примере наиболее изученных Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского районов. Так, выяснение закономерностей современного размещения кор выветривания с целью локального районирования по указанному признаку рассматриваемой территории следует проводить путем анализа зависимости их развития и сохранения от структурно-тектонической позиции каждого конкретного участка, с обязательным учетом изложенных выше принципов её регионального районирования. В пределах развития элювиальных толщ, соответствующих каждой эпохе корообразования, локальное районирование характеризуется следующими особенностями. Так, в позднедевонское-раннекаменноугольное время в Малоботуобинском алмазонасном районе относительно наиболее полные и мощные разрезы площадных кор выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя и локальных на трубках взрыва трапповых и кимберлитовых пород развивались, а затем сохранились от размыва в пределах Улу-Тогинского, Мирнинского, Джункунского и Чернышевского палеоподнятий и их склонов, обрамлявших Кюеляхскую, Улахан-Ботуобинскую и Ахтарандинскую впадины. Исходя из этого верхнедевонские-нижнекаменноугольные поверхности выравнивания и коры выветривания сохранились только в северо-западной половине района, а в юго-восточной они полностью уничтожены в процессе формирования Ангаро-Вилуйского мезозойского прогиба. В то же время наименее благоприятны для развития рассматриваемых кор выветривания позднепалеозойские впадины, служившие местами аккумуляции переотложенного материала элювиальных образований. Поэтому только в пределах осложняющих их мелких поднятий, которые могут быть установлены в процессе более детальных работ, возможно обнаружение заслуживающих внимания кор выветривания, характеризующихся начальными стадиями дезинтеграции пород субстрата. Соответственно к наиболее благоприятным в этом отношении морфологическим элементам рельефа относятся склоны, опоясывающие позднепалеозойские поднятия. В связи с этим особое положение должны были занимать собственно эти поднятия, где были, по всей вероятности, ранее развиты мощные коры выветривания. Однако, начиная со среднего триаса по настоящее время они подверглись интенсивной денудации, которая уничтожила не только развитые здесь верхнепалеозойские отложения, но и нижележащие коры выветривания и поверхности верхнедевонско-нижнекаменноугольного выравнивания. Кроме того, впоследствии в пределах практически всей площади Мирнинского, Улу-Тогинского и Джункунского поднятий и частично их склонов развивалось Нижне-Ботуобинское сводовое неотектоническое поднятие, которое способствовало в плиоцен-четвертичное время глубокому врезу в породы субстрата рассматриваемых древних кор выветривания современной гидросети района. В результате этого верхнедевонские-нижнекаменноугольные коры выветривания и перекрывающие их верхнепалеозойские отложения сохранились примерно лишь на 10% площади указанных выше поднятий, причем преимущественно в понижениях их рельефа.

В мезозойское время в пределах Малоботуобинского района существовали две различные структурно-формационные зоны, характеризовавшиеся специфическими условиями развития и сохранения средне-верхнетриасовых кор выветривания. Одна из этих зон охватывает всю северо-западную половину территории района и в структурном отношении совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Вилуйского прогиба, являвшегося на протяжении длительного времени (триас-нижний лейас) преимущественно денудационной и только в плинсбахском и тоарском веке – аккумулятивной поверхностью. Несмо-

тря на то что в этой зоне существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования, в целом сохранность средне-верхнетриасовой коры выветривания плохая, так как, начиная со средней юры по настоящее время рассматриваемая территория подверглась значительной денудации. Поэтому поля развития площадных кор выветривания сохранились преимущественно на склонах депрессий типа Мачобинской и Иреляхской, выполненных тонкозернистыми отложениями нижней юры, а на остальной территории они фиксируются фрагментарно в виде изолированных останцов небольших размеров. При наличии исключительно благоприятных структурно-тектонических и палеогеоморфологических условий (пониженные участки денудационной поверхности, опущенные тектонические блоки, структурные террасы депрессий и т.п.) на отдельных участках рассматриваемого борта прогиба сохранились мощные (до 60 м) разрезы кор выветривания. При этом форма и размеры оставшихся полей развития элювиальных образований и их мощность находятся в полной зависимости от подобных параметров этих понижений. Как уже отмечалось, особо благоприятные условия для развития и сохранения коры выветривания на различных породах (в том числе и на кимберлитах) существовали на структурной террасе вдоль бровки северо-западного борта указанного выше прогиба. Вторая – юго-восточная зона, территориально совпадающая с центральной частью Ангаро-Вилуйского наложенного мезозойского прогиба, является неблагоприятной для формирования и сохранения мощной коры выветривания, так как здесь корообразование происходило в условиях денудационно-аккумулятивной равнины, а в раннелайасовое время кора выветривания и отложения, обогащенные её продуктами (в частности, иреляхская свита рэт-геттанга), практически полностью подверглись смыву. Районирование территории проводится в соответствии с рассмотренными выше особенностями образования и сохранения кор выветривания в пределах выделенных двух структурно-формационных зон. Однако в первой, наиболее благоприятной зоне меньшим развитием пользуются коры выветривания в локальных депрессиях, а сохранность этих образований на возвышенных частях траппового плато хуже, чем на их склонах. Как уже отмечалось, особо благоприятные условия для развития и сохранения кор выветривания существовали в пределах указанной выше структурной террасы, хотя и она подвергалась значительной денудации, так как территориально совпадает с Нижне-Ботуобинским сводовым неотектоническим поднятием. В пределах юго-восточной в целом неблагоприятной для развития и сохранения средне-позднетриасовых кор выветривания зоны на локальных поднятиях и их склонах также могут быть установлены элювиальные толщи. Так, например, благоприятная обстановка для их развития и консервации в рассматриваемой зоне существовала в пределах Средне-Ботуобинского поднятия. Об этом свидетельствуют результаты бурения здесь единичных скважин при заверке магнитных аномалий трубчатого типа, вскрывших коры выветривания мощностью 1-2 метра на туфах трубчатого взрыва и терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя.

В Далдыно-Алакитском алмазодобном районе благоприятные условия для развития и сохранения позднедевонской-раннекаменноугольной коры выветривания на терригенно-карбонатных породах также устанавливаются на палеоподнятиях (Чукук-Мархинское, Верхне-Алакитское и др.) и их склонах, а в расположенных вблизи от них локальных депрессиях отмечается аккумуляция продуктов переотложения элювиальных толщ. В отличие от этого, средне-верхнетриасовые коры выветривания в Далдыно-Алакитском алмазодобном районе сохранились от размыва в единичных разрезах в западинах рельефа траппового плато. Всё это позволяет провести районирование территории только по корам выветривания позднедевонского-раннекаменноугольного возраста. Так, площадь северной и восточной частей района со среднего триаса по настоящее время испытывает постоянное воздымание и подвергалась интенсивной денудации. В результате этого здесь полностью уничтожены не только коры выветривания и перекрывающие их верхнепалеозойские отложения, но и значительно денудированы породы субстрата. В южной и юго-западной частях района сохранившиеся от размыва коры выветривания под верхнепалеозойскими отложениями преимущественно тяготеют к палеоподнятиям, а также к их склонам. В депрессиях существовали неблагоприятные условия для формирования кор выветривания.

Всё изложенное в целом позволяет провести локальное районирование рассмотренной территории на площади, в пределах которых были следующие условия для развития и сохранения верхнедевонских-раннекаменноугольных и средне-верхнетриасовых кор выветривания и продуктов их ближнего пере-

отложения: а) неблагоприятные (нижние части палеовпадин); б) благоприятные (верхние части палеоподнятий); в) весьма благоприятные (склоны этих структур).

Проведенное региональное и локальное районирование рассматриваемой территории с выделением площадей, в пределах которых существовали весьма благоприятные, благоприятные и неблагоприятные условия для развития и сохранения значительных по мощности древних кор выветривания и продуктов их ближнего переотложения, является основой при определении оптимальных методических приемов проведения поисковых работ. Необходимо особо подчеркнуть, что это районирование позволяет комплексно рассматривать имеющиеся по каждой перспективной площади прямые и косвенные критерии прогноза, определять её структурно-тектоническое положение и палеогеографические, палеогеоморфологические условия развития, а также фациальные особенности формирования перекрывающих коры выветривания отложений, в том числе пути переноса кимберлитового материала. Отсюда следует, что рассмотрение каждого в отдельности проектируемого для поисков участка должно проводиться путем тщательного анализа всех благоприятных признаков. В соответствии с этим следует дифференцированно подходить также к рекомендациям по повышению эффективности поисковых работ. Поэтому в начальный период проведения поисковых работ на перспективной площади в первую очередь должен быть определен тип структурно-формационной зоны, в которой она находится, её эрозионный срез в эпохи пенепленизации и корообразования, мощность и зрелость кор выветривания, фациальный тип и мощность перекрывающих отложений, а также тектоническая и палеогеоморфологическая обстановка для времени проявления кимберлитового магматизма и формирования россыпей. В дальнейшем необходимо установить палеогеоморфологические и современные геоморфологические условия нахождения реликтов изучаемых древних поверхностей выравнивания и залегания на них сохранившихся кор выветривания, а также выявить на этих поверхностях различные по генезису (эрозионно-тектонические и структурные) и размерам впадины и более молодые «ловушки». Затем на основании детального изучения вещественного состава отложений определяется тип развитых на перспективной площади кор выветривания, условия формирования перекрывающих их отложений и направления переноса минералов (пиропы, пикроильмениты, хромшпинелиды и др.). В результате этих данных локализуются площади, на которых могут быть обнаружены кимберлитовые тела. Естественно, что в пределах ЯКП выделенные на основе этого площади, как правило, характеризуются крайне различным сочетанием отмеченных выше благоприятных факторов. Выветрелые кимберлиты обычно становятся слабо магнитными, что не позволяет обнаруживать их магнитной съёмкой даже при небольшой (первые десятки метров) мощности перекрывающих отложений. Поиски кимберлитовых трубок наиболее успешно могут проводиться по ореолам рассеяния минералов-спутников алмаза и самих алмазов, а также широко спектра других минералов легкой, тяжелой и глинистой фракций, характерных для этих пород.

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ И ПРОЯВЛЕНИИ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

Согласно современным представлениям кристаллический фундамент Сибирской платформы является результатом раннепротерозойской аккреции террейнов. Каждый из террейнов-обломков Пангеи-0 сложен присущим ему набором метаморфических комплексов и интрузивных магматитов. Причём в одних террейнах присутствуют указанные образования всех тектоно-метаморфических этапов, начиная с катархей и заканчивая верхним археем, в других – образования только нижнего (3,5-3,0 млрд. лет) и верхнего (3,0-2,5 млрд. лет) архея. Наиболее распространены террейны с возрастом метаморфитов около 3,0 млрд. лет. Полная консолидация Пангеи-0 произошла в интервале времени от 3,0-2,5 млрд. лет, но восстановить общую внутреннюю структуру «мозаики», сложенной из её элементов (террейнов) до раскола Пангеи, между собой не контактировавших, в принципе не возможно. Поэтому схемы тектонического районирования, составленные ранее методом протягивания единых метаморфических серий через всю платформу (обычно по картам аномального магнитного поля) с точки зрения террей-

новых представлений является ошибочным. Конечно, по магнитным картам в сочетании с картами наблюденного гравитационного поля можно изобразить внутреннюю структуру того или иного террейна, но проблема состоит в отыскании границ между террейнами, не всегда совпадающими с общим субмеридиальным простираем аномалий. Собственно преобладание общих простираем и создаёт иллюзию единства фундамента, и идея о террейнах вообще не возникает. Для Сибирской платформы она нашла подтверждение только в результате изучения метаморфических комплексов, обнажающихся на Алдано-Становом и Анабарском щитах. Наиболее полные фактические данные имеются по Алдано-Становому щиту, который, согласно современным данным, состоит из террейнов, сложенных катархейско-архейскими вещественно-тектоническими комплексами, переработанными и непереработанными раннепротерозойскими коллизиями. На юге Алдано-Становой щит граничит с фанерозойским Монголо-Охотским поясом, на западе – с рифейскими и раннепротерозойскими структурами Байкальской складчатой области. На севере и северо-востоке он полого погружается под отложения рифея, венда и нижнего палеозоя. Щит состоит из двух составных террейнов: южного – Станового и северного – Алданского, разделенных широкой шовной зоной (зоной тектонического меланжа). Мегаблоки различаются между собой по многим характеристикам. Но самым отчетливым является различие в ориентировке складчатости: субмеридиональной – у Алданского и субширотной – у Станового мегаблоков. В свою очередь, Алданский мегаблок разделяется на несколько террейнов – Западно-Алданский, Центрально-Алданский, Восточно-Алданский и Батомгский. Последние два в Западно-Якутскую субпровинцию не включаются. Между Западно-Алданским и Центрально-Алданским террейнами выделяется Амгинская зона тектонического меланжа шириной до 70 км, представляющая собой систему чешуйчатых надвигов, наклоненных на восток. В западной её части породы инфракрустального комплекса представлены гранулитовыми гнейсами, по-видимому, раннеархейского возраста, выходящие на поверхность в аллохтонах.

Последовательность формирования Западно-Якутского раннепротерозойского аккреционного орогена (как и в целом всего Восточно-Азиатского аккреционного орогена) представляется в следующем виде. В первую фазу происходил раскол на террейны архейского континента с образованием вулканогенно-осадочных поясов и сопутствующих им континентальных рифтов: Маганский, возможно Котуйканский вулканогенный пояс, Анабаро-Жиганский и Амгинский вулканогенно-осадочные пояса, Тьркандинский и Мерчимденский рифты. Вторая фаза характеризуется сшиванием или аккрецией террейнов в составных террейнах: на Лено-Вилуйском составном террейне к структурам этой фазы относятся Амгинская и Тьркандинская зоны тектонического меланжа, а также чешуйчатые надвиги северо-западного простираем, а на Ангаро-Вилуйском составном террейне – надвиговая зона между Оленёкско-Мархинским и Ботуобинским ортократонами с одной стороны и Тьнгским ортократоном с другой. Неизвестно сопровождается или нет эта зона тектоническим меланжем. Третья фаза – сшивание или аккреция составных террейнов – или фаза заключительных орогенных коллизий с центростремительным движением Тунгусского, Оленёкского и Лено-Вилуйского составных террейнов и надвигом их на Анабаро-Вилуйский составной террейн. К структурам этой фазы относятся Маганская, Котуйканская и Билляхская зоны тектонического меланжа, Ангаро-Жиганский коллизионный пояс, надвиги северо-западных простираем на Тунгусском, Анабаро-Вилуйском и Оленёкском и северо-восточного направления на Лено-Вилуйском составных террейнах и, конечно, граничные надвиги указанных террейнов. При четвертой фазе образуются эпиорогенные разломы северо-восточного направления, возникшие, по-видимому, после денудации горно-складчатых сооружений, природа которых возможно линеаментно-рифтовая. Согласно предложенной гипотезы происхождения алмазоносных кимберлитовых полей, перспективными в этом отношении являются внутренние (закольцовые) пространства трех ортократонов, располагающихся в пределах Анабаро-Вилуйского составного террейна. Ортократоны сконцентрированы на территории треугольной конфигурации, ограниченные надвинутыми составными террейнами, располагаясь по углам треугольника. Тем самым как бы выделилась наиболее консолидирующая механическая прогнозная часть литосферы, препятствующая и ограничивающая продвижению шарьяжей. Этот факт перекликается с «концепцией литосферного корня». На Центрально-Тунгусском террейне на основании некоторых тектонических предпосылок выделены три предполагаемых ортократона и один (Арга-Салинский) – на Восточно-Тунгусском террейне.

Образование кимберлитовых трубок Мирнинского кимберлитового поля непосредственно связано со следующей тектоно-магматической активизацией термоблемы, прошедшей в среднем палеозое. Расположение её на борту Патомско-Вилуйского авлакогена является причиной пересечения термоблемы Вилуйско-Мархинской зоной долеритовых даек, а именно Западной, Параллельной, Центральной и Восточной дайками. Поскольку дайки имеют региональное протяжение, их коровые магматические очаги в общем случае генетически не связаны с термоблемой, но частные магматические очаги, находящиеся в пределах термоблемы, обеспечивают дайкам, в указанных пределах, субщелочной состав. Термоблема пересечена Укугутским линейamentным рифтом, проходящим практически через весь район известных кимберлитовых трубок. Это обстоятельство способствовало поступлению в корово-мантийную смесь термоблемы горячего газово-флюидного потока, вызывавшего её частичное плавление и добавочное геодинамическое давление, направленное вверх. Выделение из корово-мантийной смеси с глубинными кимберлитовыми сегрегациями (ГКС) ультраосновного (в том числе кимберлитового) и основного расплавов, с последующим внедрением их в тектонические породы верхней части термоблемы, происходило, по-видимому, посредством ликвации, во всяком случае, также, как это предполагают сторонники гипотезы о происхождении кимберлитов от ультраосновных интрузий, внедрившихся в кору. В свою очередь, положение Накынского кимберлитового поля, выделенного двумя различными методами (гравиметрическим и сейсмогеологическим), вполне совпадает. Дьяхтар-Юряхский куст как структура, включающая в себя три известные кимберлитовые трубки (Ботуобинская, Нюрбинская и тело Майское) выделен на схеме вертикальной составляющей поля G (пакет Geosoft) масштаба 1:200000. К ней отнесена кольцевая структура, наблюдаемая на этой схеме и находящаяся внутри Накынского кимберлитового поля. Главное различие в строении Мирнинской и Накынской термоблем состоит в том, что последняя относительно своей коровой мантийной части сдвинута в северо-западном направлении примерно на 20 км. По-видимому, термоблема при подходе к коре изменила своё вертикальное положение, используя наиболее тектонически нарушенное пространство в гранулито-базитовом и эндербитовом слоях. В результате образовалась зона неправильной конфигурации, заполненная корово-мантийной смесью с ГКС. Возможно также, что коровая часть термоблемы сорвана с мантии и перемещена на поверхность Мохо. Другой особенностью Накынской термоблемы является наличие рифтовых структур с их характерными признаками: подъёмом кровли верхней мантии, сокращением мощности гранулито-базитового слоя. Такие структуры устанавливаются на северо-западе и на юго-востоке. Первая находится в пределах Анабаро-Синского рифтового барьера, что подтверждает его рифтово-инверсионное происхождение, а вторая лежит уже в пределах Ыгыаттинской впадины. Следует при этом отметить, что гранито-гнейсовый слой в юго-восточной части этой территории осложнён системой чешуйчатых надвигов, вследствие чего его мощность увеличена примерно в три раза.

Авлакогены и другие рифтогенные структуры, сыгравшие основную роль в среднепалеозойском кимберлитовом магматизме на Сибирской платформе, заложились в рифее. С начала рифейского этапа тектоническому дроблению подверглись в основном краевые части Сибирской платформы (в современных её очертаниях), что послужило причиной образования обширных седиментационных бассейнов и регионального масштаба внутриплатформенных континентальных поднятий типа антеклиз. Центральная антеклиза протягивалась в северо-восточном направлении через всю центральную часть платформы и отделяла Северный и Западный бассейны от Верхояно-Колымского и Байкало-Вилуйского бассейнов. Последний с юго-востока ограничивался Алдано-Становой антеклизой. Образовались более мелкие поднятия, такие как Байкитское и Енисейское. Они, как и Становое поднятие, включены в структуру краевых прогибов, поскольку подверглись тектоно-термальной переработке в процессе байкальской фазы складчатости. Северный бассейн образовался на основе Анабаро-Хатангской рифтовой структуры, входящей в единую систему подобных же структур Верхоянско-Колымского бассейна. Отметим, что заложившаяся в рифее узкая система грабенов, расширяясь, преобразовалась в авлакогены сквозного среднепалеозойского и мезозойского развития. Рифейские отложения погребены под образованиями указанных возрастов и практически не изучены. В северо-восточной части платформы рифейские отложения формировались в Анабаро-Оленекском бассейне, где представлены всеми тремя отделами. Сведения о них дают современные их выходы на поверхность в пределах Соололийского

поднятия и на восточном склоне Анабарского щита. Кроме того, верхние и среднерифейские отложения вскрыты Бурской скважиной (3200 м), пробуренной в бассейне р.Бур, в пределах достаточно погруженной территории на борту одного из грабенов. Несмотря на то, что эта скважина до фундамента не пробурена, есть основания предполагать наличие здесь отложений нижнего отдела рифея. Все три отдела выходят на поверхность в бассейне р.Уджа на Билиро-Уджинском поднятии. В бассейне р.Куонамка развиты в основном отложения лишь среднего и верхнего рифея, причем в сокращенных мощностях. Данные об этих отложениях глубоко погруженных территорий Анабаро-Оленекского междуречья, занятого Суханской впадиной, отсутствуют. Можно лишь говорить о наращивании мощности отложений в направлении к ее центру. Анабаро-Оленекский бассейн образован группой грабенов, выклинивающихся в Сибирскую платформу со стороны плиты моря Лаптевых, то есть, как и грабены Хатангского прогиба, они входят в систему миогеосинклинальных или авлакогенных структур северной окраины Верхояно-Колымской области. Рифтогенное происхождение бассейна позволяет отнести его к входящему авлакогену под названием Уджинского или Билиро-Уджинского. А наличие рифейских структур в основании Вилюйской синеклизы позволяет предполагать расположение на этой же территории геологически доказанного среднепалеозойского Патомско-Вилюйского авлакогена. Сквозной Палеовилюйский авлакоген протягивался через территорию современной Вилюйской синеклизы от периклинали Уринского антиклинория, погружающихся склонов перикратонных опусканий до передовых складок Западного Верхоянья. Его границы восстанавливаются весьма приблизительно лишь по контурам базальных горизонтов вендских отложений, вскрытых некоторыми глубокими скважинами. На бортах Ыгыяттинской и Кемпендяйской впадин, на Сунтарском поднятии и Вилюйчанской седловине эти отложения отсутствуют. Палеовилюйский авлакоген состоит из двух основных грабенов – северного Линденско-Ыгыяттинского и южного Лунгхино-Кемпендяйского и разделяющего их центрального горста, которому в современном структурном плане соответствуют Хапчагайский мегавал и Сунтарское поднятие. Непосредственным продолжением Палеовилюйского авлакогена является Юдомо-Майский прогиб, расположенный на границе с Верхояно-Колымской геосинклинальной областью. В течение рифея, венда и раннего палеозоя (кембрий-поздний силур) в Юдомо-Майском прогибе накапливались отложения, мощность которых достигает 6-7 км.

В результате каледонской складчатости (то есть к началу девонского периода) оформились границы Сибирской платформы, близкие к современным её очертаниям, если не считать некоторые сокращения её площади на востоке, прошедшие вследствие надвига мезозоид Западного Верхоянья. Складчатость и орогенез распространились и на краевые прогибы. Наименьшую продолжительность континентальный перерыв имел место в центральных частях отрицательных структур, подготовленных ещё рифейскими и венд-кембрийскими тектоническими движениями. Широкая трансгрессия началась со середины девона и достигла максимума к концу фаменского века позднего девона. В течение раннекаменноугольной эпохи бассейны седиментации сохранились ещё в авлакогенах. Суша занимала в основном низкое гипсометрическое положение и поэтому денудация была ослабленной. С позднего карбона или с начала пермского периода платформа вступила в новый позднегерцинский этап тектонического развития. Этими эпохами отмечен коренной переломный момент в тектоническом развитии Сибирской платформы, когда режим широких морских трансгрессий сменился кратонным режимом. Среднепалеозойские кимберлитовые поля образовались в течение позднедевонской трансгрессивной стадии раннегерцинского тектонического цикла. Они располагались у границ девонских седиментационных бассейнов в условиях отсутствия эрозионно-денудационных процессов. Район Накынско-го кимберлитового поля и территория, лежащая северней, в течение позднекаменноугольной эпохи и пермского периода находились в континентальных условиях низкого плато, а в конце пермского периода – приморской низменности. Здесь могли накапливаться маломощные образования различного континентального генезиса, подвергшиеся размыву в триас-юрском периоде. В триасовом периоде генеральная тектоническая обстановка в целом оставалась прежней. Формационный состав триасовых отложений, выполняющих Лено-Хатангский прогиб, и их мощности позволяют рассматривать эту структуру в качестве триасового авлакогена. Триасовые отложения Предверхоянского перикратонного прогиба и Вилюйской синеклизы тесно генетически связаны с осадками триаса Западного Верхоянья, но отличаются от них более «континентальным» составом и меньшей мощностью (до 2000

м). Большую роль играют аллювиальные и делювиальные фации, присутствуют единичные пласты основных эффузивов. На северо-западном склоне Вилюйской синеклизы триасовые отложения выклиниваются несколько северней выклинивания пермских отложений. Однако значительного сокращения триасовых отложений (стратиграфических эквивалентов триасовых свит Вилюйской впадины) на Накынском кимберлитовом поле не было, тем более их не было и севернее, по крайней мере, до Муно-Тюнгского водораздела. Для триасового периода характерно широкое образование трансформных разломов (сдвига-сбросы), протягивающихся ортогонально по отношению к структурам Западно-Верхоянской геосинклинали и генетически связанных с горизонтальными растяжениями земной коры. Эти разломы пересекают Предверхоянский прогиб и выклиниваются в пределы Анабаро-Оленекской антеклизы. Так, например, Кютюнгдинский грабен образован парой таких разломов. Имели место также образование поперечных разломов трансформной природы, связанных с растяжением земной коры в пределах Лено-Хатангского авлакогена, которые пересекают северо-западный склон Анабарской антеклизы.

В заключение отметим, что в течение всего триасового периода в районе Накынского кимберлитового поля существовали континентальные условия, с преобладанием процессов эрозии и денудации. В конце триасового периода Сибирская платформа испытала эпейрогеническое поднятие и почти на всей её территории (исключая краевые, перикратонные прогибы и Вилюйскую синеклизу) установился континентальный режим. Территория Тунгусской синеклизы, вследствие излияния и внедрения огромного объёма траппов, не компенсированного прогибанием, преобразовалась в возвышенное плато и слилась с Ангарской антеклизой. Юрское осадконакопление в целом имело трансгрессивный характер. Своего максимума трансгрессия достигла в тоарском веке, когда морской бассейн распространился до предгорий Алдано-Патомской антеклизы. На юго-западе платформы обособилась Ангарская синеклиза как часть обширного Западно-Сибирского морского бассейна. С Вилюйской синеклизой она соединялась Ангаро-Вилюйским прогибом, где в начале ранней юры преобладали континентальные условия осадконакопления, а режим мелководного морского бассейна установился только со второй половины плинсбахского века. По-видимому, Ангаро-Вилюйский прогиб не является в полном смысле тектонической структурой, а скорее всего это тектонически пассивная топографическая седловина, связавшая тектонически прогнутые Ангарскую и Вилюйскую синеклизы и ограниченная по бортам трапповым плато и предгорьями Байкало-Патомской горно-складчатой области. В конце поздней юры-начале мелового периода начался складчатый процесс и надвигание передовых складок на платформу в Верхояно-Чукотской геосинклинальной области и Ангаро-Хатангском прогибе, но окончательное преобразование этих геоструктур в горно-складчатые сооружения произошло в раннем мелу-палеогене. В это время структурами (осадочными бассейнами) в пределах Сибирской платформы были только Хатанский, Ангаро-Хатанский, Предверхоянский прогибы и Вилюйская синеклиза. На остальной территории установился режим тектонического поднятия и континентальных условий с преобладанием образования кор выветривания и денудации. Поэтому следует критически относиться к оптимистическим прогнозам по шлихо-минералогическим критериям относительно наличия в Муно-Тюнгском междуречье коренных алмазоносных кимберлитов.

НОВЫЕ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕШЕНИЯ В ПЕРЕРАБОТКЕ ТРУДНООБОГАТИМЫХ ВОЛЬФРАМОВЫХ РУД

Е.В. Золтоев

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, ezol@binm.bscnet.ru

В промышленности применяются различные технологические схемы переработки вольфрамовых концентратов и промпродуктов с целью получения триоксида вольфрама или других его соединений. Спекание (сплавление) с щелочами или содой – это наиболее изученные процессы, нашедшие широкое практическое применение. Конечным продуктом процессов, основанных на разложении щелочами, является раствор, содержащий вольфрамат натрия, из которого после очистки от примесей выделяют малорастворимые соединения вольфрама (вольфрамовую кислоту, паравольфрамат аммония). Громоздкость традиционной гидрометаллургической части переработки вольфрамовых концентратов

(нейтрализация щелочных растворов вольфрамата натрия, многостадийная очистка от основных примесей - кремния, фосфора, мышьяка) во многом снижает эффективность процессов, основанных на спекании (сплавлении) с щелочными реагентами. Это обуславливает поиск новых технологических решений повышения эффективности щелочных способов вскрытия вольфрамовых концентратов и последующего гидрометаллургического передела.

В Байкальском институте природопользования (БИП) СО РАН разработаны способы переработки гюбнеритовых (вольфрамитовых) концентратов и промпродуктов, содержащих 60-65%, 20-23% и 2-5% триоксида вольфрама [1-3]. С понижением содержания триоксида вольфрама в перерабатываемых концентратах значительно возрастают удельные расходы реагентов и энергетические затраты по отношению к единице веса получаемого продукта. Существенно сократить удельные затраты реагентов и энергии можно, если на стадии пирометаллургического передела выделять из расплава ту его часть, где в значительной мере (до 95%) концентрируется образующийся в процессе плавки вольфрамат натрия. Раздельный слив и переработка вольфраматсодержащей части расплава (солевой фазы), свободной от большинства примесей, и остальной силикатной части расплава (шлаковой фазы) позволит намного сократить и упростить последующую гидрометаллургическую переработку.

В основу разработанной в БИП СО РАН технологии переработки гюбнеритовых концентратов и промпродуктов с различным содержанием триоксида вольфрама положен метод ликвационной плавки с содой или сульфатом натрия. Большой интерес, как практический, со стороны комбината, так и исследовательский, с нашей стороны, представляла переработка низкокачественных гюбнеритовых промпродуктов, содержащих 2-5% триоксида вольфрама. В этом случае наиболее эффективно сочетаются в комбинации гравитационное обогащение и химико-металлургический передел. В результате ликвационной плавки происходит расслоение расплава на несмешивающиеся фазы – вольфраматсодержащий солевой слой (белого цвета) и силикатный шлак (черного цвета, стекловидный). После выдержки в течение часа при температуре 1100°C расплав охлаждали до 800°C и осуществляли раздельный слив продуктов плавки, используя их различия в вязкости после охлаждения. Извлечение триоксида вольфрама в солевую фазу составляет 95%.

Оптимальные условия ликвационной плавки низкосортных гюбнеритовых промпродуктов, обеспечивающие высокую степень извлечения триоксида вольфрама в солевую фазу, определяли на основе опытов, проведенных с использованием вероятностно-детерминированного метода планирования химико-металлургического эксперимента [4]. Изучены влияния на процесс ликвационной плавки температуры (X_1), продолжительности опытов (X_2), состава шихты (сода:промпродукт = $X_3:X_4$) и на степень извлечения триоксида вольфрама (Y). Факторы X_1 , X_2 , X_3 и X_4 задавались по матрице четырехфакторного эксперимента на пяти уровнях. Анализируя полученные частные зависимости $Y = f(X)$, сделан вывод, что наибольшее влияние на процесс разложения гюбнеритовых промпродуктов оказывает количество соды в исходной шихте (X_3).

На основе анализа выведенного обобщенного уравнения, связывающего частные зависимости, определены оптимальные условия проведения процесса ликвационной плавки гюбнеритовых промпродуктов с содой: X_1 , температура процесса - 1100 °C; X_2 , продолжительность - 75 мин.; X_3 , количество соды - 10,0 г; X_4 , количество промпродукта - 10,0 г.

Таким образом, уже на стадии пирометаллургического передела можно получить с высоким извлечением (до 95%) вольфраматсодержащий водорастворимый солевой продукт, свободный от большинства примесей, являющийся своего рода искусственным вольфрамовым сырьем (ИВС), обладающим высокой реакционной способностью при дальнейшей их гидрометаллургической переработке.

Гидрометаллургическую переработку ИВС – солевой фазы ликвационной плавки, состоящей, в основном, из изоморфной смеси вольфрамата и сульфата натрия, можно осуществить различными известными и имеющими практическое применение способами, конечными продуктами которых являются паравольфрамат аммония, вольфрамовая кислота или вольфрамовый ангидрид.

Одним из оригинальных способов переработки вольфраматных растворов, полученных в результате растворения ИВС, который может найти применение, является способ получения вольфрамовой кислоты при пропускании раствора через колонку, заряженную катионитом КУ-2 в H^+ -форме [5]. Выходящий из колонки раствор с землем вольфрамовой кислоты кипятится с небольшим количеством азотной

кислоты. Образующийся осадок вольфрамовой кислоты отделяется от раствора центрифугированием. Раствор после центрифугирования (фугат) используется для растворения ИВС. По мере накопления сульфата натрия в растворе от него освобождаются осаждением.

С учетом наличия отработанной промышленной технологии, оборудования, в качестве основного гидрометаллургического метода переработки может быть применена экстракционная технология с использованием аминов. Исследования по экстракционной переработке ИВС, полученного при ликвационной плавке гюбнеритовых промпродуктов, были проведены в Институте металлургии и металловедения им. А.А.Байкова РАН [6]. Основными стадиями экстракционной переработки ИВС были: экстракция вольфрама триалкиламином (ТАА) в две ступени; реэкстракция вольфрама аммиачной водой; регенерация органической фазы раствором серной кислоты; выделение кристаллов паравольфрамата аммония. Извлечение триоксида вольфрама в органическую фазу проходит достаточно полно, причем в рафинате после второй ступени экстракции концентрация триоксида вольфрама составляет менее 0,05 г/л.

На основании проведенных исследований разработана технологическая схема комплексной переработки низкосортных гюбнеритовых промпродуктов, включающая ликвационную содовую плавку с выделением из расплава солевой вольфраматсодержащей фазы – искусственного вольфрамового сырья, экстракционную или сорбционную технологию получения из ИВС паравольфрамата аммония или вольфрамовой кислоты, доизвлечение вольфрама из шлака с последующей переработкой последнего на стройматериалы, выделение из процесса сульфата натрия.

1. А.с. 808370 (СССР). Способ получения вольфрамата натрия/ Никифоров К.А., Золтоев Е.В., Гуляшинов А.Н., Мохосоев М.В. – Оpubл. БИ, 1981, №8.

2. А.с. 861318 (СССР). Способ переработки гюбнеритовых концентратов/ Никифоров К.А., Золтоев Е.В., Мохосоев М.В. – Оpubл. БИ, 1981, №33.

3. А.с. 986950 (СССР). Способ переработки гюбнеритовых промпродуктов/ Золтоев Е.В., Никифоров К.А., Мохосоев М.В. – Оpubл. БИ, 1983, №1.

4. Малышев В.П. Математическое планирование металлургического эксперимента. Алма-Ата: Наука, 1977. 36 с.

5. Золтоев Е.В., Никифоров К.А., Бутуханов В.Л., Мохосоев М.В. Получение вольфрамовой кислоты из некондиционных вольфрамовых концентратов // Химия и технология молибдена и вольфрама. ч. II: Тез. докл. IV Всесоюз. совещ. Ташкент, 1980. С.145.

6. Резниченко В.А., Палант А.А., Соловьев В.И. Комплексное использование сырья в технологии тугоплавких металлов. М.: Наука, 1988. 240 с.

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ СИСТЕМ В СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ.

А.А. Иванов

КОО Монголо-Российская совместная компания “Предприятие Эрдэнэт”, Эрдэнэт, Монголия, mtprosl@gmail.com

Удачное использование прогнозных моделей медно-порфировых систем в Южной Гоби компанией IvanhoeMines на месторождении Оюу Толгой (рис.1) и в прилегающих районах привело к разработке моделей в компании “Предприятие Эрдэнэт”. Модели используются на всех этапах поиска и изучения порфировых систем с учетом геологического строения андезито-базальтовых поясов. Прогнозно-поисковые модели порфировых систем описаны в работах Кривцова А.И. [1], Р. Силлитоу.

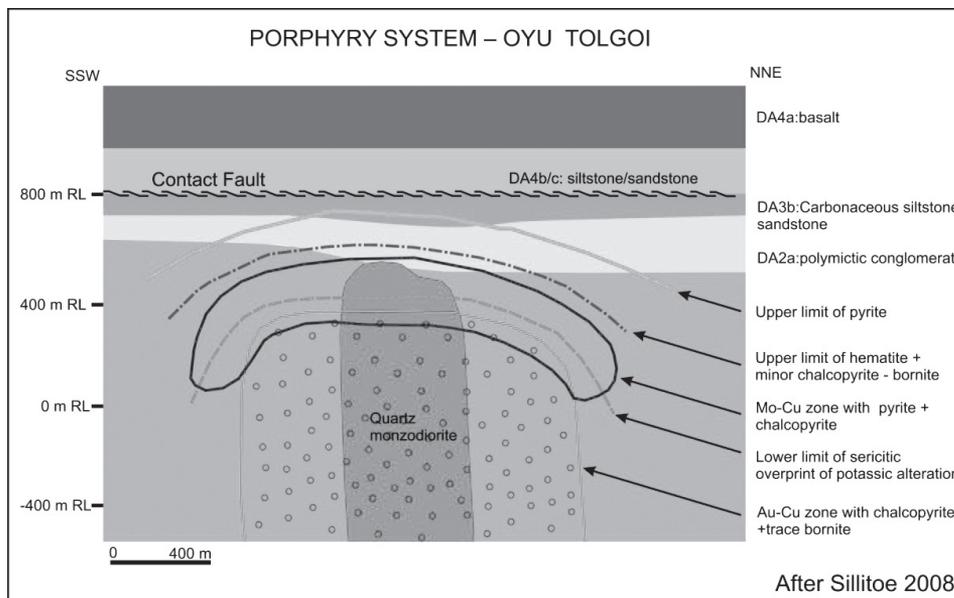


Рис.1

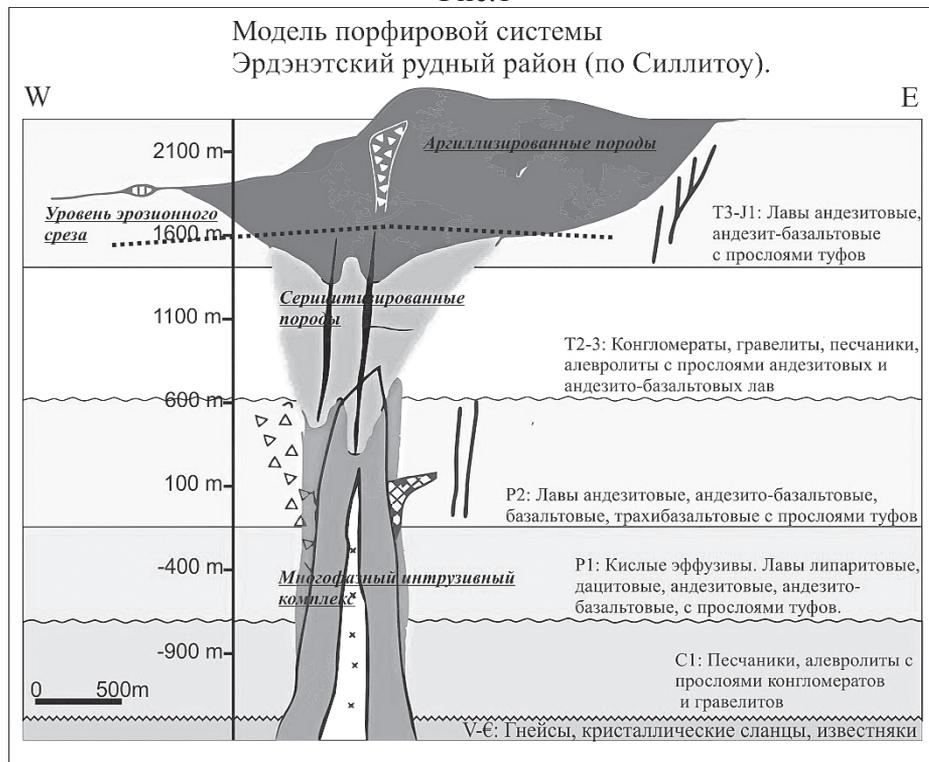


Рис.2

Разработанные в компании “Предприятие Эрдэнэт” модели имеют параметрические характеристики, что необходимо для проектирования поисковых геофизических систем (рис.2). Разработаны также геофизические модели, описывающие структурно-литологические рудоконтролирующие элементы. Выделение на разрезах таких элементов позволяет сосредотачивать усилия на самых интересных аномалиях. Геофизические модели и эталонные разрезы получены методом сопротивлений и вызванной поляризации, по технологии 2-д электротомографии, используется генератор тока мощностью 10 кВт.

Компания “Предприятие Эрдэнэт” ведет поисковые работы на лицензионных площадях, которые направлены на выявление скрытой медной минерализации. В последние два года активизировались работы на флангах месторождения Эрдэнэтийн Овоо, которые принесли результаты, связанные с выявлением рудного тела №2 на Центральном участке месторождения.

На стадии поисковых геологических и геофизических работ актуально построение прогнозной поисковой модели (рис.3). Геофизический разрез характеризует структурно-литологические элементы, контролирующие медно-порфировое оруденение. Гидротермальные и метасоматические изменения пород и карта соотношений свидетельствуют о высоком уровне измененных пород над глубоко расположенным порфиром. Существует большая вероятность обнаружения золото-медной минерализации.

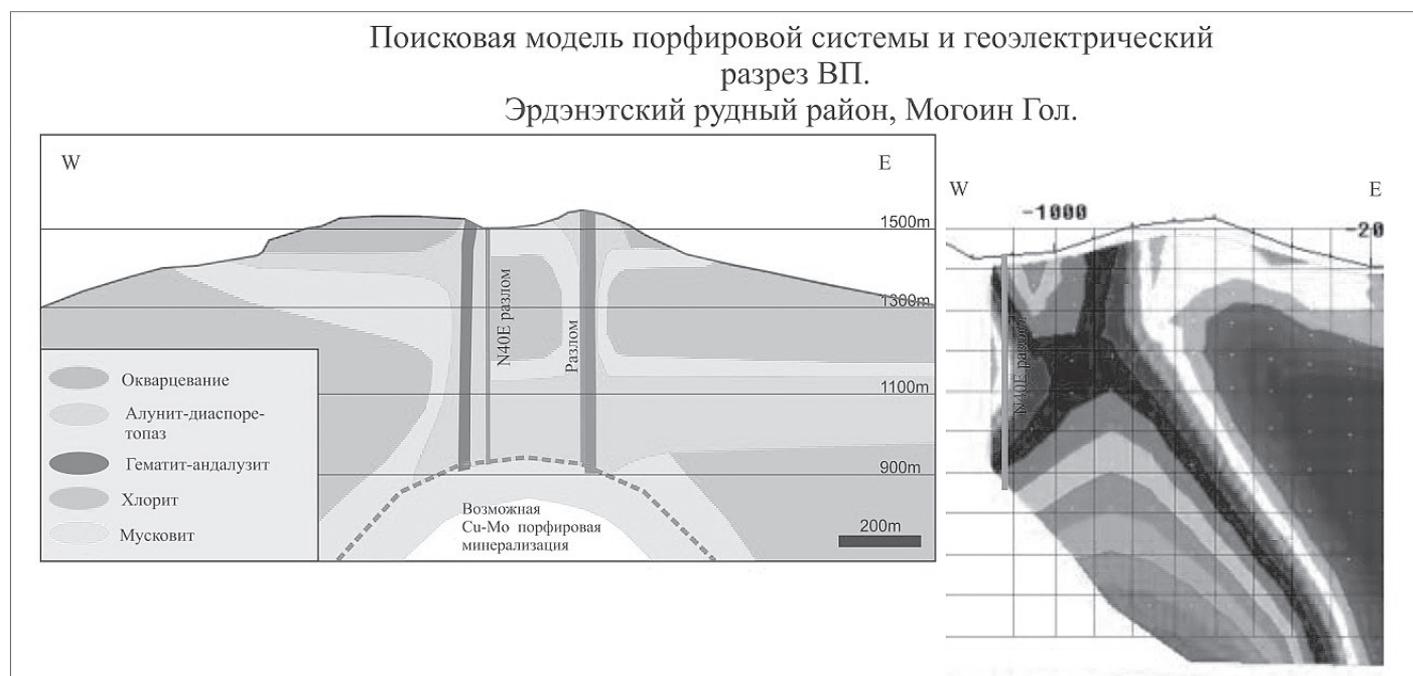


Рис.3

Моделирование порфировой системы основано на геологических, геофизических данных, полученных при оценочных работах и эксплуатации медно-молибденового порфирового месторождения Эрдэнэтийн Овоо ($X=104.129724$, $Y=49.021096$), рудопоявления Шанд ($X=104.191172$, $Y=48.771021$), оценка которого проводится в настоящее время, а также на перспективных участках имеющих медную минерализацию, среди которых можно выделить Могоин Гол ($X=103.758579$, $Y=49.163162$). Месторождение Эрдэнэтийн Овоо хорошо изучено на глубину 300 м, частично выработанный горизонт, фрагментарно до горизонта 900 м, единичными скважинами на глубину 1000м. Первоначальные абсолютные отметки высот находились на уровне 1500-1600 м. Проведенные электроразведочные работы методом сопротивлений и вызванной поляризации на глубину 1600 м (рис.4) позволили получить данные о глубинном строении порфировой системы, подтвердили геологическую обоснованность модели порфировой системы.

Производственные результаты были получены при применении электроразведочной системы рассчитанной на зондирование до 1000 м. Электроразведочными работами на северо-западном (рис.5) и юго-восточном (рис.5) фланге месторождения Эрдэнэтийн Овоо по контуру и за контуром рудного тела выявлены аномалии ВП.

Преставленные на рисунках разрезы являются эталонными для своих участков, характеризуют структурно-литологическое положение рудного тела в порфирировой системе. Геологические результаты увязывают интервал вновь выявленных аномалий ВП с серицитизированным комплексом, поисковая скважина 10209 вскрыла богатую медную минерализацию, сульфидная медь до 0.5%. Интерес представляет также подрудная часть порфирировой системы, в аналогичном интервале глубин и при сходных геофизических данных на месторождении Оюу Толгой выявлена золоторудная минерализация. Геофизические результаты электроразведки показали расширение диапазона удельного сопротивления до 2000 Ом/м для пород локализирующих медную минерализацию, против диапазона до 1000 Ом/м, выявленного ранее.

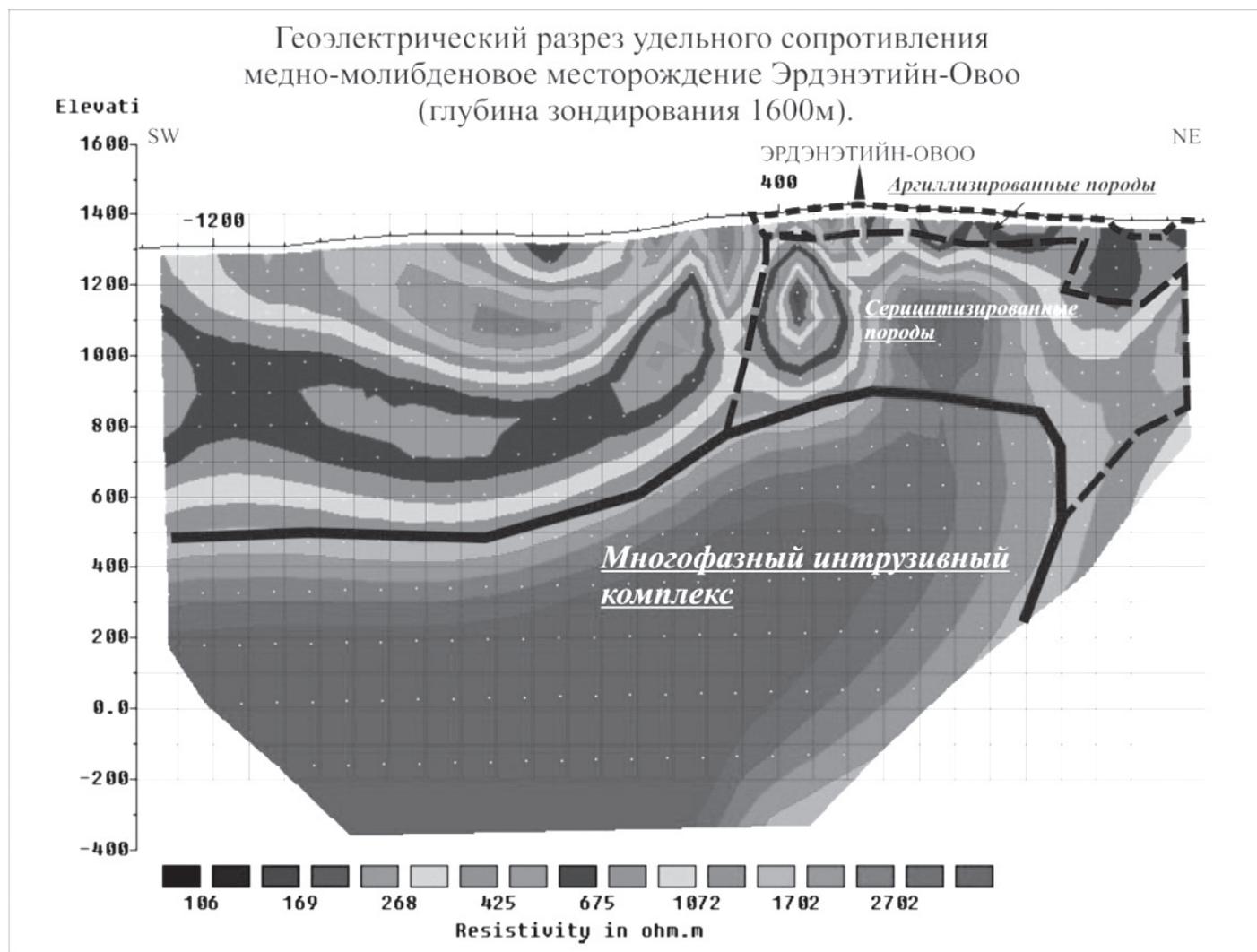


Рис.4

Интенсивность вызванной поляризации не имеет линейной зависимости с медной минерализацией, но довольно точно описывает общее содержание сульфидов в горной породе. Максимальные значения ВП до 100 mV/V связаны с пиритовой сульфидной компонентой. В процессе обработки электроразведки влияние экстремальных данных ослаблялось применением робастной инверсии, с учетом затухания и выравнивания данных. Для медно-порфирировой минерализации характерно спокойное устойчивое поле ВП в диапазоне 10-40 mV/V. Точность и надежность геофизических работ оценивалась по данным геохимического анализа керн поисковых скважин (10209 и др.) пробуренных в 2012 г. Положение аномалии на юго-восточном фланге (рис.5) в плане совпало с положением рудного тела №1 и №2, по глубине наблюдается погрешность определения до 100 м в большую сторону. Это связано с резко увеличивающейся мощностью рыхлых отложений и аргиллизированных пород над рудным телом №2, имевшей место нарушении геометрии электроразведочной установки при работе в условиях наличия карьера, отвалов, длина установки составляет около 4 км.

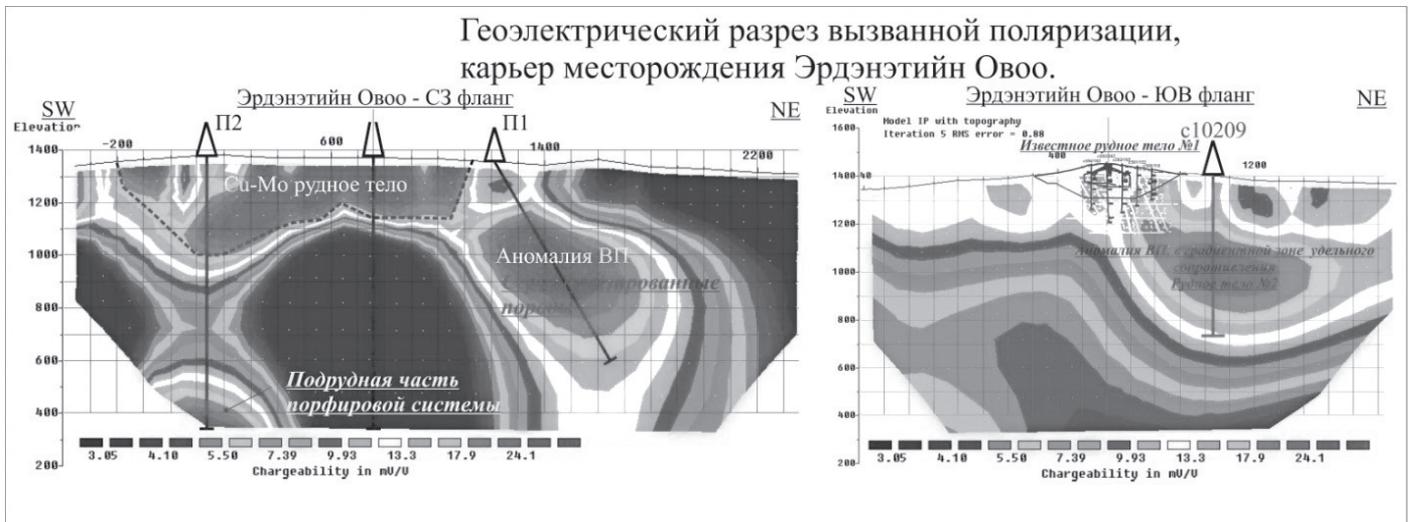


Рис.5

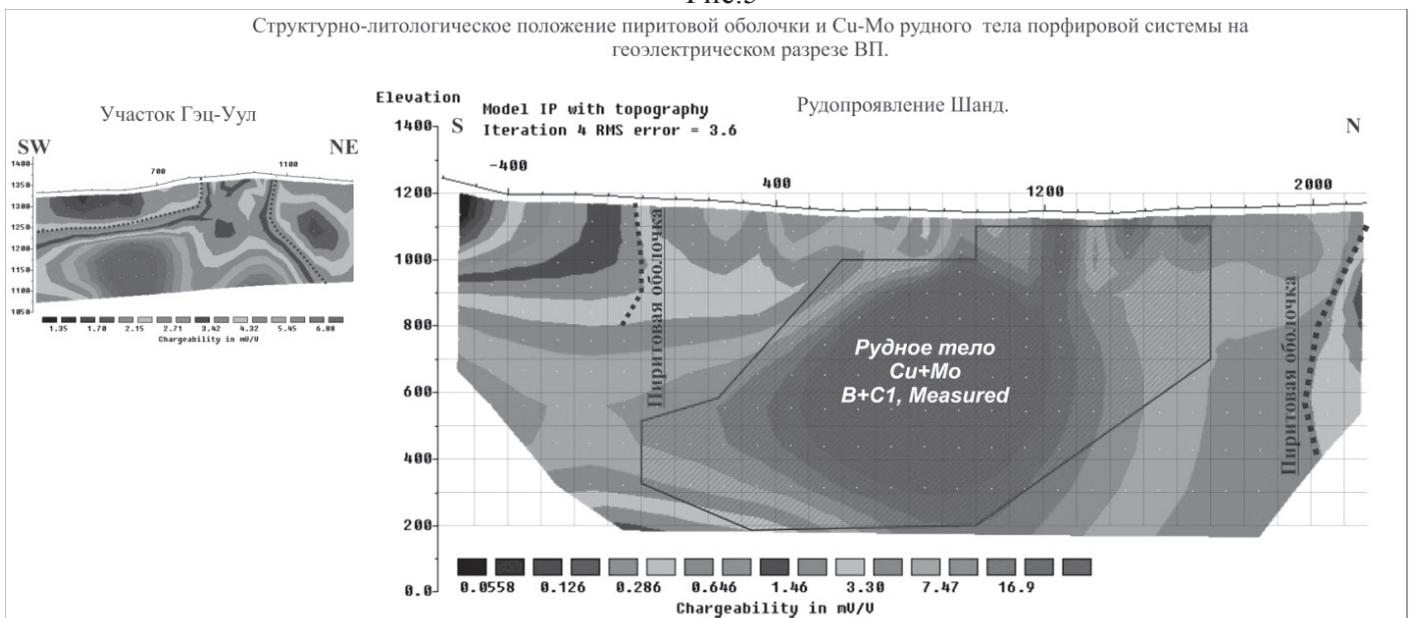


Рис.6

Важным поисковым признаком порфировых систем является пиритовая оболочка. На разрезах вызванной поляризации (рис.6) представлены особенности структурно-литологического положения пиритовой оболочки в порфировой системе. На разрезе (рис.6) через рудопроявление Шанд в полном объеме представлена Cu-Mo минерализованная зона, пиритовая оболочка в два раза по размеру превышает размер рудного тела по дневной поверхности. Геофизическая аномалия ВП от пиритовой оболочки являлась важнейшим поисковым признаком. На другом разрезе с участка Гэц-Уул зондирование было сделано на глубину 275 м и подсекло периферийную часть пиритовой оболочки порфировой системы не вскрытой эрозионным срезом. Наличие имеющейся структурно-литологической обстановки служит предпосылкой для постановки глубинного зондирования на участке.

Создание и использование параметрических прогнозно-поисковых моделей и геофизических моделей носит взаимопроникающий характер, позволяет оптимизировать направление геологоразведочно-го процесса и привести к новым открытиям рудных тел.

1. Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Меднопорфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. Под редакцией А.И. Кривцова. М.: ЦНИГРИ, 2010. 232 с.

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ РАСТВОРИТЕЛЕЙ ДЛЯ УДАЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПАРАФИНА НА НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

И.К. Иванова, Е.Ю. Шиц

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, iva-izabella@yandex.ru

На территории Якутии нефтяные месторождения, находящиеся в опытно-промышленной эксплуатации, расположены в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Добываемые нефти характеризуются преимущественно метановым составом (41-73%) и повышенным содержанием асфальтенов (до 11%) и смол (до 43%). Перечисленные факторы приводят к коагуляции и кристаллизации асфальтосмолопарафиновых отложений (АСПО) непосредственно в пласте, в его призабойной зоне (ПЗП) и на поверхности насосно-компрессорных труб (НКТ).

Основным способом борьбы с АСПО на Иреляхском газонефтяном месторождении (ГНМ) является периодическая обработка НКТ добываемым на этом же месторождении газовым конденсатом, ежегодный расход которого составляет порядка 300 м³, однако полностью очистить оборудование от отложений не удается.

Таким образом, целью настоящего исследования является изучение растворимости АСПО в газовом конденсате при низких температурах, а также определение оптимального направления для повышения эффективности его применения.

В экспериментах использовали АСПО, образующиеся на поверхностях НКТ при добыче нефти Иреляхского месторождения. Поскольку температура поверхности НКТ в осенне-зимний период составляет не более 10°C, а весной и летом не превышает 25°C, эксперименты были проведены при этих температурах для моделирования сезонных условий эксплуатации скважины. Групповой состав АСПО определен адсорбционным методом по Маркуссону [1], установлено, что исследуемое АСПО относится к парафиновому типу (тип ПЗ). Углеводородный состав газового конденсата был изучен методом газожидкостной хроматографии. Установлено, что в его составе распределение n-алканов носит бимодальный характер с максимумами на гексане и додекане. В качестве растворителей АСПО были изучены: газовый конденсат, гексан, как модель легкой фракции конденсата, и композиционная смесь, состоящая из гексана и бензола (ГБС) в соотношении 1:1. Оценка эффективности растворителей производили по методике «Нефтепромхим» [2], где эффективность реагента оценивалась по изменению массы отложений при их контакте с растворителями, температура проведения эксперимента 10°C, время контакта – 4ч, статические условия. Результаты исследования моющей способности растворителей, как универсального показателя эффективности, приведены в (табл.1).

Табл. 1

Эффективность разрушения АСПО различными УВ растворителями

Моющая способность, % мас.	t°C	Реагент		
		Конденсат	Гексан	Гексан+Бензол (1:1)
	10	38	87	100
	25	63	97	100

Установлено, что применение газового конденсата при любых температурах является не лучшим выбором для удаления отложений с поверхности нефтепромыслового оборудования. Наиболее эффективно разрушают структуру парафинистого АСПО гексан и ГБС, т.к. в состав этих реагентов входят низкокипящие алифатические УВ, которые являются неплохими растворителями парафиновых УВ.

Таким образом, технический и, соответственно, экономический эффект при применении газового конденсата, в качестве растворителя АСПО, может быть достигнут: 1) путем фракционирования конденсата на пункте подготовки нефти, с получением гексановой фракции, что значительно уменьшит затраты на транспортировку растворителя; 2) подбором и разработкой композиционного состава на

основе конденсата или прямогонных нефтяных фракций с добавлением ароматических присадок.

1. Рыбак М.С. Анализ нефти и нефтепродуктов. М.: ГНТИНГТЛ, 1962. 888 с.
2. Эффективность применения растворителей асфальтосмолопарафиновых отложений в добыче нефти / Головки С.Н., Шамрай Ю.В., Гусев В.И., Люшин С.Ф. и др. М.: Обзор.информ. / ВНИИОЭНГ. Сер. «Нефтепромысловое дело», 1984. 85 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ ГЛУБИННОЙ РУДОНОСНОСТИ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Е.Г.Иволга

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, ivolga@itig.as.khb.ru

Возрастающий интерес промышленности к олову диктует необходимость обеспечения промышленных оловорудных предприятий ресурсной базой, которая существенно может быть увеличена за счет обнаружения слабо эродированных объектов. В их пределах уже проведен широкий комплекс геолого-геофизических работ. Прогнозирование и поиски скрытых рудных объектов возможны на объемной (трехмерной) геологической основе, или геолого-геофизической, создаваемой в процессе объемного геолого-геофизического картирования (ОГК, ОГГК). Последнее представляет собой облегченный вариант геологического картирования, где большие объемы буровых работ заменяются более легкими и дешевыми геофизическими с минимальными потерями геологической информации. В зависимости от физико-геологических условий, степени изученности территории рудных районов методика, технология и результаты такого картирования существенно изменяются. Трансформацию подходов интерпретации геолого-геофизических материалов и ее результаты показаны на примере трех, различающихся по этим условиям, промышленных районов – Хинганского, Кавалеровского и Вознесенского.

Указанные районы имеют близкую рудную специализацию, связанную с гранитоидным магматизмом (один тип рудогенерирующих структур), но разные уровни среза рудно-магматических систем, и, следовательно, разные условия рудолокализации [4]. Это обуславливает разные критерии рудоконтроля, разные задачи при их картировании, они по-разному проявлены в физических полях,

Хинганский район находится в пределах Хингано-Олонойского вулканогенного прогиба в южной части жесткой структуры Буреинского массива, сложенного осадочно-метаморфическими породами протерозоя, рифея, кембрия [2]. Прогиб выполнен вулканогенными образованиями раннего и позднего мела мощностью до 2-2.5км. В нижней части разреза преобладают вулканиты среднего состава, а в верхней – кислого. Внутри вулканитов выделяется широкий комплекс жерловых и околожерловых образований, экструзий и других вулканических тел. Интрузивные образования представлены штоками и силлообразными телами гранит-порфиров, дайками порфиритов. Тектонические нарушения имеют преимущественно северо-восточное и северо-западное направление. Рудный процесс связан с завершающим этапом мезозойской активизации, сопровождавшейся образованием интрузий, кварцсодержащих метасоматитов и даек, которые являются главным поисковым признаком. Район хорошо проявлен в гравитационном поле, ему соответствует четкий минимум гравитационного поля, позволяющий оконтурить рудный район. Однако природа минимума, а, следовательно, и глубинная структура были неизвестны, и, как результат, это не позволяло разрабатывать достаточно обоснованные генетические прогнозные модели.

Физико-геологическая модель района построена по результатам интерпретации гравитационного и магнитного поля с применением глубинных методов ВЭЗ, МТЗ, МОВЗ. Особенность методики создания объемной ФГМ выразилась в применении широкого набора интерпретационных методов (разделение полей, пересчет вверх-вниз, учет известных частей разреза, аналитические оценки вычлененных неоднородностей, корреляционные методы) и в выполнении большого объема петрофизических исследований с целью более надежного вещественного обоснования модели. В результате было выделено региональное разуплотнение земной коры, уходящее в мантию, пересекающее крупный блок метаморфических пород фундамента и контролирующееся узлом пересечения крупнейших тектонических нарушений. Это обеспечило заложение глубинной магматической камеры (палеочаг на глу-

бине 12-15км) и длительную её связь с глубокими горизонтами Земли [5]. По данным МТЗ, мощность вулканитов оценивается 1000-1200м на востоке площади и 1700-2500м в центре ВТД. Геофизическими методами был выделен промежуточный очаг на глубине 3-4км, образовавшийся в узле пересечения субмеридионального и субширотного разломов, откартирована поверхность гранитоидного интрузива и фундамента вулканогенной депрессии. Кровля интрузива вытянута в северо-восточном направлении, площадь совпадает с контуром депрессии. Показано, что в центральной части его наблюдается провес кровли, очевидно, выполненный метаморфогенными образованиями повышенной плотности. Их наличие оказало влияние на формирование и локализацию рудных объектов. В блоках, где мощность слоя небольшая, т.е. интрузив и вулканиты в разрезе совмещены (Карадубская группа) формировались объекты касситерит-кварцевой формации, в блоках, где мощность таких образований до 2000м (Хинганская группа) преобладают объекты касситерит-силикатные, а в блоках, где мощность более 3000м – касситерит-сульфидные (Джалиндинская группа). Согласно карты гипсометрии фундамента, построенной по МОВЗ и ВЭЗ, выделено два прогиба северо-западного простирания, пространственно совпадающих с Хинганской и Олонойской морфоструктурами, в пределах которых находится все известное оруденение и в пределах которых выделены новые перспективные площади.

Кавалеровский район расположен в южной части Восточно Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны. В геофизическом отношении относится к плохо проявленным районам. В гравитационном поле он расположен в региональной градиентной зоне, обусловленной сменой типа коры от переходной к океанической.

Район имеет двухъярусное строение. Нижний ярус сложен терригенными и кремнисто-вулканогенными отложениями триас-альбского возраста, общей мощностью 12000м. Верхний ярус сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, выполняющими депрессии (сеноман-палеоген). Для раннего этапа характерен андезито-базальтовый вулканизм (мощность 500-600м), а для позднего – кислый (мощность 2500м - Якутинская, Лужкинская и ряд более мелких дерессий), с которым связано оловянное оруденение. Ранние контролируются субширотными и северо-восточными системами нарушений, а поздние - северо-западными - северо-восточными. Интрузивные породы занимают небольшие площади. Наиболее крупной и важной с позиций контроля магматизма и оруденения является субширотная зона разломов глубокого заложения, пересекающая район с востока на запад и сводовое поднятие, возникшее в орогенный этап в пределах Кавалеровской зоны разломов. Поперечные зоны северо-западного простирания отмечены зонами повышенной трещиноватости, имеют большое металлогеническое значение, хорошо прослеживаются в магнитном и гравитационном поле. Субмеридиональные контролируют пояса даек, оловянное и полиметаллическое оруденение, плохо прослеживаются в гравимагнитных полях. В районе выделяется 4 рудных узла: Арсеньевский, Дубровский, Хрустальненский, Высокогорский. В терригенных породах широкое развитие получил метесоматоз. Выделяется 2 метасоматических яруса. К нижнему относятся биотиты, к верхнему - породы зеленой и бурой зон. Месторождения локализуются в осадочных терригенных отложениях мелового возраста в зоне пересечения разломов, на границе метасоматических ярусов с неясным интрузивным контролем.

В геофизическом отношении КРР является одним из наиболее изученных районов юга ДВ. Вся площадь района охвачена гравиметрической и аэроспектрометрической съёмками масштаба 1:200000, большая часть района съёмками 1:50000. Наземная магнитная съёмка масштаба 1:50000 - 1:10000, электроразведочные работы различными методами, в центральной части - площадная съёмка ВЭЗ ВП. Пройдено два протяженных сейморазведочных профиля (40-50км) методом ОГТ и несколько профилей методами МОВ, КМПВ, в южной части площадь пересекает субширотный профиль ГСЗ (Спасск-Тадуши).

Главными проблемными вопросами для района являются: вопрос о роли интрузивного магматизма для рудообразования; вопрос наличия на глубине единой плутонической структуры, контролирующей рудный район. В результате интерпретации был выделен скрытый интрузив на глубине 2-4км, в пределах которого выделены локальные интрузивно-купольные структуры (ИКС), контролирующие положение рудных объектов более высоких порядков - рудных узлов и месторождений. Были сформулированы геофизические образы интрузивно-купольных построек различного состава (литотипы). По степени выраженности в физических полях они разделены на простые и сложные. Простые представ-

ленные одной метасоматической ассоциацией: диорит-гранодиорит-биотитовая ассоциация, контролирует непромышленное олово-колчеданное оруденение; лейкогранит-светлослюдистая контролирует промышленное оруденение олово-сульфидной и олово-силикатной формаций. Сложные представлены сочетанием указанных интрузивно-метасоматических ассоциаций, контролирующие наиболее продуктивные рудные поля района. Концентрация простых или сложных интрузивно-купольных структур на территории позволила выделить интрузивные сооружения соответствующего типа, соразмерны рудным узлам.

Также установлено, что литолого-структурные и возрастные особенности пород надинтрузивной части складчатого комплекса не оказывают существенного влияния на рудолокализацию. Определяющее значение имеют системы сближенных разрывов и зон трещиноватости северо-восточного–субмеридионального и северо-западно – субширотного направления.

В процессе выполненных работ в районе были выделены главные элементы рудно-магматической системы (рудный район, рудные узлы, рудные поля, локальные ИКС), сформулированы глубинные геофизические критерии проявленности её элементов и на их основе выделены перспективные под поиски интрузивно-купольные структуры.

Вознесенский район расположен в юго-восточной части Ханкайского массива. Имеет двухъярусное строение: образования нижнего структурного этажа представлены терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями нижнего кембрия, дислоцированными и регионально-метаморфизованными до стадии “зеленых сланцев”; образования верхнего этажа (чехол) представлены терригенными средне-верхнекембрийскими отложениями, вулканогенно-осадочными отложениями девона-перми, рыхлыми терригенными кайнозойскими отложениями, включающими излияние неоген-четвертичных базальтов, которые существенно различаются по петрофизическим характеристикам [1].

В районе широко развиты интрузивные образования, представленными палеозойскими комплексами, содержание которых до сих пор является предметом научных дискуссий. Главное рудоконтролирующее значение имеет комплекс вознесенский гранитоидный комплекс (О-S) и “гибридный”, включающий породы диорит-монцонит-сиенитового состава (PZ₂). По периферии района распространены еще два гранитоидных комплекса - гродковский и раковский (PZ_{2,3}). Разрывная тектоника сложная, здесь проявлены структуры всех направлений: северо-западные -синорогенные, остальных направлений- посторогенные. В районе выявлен широкий спектр рудной минерализации, но ведущей является олово-флюоритовая. Рудный процесс связан с этапом палеозойской активизации. Многочисленные работы вещественного направления не разрешили вопросов связи рудной минерализации с магматизмом, взаимоотношений олова и флюорита в рудном процессе. Существует несколько гипотез формирования месторождений от гидротермальных, гидротермально-метасоматических до стратиформных.

В геофизическом отношении район относится к категории не проявленных, поскольку гранитоидный плутон не выражен в наблюдаемом гравитационном поле, вместо минимума здесь наблюдается максимум гравитационного поля. Главным проблемным вопросом является вопрос генерации рудного вещества и глубинного контроля рудного района. Наиболее принятыми являются две концепции: первая - формирование оруденения связывается с формированием ордовик-силурийских гранитоидных интрузий (вознесенский комплекс); другая – рудное вещество транспортируется глубинными разломами из верхней мантии.

В сравнении с другими районами геофизическая изученность его довольно высокая. Район закрыт гравимагнитными съемками 1:200000-1:50000 масштаба, значительная часть площади покрыта площадной съемкой ВЭЗ, ВЭЗ ВП, в пределах наложенных депрессионных структур - сейсморазведочные работы, на локальных участках - ЕП, ЭП, высокоточная магниторазведка и т.д. В пределах рудного поля пробурено более 20 скважин глубиной более 500м. В то же время зона генерации РМС здесь практически не изучена, здесь нет ни одного профиля глубинной сейсморазведки или электроразведки, позволяющих получить представление о глубоких горизонтах земной коры и мантии.

В процессе интерпретации однозначно выделить гранитоидный плутон традиционными способами интерпретации не удалось. И только применение оригинальной разработки - временного редуцирования гравитационного поля [3]– позволило выделить интрузивно-купольную структуру на стыке северо-западных и северо-восточных разрывных структур в «допалеозойское» время. В остаточных

гравитационных аномалиях “палеозойского возраста” она имеет кольцевую изоконцентрическую форму, где клавишно перемежаются кольцевые зоны повышенных и пониженных полей. Геологическая природа их может быть обусловлена либо сменой состава интрузивных образований (граниты – диориты), либо чередованием гранитоидных и метаморфогенных образований. К зонам отрицательных “нижнепалеозойских” аномалий тяготеют месторождения олова, а к зонам положительных – месторождения флюорита. ФГМ района представлена картами: геолого-структурные карты срезы на дневной поверхности, на глубине 500, на глубине 1000м, опорные геолого-геофизические разрезы, карт гипсометрии интрузивного комплекса и мощности терригенно-карбонатной толщи, объемной геологической схемы, временных геолого-структурных срезов. В отличие от выше рассмотренного района, вмещающая осадочно-метаморфическая толща здесь имеет важное рудолокализирующее значение, поэтому наряду с изучением пространственного размещения, состава, взаимоотношений магматических образований, в задачу ОГГК входило и литологическое расчленение осадочно-метаморфической толщи. В процессе интерпретации удалось выявить пространственную связь флюоритового оруденения не только с гранитами, но и с интрузиями диорит-монцитонитового состава, что учитывалось при выделении благоприятных геолого-структурных обстановок на флюорит.

На основе построенной ФГМ ВРР было проведено прогнозирование флюоритового оруденения как традиционным качественным методом на основе металлогенического анализа, так и количественным методом с использованием компьютерных технологий. Прогнозная модель для Вознесенского района формулируется как выделение благоприятных геолого-структурных обстановок, сопровождающихся прямыми признаками, на основе следующих факторов: наличие гранитоидных интрузий вознесенского комплекса в сочетании с карбонатными отложениями и северо-восточными нарушениями, наличие экранов в виде терригенных образований или тектонических нарушений. На основе качественного анализа было выделено 14 благоприятных по своим структурно-геологическим особенностям участков, ранжированных по очередности поисков. Использование компьютерных технологий позволило выполнить объемный прогноз на территории путем решения плоскостных прогнозных задач на трех глубинных срезах - 0, -500м, -1000м. Было установлено, что количество перспективных участков с глубиной увеличивается, наиболее перспективным по количеству таких участков является срез -500м, а наиболее доступной для поисков является Вознесенская зона, вторая по значимости - менее эродированная Партизанская зона.

Рассмотренные примеры показали, что проведение ОГГК в пределах определившихся промышленных районов любой степени их геолого-геофизической изученности, расположенных в разных физико-геологических и структурно-геологических условиях позволяет выявить новые площади для поисков скрытых рудных объектов, что может существенно увеличить их ресурсный потенциал. Чем меньший эрозионный срез рудно-магматической системы, тем сложнее процесс создания ее модели, но тем больший прирост рудно-геологической прогнозной информации возможен, что способствует увеличению потенциальных ресурсов района.

1. Иволга Е.Г. Петрофизические исследования при создании геофизических моделей рудных районов (на примере Вознесенского рудного района, Приморье) // Тихоокеанская геология. 2010. №4. С. 91-113.
2. Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский оловорудный район (геолого-геофизические характеристики, рудоносность, проблемы развития минерально-сырьевой базы). Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2004. 252с.
3. Манилов Ф.И., Иволга Е.Г. Ретроспективные построения на базе гравитационных реконструкций (Ханкайский массив, Приморье) // Тихоокеанская геология. 1998. №4. С. 107-114.
4. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2005. 325 с.
5. Саксин Б.Г., Маловицкая Н.Л., Борисенко С.С. Глубинное строение и связь с ним оловянного оруденения в Хингано-Олонойском районе // Тихоокеанская геология. 1989. №2. С. 7-16.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН РЕСПУБЛИКИ БУРЯТИЯ

В.П. Исаев, Г.И. Татьков, А.М. Бадерин, И.Г. Татьков
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tatkovgeo@gmail.com

На территории Бурятии выделяется около 100 межгорных впадин, из них крупных, не считая впадин озера Байкал, 18: Тункинская, Усть-Селенгинская, Итанцинская, Усть-Баргузинская, Баргузинская, Кичерская, Верхне-Ангарская, Верхне-Муйская, Нижне-Муйская, Баунтовская, Ципиканская, Зазинская, Еравнинская, Кижингинская, Удинская, Гусиноозерская, Тугнуйская, Боргойская (рис. 1). Все молодые впадины озера Байкал и Прибайкалья в тектоническом отношении входят в состав Байкальской рифтовой системы (БРС). Проблема нефтегазоносности этих впадин обсуждается с самого начала изучения естественных проявлений газа, нефти и битумов в акватории озера Байкал, где они фиксировались многими исследователями на протяжении нескольких столетий.

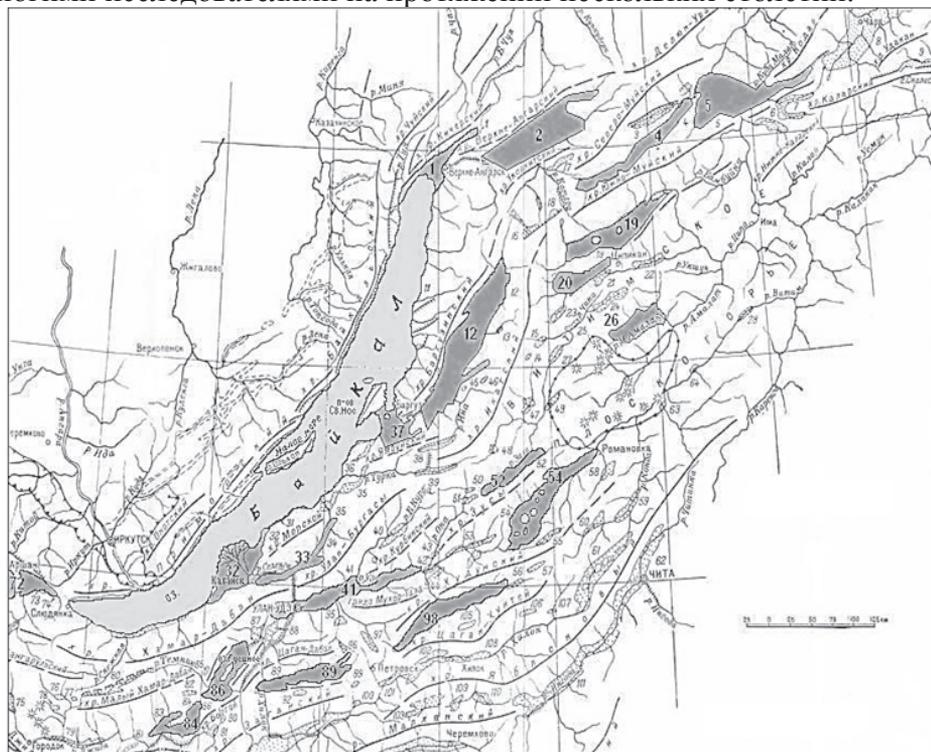


Рис.1. Схема расположения межгорных впадин Бурятии (географическая основа по Н.А. Флоренсову, 1960). Впадины: 1 - Кичерская, 2 - Верхне-Ангарская, 4 - Верхне-Муйская, 5 - Нижне-Муйская, 12 - Баргузинская, 19 - Баунтовская, 20 - Ципиканская, 32 - Усть-Селенгинская, 33 - Итанцинская, 37 - Усть-Баргузинская, 41 - Удинская, 52 - Зазинская, 54 - Еравнинская, 72 - Тункинская, 84 - Боргойская, 86 - Гусиноозёрская, 89 - Тугнуйская, 98 – Кижингинская

Планомерные прогнозно-поисковые работы на нефть и газ проводились во впадинах Бурятии в 30-е и 50-е годы прошлого столетия. После открытия Марковского месторождения нефти в соседней Иркутской области работы на нефть и газ в Бурятии были прекращены. По данным глубокого бурения 50-х годов в Тункинской, Баргузинской и Устьселенгинской впадинах глинистые породы серого и темно-серого цвета могут быть нефтегазоматеринскими, а песчаники повсюду обладают прекрасными коллекторскими свойствами (пористость – 30-40 %, проницаемость – сотни и тысячи миллидарси) и могут обеспечить высокую плотность запасов углеводородов.

В текущем столетии ни в одной впадине Бурятии геологоразведочные работы на углеводородное сырьё за счёт федеральных средств не проводились. Только региональные геохимические работы в дельте р. Селенги в 1998-2000 гг. финансировались ФГУПП «Бурятгеоцентр» и ЗАО «Бургаз». В 2002-2004 гг. региональная геохимическая съёмка в масштабе 1:500 000 проводилась в Баргузинской впадине за счёт средств бюджета Республики Бурятия.

Геохимическими методами в конце 20 – начале 21 столетий изучены Южнобайкальская, Тункинская, Верхне-Ангарская, Усть-Селенгинская и Баргузинская впадины. Площадные работы в газобитумном варианте проведены на территориях двух последних впадин в масштабе 1:500000. Сопоставление газеохимических данных по разным впадинам выявило высокую степень их сходства.

Геохимические исследования показали, что выделяющиеся во всех впадинах газы являются по составу, в основном, азотными. Но в отдельных местах встречаются газы горючие, состоящие из метана с примесью его гомологов. Подземные воды, в том числе и выходящие на поверхность, часто содержат растворенные углеводороды. Выходы нефти известны только на Байкале. Нефть, как правило, тяжелая, смолистая, содержащая повышенное количество ароматических и нафтеновых структур. Битумы, обнаруженные в начале 20 столетия на Байкале, названы байкеритами (байкальскими керитами) и имеют явное генетическое родство с байкальской нефтью.

Перспективность Западного Забайкалья на газ (возможно, на нефть) определяется, прежде всего:

1. Достаточной (до 2,5-3 км) для нефте-, газообразования мощностью терригенных осадков впадини складчатым строением осадочного чехла;

2. Благоприятным для нефте-, газообразования MZ-KZ возрастом впадин;

3. Высокими содержаниями в осадочных породах впадин рассеянного органического вещества (до 5.5%);

4. Наличием хороших (пористость – 30-40 %, проницаемость – сотни и тысячи миллидарси) мощных (более 100 м) коллекторов;

5. Присутствием площадных «покрышек» в ВЧР (горизонтов глинистых пород и многолетней мерзлоты), благоприятных для накопления газов;

6. Благоприятными для нефте-, газообразования повышенным тепловым полем (свыше 70 мВт/м²), сейсмичностью района;

7. Благоприятной приуроченностью аномальных метановых полей к седловинам и структурным носам прогибов, либо к их бортам;

Учитывая сходный по времени проявления, интенсивности и характеру деформаций тектоногенезвнутриконтинентальных рифтовых впадин Забайкалья и Монголии, в качестве моделей целевых поисковых объектов могут быть приняты месторождения углеводородов Зунбаян, Тамсаг-эл и Цаган-Цав (Восточно-Гобийский бассейн) на юге Монголии, нефтеносных (Хайларская и Эрлянская) впадин Китая [4,5,6]. При разведке осадочных бассейнов Монголии и Китая особое значение уделяется как выделению антиклинальных складок, так и структурных ловушек в приразломных зонах, перекрытых малопроницаемыми горизонтами. Экранирующими свойствами могут обладать горизонты водоупорных литологических разностей, тектонические границы блоков. Для некоторых впадин надежным экранирующим элементом является толща многолетнемерзлых пород любой стратиграфической принадлежности и литологического состава. Сочетание коллекторных, дренирующих и экранирующих свойств элементов создает благоприятные условия для образования локальных структурно-литологических ловушек углеводородов газового и нефтяного рядов.

На поиски подобного типа ловушек следует ориентироваться и при постановке сейсморазведочных и буровых работ в мезозойско-кайнозойских впадинах Бурятии. По совокупности имеющихся благоприятных предпосылок, размерам и степени изученности все впадины отнесенные к перспективным подразделены на 3 категории:

1. Баргузинская, Еравнинская, Зазинская, Кижингинская и Гусиноозёрская, где отмечается самое благоприятное сочетание предпосылок нефтегазоносности и известные проявления газа и нефтяных битумов;

2. Верхне-Ангарская, Верхне-Муйская, Баунтовская, Ципиканская, Иволгино-Удинская и Боргойская;

3. Нижне-Муйская, Муяканская, Багдаринская, Средне- и Верхне-Кондинские, Курбинская, Оронгойская, Тугнуйская, Чикой-Хилокская и Санагинская

На основе имеющихся геологических и геохимических материалов даётся по некоторым впадинам количественная оценка прогнозных ресурсов углеводородов по категориям D₂ (перспективные) и D₃ (прогнозные) - по газу 4,6 трлн. м³, - по нефти 10 млрд. т.

Степень изученности перечисленных бассейнов не одинаковая. Для получения доказательной базы необходимо проведение дальнейших работ с применением сейсморазведки, электроразведки, геохимии и параметрического бурения.

1. Исаев В.П. Проблемы седиментогенеза и нефтегазообразования в Байкальской рифтовой зоне // Материалы междунаучной конференции «Рифты литосферы». Екатеринбург, 2002. С.331-332.
2. Исаев В.П. Современная дегазация осадков в кайнозойских впадинах Байкальской рифтовой зоны // Материалы Междунар. конфер. памяти акад. П.Н. Кропоткина «Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ». М.: Геос, 2002. С. 342-344.
3. Исаев В.П., Коновалова Н.Г., Михеев П.В. Природные газы Байкала // Геология и геофизика. 2002. Т.43, №7. С.638-643 (спец. выпуск: Тр. 6 Междунаучной конф. «Газы в морских осадках»).
4. Johnson C.L., Greene T.J., Zinniker D.A., Moldowan M.J., Hendrix M.S., Carroll A.R. Geochemical characteristics and correlation of oil and nonmarine source rocks from Mongolia // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 2003. V. 87. P. 817–846.
5. Johnson C.L., Graham S.A. Cycles in Perilacustrine Facies of Late Mesozoic Rift Basins, Southeastern Mongolia // Journal of Sedimentary Research. 2004. V. 74, N. 6. P. 786-804.
6. Liu H. Geodynamic scenario and structural styles of Mesozoic and Cenozoic basins in China // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1986. V. 70. P. 377–395.

РИФЕЙСКАЯ ЭПОХА ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В РИФТОГЕННЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ: РОЛЬ ПЛЮМОВ, ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ И КОНТАМИНАЦИИ

Е.В. Кислов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, evg-kislov@ya.ru

Основными промышленными источниками Ni и элементов платиновой группы (ЭПГ) остаются архейские коматиитовые месторождения Австралии и Канады, раннепротерозойские норитовый массив Садбери и пикродолеритовые тела Печенги, пермо-триасовые пикродолеритовые массивы Норильск-Талнахского района, латеритные коры выветривания Австралии, Индонезии, Новой Каледонии и других стран. Архейские и раннепротерозойские дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые массивы Бушвелд, Стиллуотер, Великая дайка – основные источники малосульфидных руд ЭПГ. Небольшой вклад в добычу дают месторождения пятиэлементной формации (Ni) и россыпи (ЭПГ). В последнее время месторождения сульфидных ЭПГ-Cu-Ni и малосульфидных ЭПГ руд обнаружены в ряде рифейских ультрамафит-мафитовых интрузивов, входящих в состав вулcano-плутонических ассоциаций континентальных рифтогенных структур, что позволило выделить рифейскую ЭПГ-Cu-Ni металлогеническую эпоху наряду с выделяемыми ранее архейской, раннепротерозойской и пермско-триасовой.

Архейские сульфидные Cu-Ni месторождения генетически связаны с коматиитовыми покровами зеленокаменных поясов Австралии, Африки, Канады, Гренландии и Финляндии. В это время проявления плутонической фации никеленосных комплексов редки и, в основном, представлены субвулканическими интрузивами, родственными коматиитовым покровам.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха характеризуется развитием интрузивного ультрамафит-мафитового магматизма и заметным спадом ультраосновного вулканизма. В это время формировался комплекс расслоенных интрузивов докембрийских щитов гарцбургит-бронзитит-анортозит-норитовой формации.

На рубеже раннего и позднего протерозоя после лапландской коллизии произошло резкое изменение характера магматизма. Исчезли магматические формации анортозитовая и гранитов рапакиви; зеленокаменные пояса с широко проявленным коматиитовым вулканизмом сменяются преимущественным развитием офиолитовых серий. Смена состава родоначальных магм Ni-носных плутоногенных формаций с коматиитового на толеитовый, характерный для рифейских никеленосных интрузивов. В координатах «железистость-титанистость» все раннепротерозойские комплексы попадают в поле бонинитов, а рифейские – толеитов. Большинство рифейских Ni-носных интрузивов относится к дунит-

троктолит-габбровой формации.

Ранее считалось [4], что столь радикальное изменение состава никеленосных комплексов привело к их низкой продуктивности в отношении сульфидного оруденения. Но исследования последнего времени свидетельствуют об обратном. Ряд таких интрузивов несет как сульфидное ЭПГ-Cu-Ni, так и малосульфидное ЭПГ оруденение, например, Йоко-Довыренский массив в Северном Прибайкалье.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый плутон залегает в рифейских карбонатно-терригенных отложениях осевой части Сыннырской рифтогенной структуры. Сформирован $728 \pm 3,4$ млн. лет назад [2]. Пространственная, вещественная и возрастная близость позволили объединить Йоко-Довыренский массив и базальты Сыннырской рифтогенной структуры в единую вулканоплутоническую ассоциацию. Сульфидное ЭПГ-Cu-Ni (с повышенным содержанием Co) оруденение массива разведывалось в начале 60-х годов XX в. Наиболее богатая минерализация сконцентрирована в нижней контактовой зоне, несущей явные признаки контаминации. Малосульфидное оруденение ЭПГ обнаружено в последние годы и зафиксировано в горизонтах («рифтах»), характеризующихся максимальной петрографической и минералогической неоднородностью, на границах крупных составных частей расслоенной серии. Возраст, геодинамическое положение, контактовые процессы и металлогеническая специализация объединяют Йоко-Довыренский массив с другими расслоенными интрузивными комплексами. Их сравнение приведено в следующей последовательности: название интрузива, возраст; геодинамическое положение; типы пород; признаки контактового взаимодействия; оруденение; ссылки.

Сыннырская рифтогенная структура (Олокитский прогиб): Йоко-Довыренский - $728 \pm 3,4$ млн. лет (средний U-Pb по циркону плагиоперидотитов силла, габброноритов кровли и чарнокитоида; континентальный рифт, плюм, вулканно-плутонический комплекс; дунит, троктолит, габбро; ксенолиты скарнов, контаминация; фторная специализация флюидсодержащих минералов, джерфишерит; сульфидное Cu-Ni, малосульфидное ЭПГ. Малоизученные ультраосновные тела с сульфидным Cu-Ni оруденением и признаками коровой контаминации, самое крупное – Авкитский массив [1, 2, 5, 6]. Возможно, Кингашский, Талажинский и другие интрузивы Присяяня можно параллелизовать с интрузивами Сыннырской рифтогенной структуры, что дает возможность говорить о крупной магматической провинции.

Рифтогенная структура Мидконтинент (магматизм Кивинован): Дулут (Миннесота, США) - 1102 млн. лет (U-Pb, палеомагнитный); континентальный рифт, плюм, вулканно-плутонический комплекс; троктолит, анортозит; ксенолиты роговиков, контаминация; хлориды железа; сульфидное Cu-Ni, малосульфидное ЭПГ, ильменит-титаномагнетитовое. Интрузивы озера Верхнее (Онтарио, Канада): Кристалл лэйк (месторождение Грэйт Лэйкс Никел) - 1102 млн. лет (U-Pb, палеомагнитный); континентальный рифт; перидотит, норит, анортозит; ксенолиты роговиков; малосульфидное ЭПГ [8]. Комплекс Колдвелл - 1108 млн. лет (U-Pb, палеомагнитный): Джодье лэйк (месторождение Макрае) - 1108 млн. лет; континентальный рифт; троктолит, габбро; малосульфидное ЭПГ [10, 12, 15]; Ту дак лэйк (месторождение Маратон) - континентальный рифт; габбро; ксенолиты эффузивов и габбро, контаминация; хлорная специализация флюидсодержащих минералов; малосульфидное ЭПГ [10, 11, 16].

Маскоккс (Нунавут, Канада)- 1270 ± 4 млн. лет (U-Pb по бадделеиту и циркону из плагиопироксенита верхней части расслоенной серии); континентальный рифт, плюм, вулканно-плутонический комплекс; дунит, перидотит, пироксенит, габбро; контаминация; сульфидное Cu-Ni, малосульфидное ЭПГ [9].

Войсис Бэй (Лабрадор, Канада)- 1334 млн. лет (U-Pb по сосуществующим бадделеиту, циркону и апатиту); троктолит, анортозит; ксенолиты гнейсов, контаминация; сульфидное Cu-Ni [8]. Базальты, предположительно комагматичные Дулуту (Кивино), Маскокксу (Коппермайн ривер) и Войсис Бэю (Силл лэйк), несут оруденение самородной меди. В базальтах Сыннырской рифтогенной структуры такое оруденение пока не обнаружено.

Джинчуан (Ганьсу, Китай) - $831,8 \pm 0,6$ млн. лет (U-Pb по циркону из лерцолита); континентальный рифт, плюм, вулканно-плутонический комплекс; перидотит; скарны, контаминация; фторная специализация флюидсодержащих минералов, джерфишерит; сульфидное Cu-Ni [7 и ссылки в этой работе].

Пояс интрузивов Кабанга - Мусонгати (Западная Танзания – Бурунди) – Мусонгати - 1275 ± 11 млн. лет (U-Pb по циркону позднего норита), Кабанга - 1403 ± 14 млн. лет, Капалагулу - 1392 ± 26 млн.

лет(U-Pb по циркону); континентальный рифт; перидотит, оливиновое габбро, анортозит, габбронорит; контаминация; сульфидное Cu-Ni, малосульфидное ЭПГ, никель-латеритное, V-содержащее ильменит-титаномагнетитовое [13, 14].

Обращает на себя внимание сходство металлогенической специализации рифейских ультрамафит-мафитовых комплексов в составе континентальных рифтогенных структур. Так, для массивов Йоко-Довыренского, Дулут и Максокс, пояса Кабанга-Мусонгати характерны как сульфидные ЭПГ-Cu-Ni руды, так и малосульфидное оруденение ЭПГ. Для интрузивов Войсейс Бей и Джинчуан свойственны только богатые сульфидные ЭПГ-Cu-Ni руды. Это может быть вызвано особенностью кинетики заполнения интрузивной камеры, приведшей к резкому осаждению всего потенциального оруденения. Другой причиной может быть недостаточная изученность в случае Войсейс Бей и отсутствие расслоенной серии из-за эрозии в случае Джинчуан. Для интрузивов оз. Верхнее характерно только малосульфидное оруденение ЭПГ, что соответствует их формированию из небольших порций магмы, претерпевшей фракционирование в промежуточной камере, где и закристаллизовался основной ее объем. В некоторых случаях в габброидных дифференциатах отмечается ильменит-титаномагнетитовое оруденение (Дулут, Кабанга-Мусонгати). Латеритное оруденение характерно для слабо эродированного интрузива Мусонгати, расположенного в экваториальной области.

Анализ геодинамического положения и состава рудоносных рифейских ультрамафит-мафитовых интрузивов позволяет сделать следующие выводы. Рифейская ЭПГ-Cu-Ni металлогеническая эпоха характеризуется толеитовым составом родоначальной магмы рудоносных интрузивов. Большинство их относится к дунит-троктолит-габбровой формации и входит в состав вулканно-плутонических ассоциаций. Формирование рудоносных интрузивов связано с активностью мантийных плюмов в зонах континентального рифтогенеза. Рифт обеспечивал крупным объемам продуктивной магмы достижение верхней части земной коры. Значительный объем магмы, насыщенный сульфидами, позволял сформировать крупное рудное тело. Развитие мантийных плюмов сопровождалось высокой степенью парциального плавления, так что рудные компоненты не могли оставаться в мантии. В результате этого магма содержала достаточное количество ЭПГ, Ni и Cu для формирования руды. На ранних стадиях рифтогенеза на периферии плюмов кора прогибалась, осадки заполняли рифт. Исходный расплав в подводных каналах и гипабиссальных камерах активно взаимодействовал с породами фундамента, рыхлыми карбонатными и терригенными осадками. Контактное взаимодействие с вмещающей толщей сыграло решающую роль в локализации сульфидного Cu-Ni оруденения. Избирательная контаминация без существенной валовой ассимиляции обогащала магму водой, щелочами, S, вероятно, также Cl, SiO₂ и органическим веществом, что определило сложный состав магматического флюида. Флюидно-магматическое взаимодействие оказывало значительное влияние на процессы петро- и рудогенеза. Обогащенные хлором восстановленные флюиды экстрагировали, переносили и накапливали ЭПГ, Cu и другие компоненты, что приводило к формированию малосульфидной ЭПГ минерализации.

Работа выполнена при поддержке проекта МПГК № 592 "Образование континентальной коры в Центрально-Азиатском складчатом поясе в сравнении с современными структурами Западной Пасифики".

1. Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. и др. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия. 2009. № 5. С. 451-480.
2. Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г. и др. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия, в печати.
4. Горбунов Г.И., Генкин А.Д., Дистлер В.В. Геолого-структурные и петрологические условия формирования медно-никелевых месторождений СССР // Металлогения и рудные месторождения. Доклады 27 Международного геологического конгресса. Т. 12. Секция С12. М., 1984. С. 184-195.
5. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.
6. Кислов Е.В. Авкитское медно-никелевое проявление в поле Холоднинского свинцово-цинкового месторождения и его аналоги // Анализ состояния и развития Байкальской природной территории: минерально-сырьевой комплекс. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. С. 24-27.
7. Кислов Е.В. Новые данные по петрологии и рудообразованию платинометалльно-медно-никелевого

месторождения Джиньчуань (Ганьсу, Китай) // Минералогия Северо-Восточной Азии. Улан-Удэ: ИД «Экос», 2011. С. 71-74.

8. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.

9. Barnes S.-J., Zientek M.L., Seversen M.J. Ni, Cu, Au, and platinum-group element contents of sulphides associated with intraplate magmatism: a synthesis // Canadian Journal of Earth Sciences, 1997. V. 34, № 4. P. 337-351.

10. Barrie C.T., MacTavish A.D., Walford P.C. et al. Contact-type and magnetite reef-type Pd-Cu mineralization in ferroan olivine gabbros of the Coldwell complex, Ontario // Cabri L.J. (Ed.) Can. Inst. Min. Metall. Petrol. Spec. The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements. 2002. V. 54. P. 321-337.

11. Good D.J., Crocket J.H. Genesis of the Marathon Cu-Platinum-group element deposit, Port Coldwell alkaline complex, Ontario: a Midcontinent rift-related magmatic sulphide deposit // Economic Geology. 1994 a. V. 89, № 1. P. 131-149.

12. Good D.J., Crocket J.H. Origin of albite pods in the Geordie Lake gabbro, Port Coldwell alkaline complex, Northwestern Ontario: evidence for late-stage hydrothermal Cu-Pd mineralization // Canadian Mineralogist. 1994 b. V. 32, № 3. P. 681-701.

13. Maier W.D., Barnes S.-J., Bandyayera D. et al. Early Kibaran rift-related mafic-ultramafic magmatism in western Tanzania and Burundi: petrogenesis and ore potential of the Kapalagulu and Musongati layered intrusions // Lithos. 2008. V. 101. P. 24-53.

14. Maier W.D., Barnes S.-J., Ripley E.M. The Kabanga Ni sulfide deposits, Tanzania: a review of ore-forming processes // Reviews in Economic Geology. 2011. V. 17. P. 217-234.

15. Mulja T., Mitchell R.H. The Geordie Lake intrusion, Coldwell complex, Ontario: a palladium- and tellurium-rich disseminated sulfide occurrence derived from an evolved tholeiitic magma // Economic Geology. 1991. V. 86, № 5. P. 1050-1069.

16. Watkinson D.H., Ohnenstetter D. Hydrothermal origin of platinum-group mineralization in the Two Duck Lake intrusion, Coldwell complex, Northwestern Ontario // Canadian Mineralogist. 1992. V. 30. P. 121-136.

НЕРУДНОЕ СТРОИТЕЛЬНОЕ СЫРЬЕ МУЙСКИХ ВПАДИН: СИСТЕМАТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ, КРИТЕРИИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ

В.Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, kolom@gin.bscnet.ru

Муйская система впадин Северо-Восточного Прибайкалья объединяет ряд отрицательных тектонических морфоструктур – Муяканскую, Среднемуйскую, Муйско-Куандинскую и Парамскую котловины. В результате рифтогенеза в депрессиях сформировался полигенетический комплекс больших по мощности осадочных толщ. Так, в предгорных частях впадин, в устьях водотоков различного порядка происходило образование конусов выноса, которые привели к возникновению сплошных подгорных пролювиальных равнин. Здесь же весомая роль принадлежит и другим аккумулятивным формам флювиогляциального, лавинного, обвально-осыпного и солифлюкционного происхождения. Напротив, днища впадин в течение всего периода эволюции Байкальского рифта являли собой бассейны седиментации преимущественно озерно-речных отложений, слагающих не менее 8-ми разновысотных террасовых уровней.

Вполне естественно, что такое фациально-генетическое и литолого-стратиграфическое разнообразие верхнего чехла кайнозойского структурного яруса, несомненно, представляет практический интерес в качестве сырья для строительной промышленности. Это: а) пески для производства силикатного кирпича, легких силикатных бетонов ячеистой структуры, силикатного камня и других мелкоштучных прессованных изделий автоклавного твердения; б) пески для приготовления кладочных и штукатурных растворов отделочного слоя; в) пески и песчано-гравийные смеси для балластных отсыпок при прокладке железных и автомобильных дорог, намыве плотин в гидротехническом строительстве; г)

пески и смеси в качестве заполнителей при изготовлении бетона и железобетона; д) природные полевошпатовые и кварц-полевошпатовые пески для производства технического, оконного, тарного стекла, электротехнического, художественного, хозяйственного фарфора и фаянса, санитарно-технических изделий, отделочных и облицовочных плиток.

Песок для производства силикатных изделий. Оценка пригодности песчаных отложений для производства силикатных изделий автоклавного твердения определяется ОСТом 21-1-80. Стартовым условием, или первым, литологическим, критерием, повсеместной разбраковки чехла плейстоценовых отложений на площади, годные ОСТу, являются их структурные особенности, а именно – все различия песчаных частиц. Следовательно, вторым, генетическим, критерием поиска перспективных площадей является выделение генотипов, для которых наиболее свойственны размерности частиц от 10 до 0,01 мм. Этому диапазону соответствуют аллювиальные, пролювиальные, озерные, озерно-ледниковые и эоловые осадки. Данная совокупность, особенно флювиальная и лимническая группы аквального парагенетического ряда, занимает господствующее положение в перечисленных впадинах. Поэтому, перспективы выделения площадей, отложения которых могут применяться для производства силикатных изделий, чрезвычайно велики.

Аллювиальный и лимнический генотипы, слагающие террасовый комплекс котловин, являются главными источниками запасов силикатных песков. Ключевая роль в оценке пригодности принадлежит уже третьему, фациальному, критерию поиска перспективных площадей. В этом отношении наибольший интерес представляет группа пойменных фаций, фация прирусловой отмели, фации береговых и прибрежных отложений озерной группы. Ввиду высокого содержания псефитовых разностей не может использоваться пристрежневая фация, а также группа старичных фаций и отложений вторичных водоемов пойм по причине завышенного насыщения алевритово-глинистыми частицами (A_0).

С этими генотипами связаны наиболее крупные по запасам месторождения силикатных песков: Конфликтное, Тукалакta, Левомуйское, Старый Витим, Бурдуковское, Перемышка (рис. 1).

Месторождение **Конфликтное** расположено в 4 км восточнее 710 км БАМа. Сложено озерно-речными и аллювиальными мелко-среднезернистыми, кварц-полевошпатовыми песками средне-позднечетвертичного возраста (VI-V, III-II уровни). Площадь распространения полезного компонента составляет 5 км² при вскрыше до 0,5 м и глубиной отработки 5-10 м (прогнозные запасы – 50 млн. м³). Пески находятся в сыпучемерзлом состоянии, что позволяет проводить круглогодичную механизированную отработку карьерным способом.

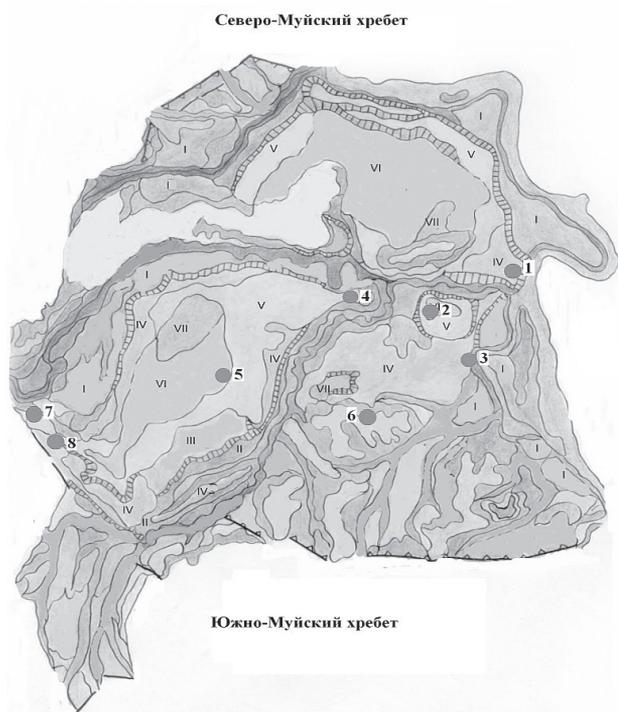


Рис. 1. Месторождения строительных материалов Муйско-Куандинской впадины: 1 – Левомуйское; 2 – Тукалакta; 3 – Старый Витим; 4 – Конфликтное; 5 – Бурдуковское; 6 – Мудирканское; 7 – Право-Муяканское; 8 – Перемышка. Римские цифры – порядковые номера террасовых уровней.

Продуктивная толща месторождения **Тукалакta** (нижнее течение р. Большая Тукалакta рядом с трассой БАМа) представлена разновозрастными кварц-полевошпатовыми среднезернистыми песками. Полезная площадь составляет 33 км² при вскрыше до 0,5 м и глубине отработки в 20 м. Прогнозные запасы – 620 млн. м³. Данное месторождение по «Инструкции применения классификации запасов и месторождениям песка и гравия в Госкомитете по запасам СССР» (М., 1983) относится к 1-ой группе, характеризующейся значительными запасами, выдержанным составом, мощностью и простым строением полезной толщи.

Месторождение **Левомуйское** (окрестности с. Усть-Муя) выполнено кварц-полевошпатовыми средне-мелкозернистыми песками речного и озерно-речного генезиса средне-позднечетвертичного возраста (V-II террасовые уровни), по химсоставу не содержит вредных примесей. Перспективная площадь – 11 км², вскрыша до 1 м, глубина разработки – 20 м, прогнозные запасы – 209 млн. м³.

Месторождение **Старый Витим** простирается по левобережью протоки Старый Витим. Толща полезного компонента образована кварц-полевошпатовыми средне- и средне-мелкозернистыми песками ранне-среднечетвертичного возраста (VI-IV террасовые уровни). Занимает территорию в 4 км², вскрыша – 0,5-1,0 м, глубина отработки – до 30 м, запасы – 77 млн. м³. Перспективная площадь месторождения может быть значительно расширена (до 35 км²) за счет распространения подобного комплекса отложений по периферии и на правобережье р. Мудирикан.

Месторождение **Бурдуковское** открыто в нижнем течении р. Мудирикан на песчаном террасоувале (VII-IV уровни) рядом с трассой БАМа (кварц-полевошпатовые мелко-среднезернистые пески). Условия отработки менее благоприятные, характерна невыдержанность состава и мощности полезной залежи. Площадь – 35 км², вскрыша – 0,5-1,0 м, мощность продуктивной толщи – 20 м, прогнозные запасы – 150 млн. м³.

Месторождение **Перемычка** расположено в 1 км севернее 708 км БАМа. Состоит из мелко-среднезернистых, кварц-полевошпатовых песков позднечетвертичного возраста (II надпойменная терраса). Занимаемая территория – 0,3 км², вскрыша – 0,5 м, глубина отработки – 10 м, запасы – 3 млн. м³, инженерно-геологические условия – удовлетворительные.

Напротив, для пролювиальных отложений процент пригодности проб (ППП) не высокий, они выборочно соответствуют в пределах периферийных фаций предгорных шлейфов и конусов выноса. Проявления характеризуются как мелкие. Ввиду ограниченного развития отложений ледникового парагенетического ряда и подчиненной роли флювио- и лимногляциальных генотипов перспективы их использования весьма ограничены (ППП – <10).

Песок для строительных работ. Пригодность песка определяется техническими условиями ГОСТа 8736-93. Завышенное содержание A_0 по региону обуславливает избирательность оценок при выборе перспективных площадей. Поэтому на поисковой стадии работ пристальный взгляд следует обратить на фаціальную изменчивость в пределах каждого генотипа. Если для силикатных песков поисковые критерии представлены рядом «литология» – «генотип» – «группа фаций», где главная роль в оценке отводится выделению тех генотипов, фаціальная изменчивость которых с высокой степенью вероятности не выйдет за рамки общей годности, то для строительных песков основная функция этого ряда смещается в сторону последней составляющей.

Речные и озерные отложения занимают главенствующее положение в разведанных и опоискованных ресурсах строительного песка. Ведущим условием прогнозных оценок является выделение таких фаціальных групп и отдельных фаций, гидродинамический режим накопления которых дает материал, удовлетворяющий запросы ГОСТа. Максимальное значение представляют группы русловых и пойменных фаций: фація прирусловой отмели, фація перекаатов, фація прирусловых валов, группа фаций смешанного озерно-речного генезиса и фації береговых и прибрежных отложений озерной группы. В целом, высокие возможности связаны, прежде всего, с террасовым комплексом. К разновозрастным осадкам его относятся месторождения строительного песка: Бурдуковское (площадь – 35 км², запасы – 150 млн. м³), Конфликтное (5 км²; 50 млн. м³), Тукалакta (33 км²; 880 млн. м³), Левомуйское (11 км²; 209 млн. м³), Старый Витим (4 км²; 77 млн. м³), Перемычка (0,3 км²; 3 млн. м³).

Пролювиальные отложения. ППП ниже среднего и имеет примерно равные показатели по всем впадинам. Нормы ГОСТа в натуральном виде удовлетворяют фації периферийной зоны предгорных

шлейфов и конусов выноса, а также разрозненные горизонты вершинной зоны. Роль этого генотипа, как и ледниковых отложений, не пригодных в естественном состоянии, может возрасти при фракционировании отложений с получением песка-отсева.

Пески и песчано-гравийные смеси как заполнители в бетоны. Годность песков и песчано-гравийных смесей для тяжелых бетонов диагностируется техническими требованиями к заполнителям ГОСТа 12730-0-78 (1994). Заполнители подразделяют на крупные – гравийно-галечные осадки и мелкие – средне-грубозернистые пески с гравием. В этом случае необходимо осуществление детального фациального анализа с последующим обособлением конкретных фаций внутри фациальных групп, удовлетворяющих в целом потребности Госстандарта. Поисковый ряд критериев приобретает при этом вид: «литология» – «генотип» – «группа фаций» – «фация».

Наибольший интерес для **крупных заполнителей** представляют *аллювиальные и пролювиальные отложения* – перлювиальная, пристрежневая фации русловой группы, маломощные гравийно-галечные толщи фации прирусловой отмели, фация вершинной зоны конусов выноса. Террасовый комплекс промышленным значением не обладает.

Ледниковые отложения. Перспективны конечно-моренные и водно-ледниковые образования, ППП в естественном виде самый высокий, после предварительного фракционирования может достичь максимального предела. К этому генотипу относятся Мудириканское и Право-Муяканское месторождения.

Месторождение **Мудириканское** находится на междуречье рр. Мудирикана – Аневиркана в 25 км к югу от железнодорожной станции Таксимо. Продуктивная толща состоит из среднечетвертичных флювиогляциальных песчано-галечно-валунных отложений и сложена пластовыми, пластообразными телами с невыдержанным строением, мощностью, а также изменчивым количеством полезного компонента. Окатанность гальки и валунов хорошая, лещадная форма обломков встречается крайне редко. Территория месторождения составляет 1 км², глубина отработки – 20 м, запасы 12 млн. м³. Прирост запасов месторождения может быть увеличен за счет двух участков, имеющих сходное геологическое строение, – Лево-Мудириканского (3 км², 8 млн. м³) и Право-Аневирканского (4 км², 9 млн. м³), сумма всех запасов составит 29 млн. м³. Инженерно-геологические условия благоприятные – «сухая мерзлота» позволяет круглогодичное механизированное извлечение полезного компонента.

Песчано-гравийная смесь этого месторождения после удаления валунно-галечного материала (>70 мм) пригодна в качестве заполнителя в тяжелые марки «200-300» и гидротехнические бетоны. В естественном виде может использоваться для отсыпки основания и нижнего слоя автодорог 3-й категории в суровых климатических условиях (СНиП 1-Д.2-79). Вскрышные породы (суглинки), а также подстилающие моренные глины и глинистые алевриты представляют интерес в качестве связных грунтов для гидротехнических сооружений.

Месторождение **Право-Муяканское** (слияние рр. Муякана и Орана-Муяканского в 2,5 км южнее п. Северомуйск) выполнено песчано-галечно-валунными флювиогляциальными и озерными отложениями среднечетвертичного возраста. Площадь – 5,5 км², вскрыша – 0,5 м, глубина отработки – 2-10 м, прогнозные запасы 15 млн. м³. Помимо КЗ осадки в естественном виде могут использоваться также в виде отсыпок основания и нижнего слоя автодорог и железнодорожной насыпи (СНиП-IV-10).

Литологические особенности стандарта для **мелких заполнителей** удовлетворяют аллювиальный, озерный, пролювиальный, флювио- и лимногляциальный генотипы.

Речные и озерные отложения. Мелкие заполнители образуются преимущественно фациями прирусловой отмели русловой группы, фациями приречной зоны и русел пойменной группы, а также фациями проточных озерных водоемов. В морфологическом отношении это осадки высокой поймы и низких террас – месторождения Конфликтное (5 км²; 50 млн. м³), Тукалакты (33 км²; 440 млн. м³), Левомуйское (0,35 км²; 7,2 млн. м³).

Пролувиальные отложения. ППП очень низкий (единичные контуры фации периферийной зоны), как мелкие заполнители индустриального значения не имеют. Соответствующая смесь может быть получена при добыче крупных заполнителей в виде добавочного продукта. Для ледниковых отложений ППП отрицателен.

Сырье для стекольной промышленности. Качество сырья для стекольной промышленности опре-

деляется техническими требованиями ГОСТа 13451-77. Среди аллювиального и *лимнического* генотипов пригодны фация внутренней зоны поймы, группа старичных фаций и отложений вторичных водоемов пойм, группа фаций лимно-аллювиального генезиса и фация внутренних частей озер (см. тезисы в этом сборнике). Повышение содержания Fe_2O_3 до 2-5% исключают использование естественных осадков для изготовления листового и оконного стекла, но они могут применяться для производства изделий из темно-зеленого и тарного стекла (марка КПШС-Н-11,5).

Таким образом, можно констатировать, что рыхлые отложения Муйской системы впадин, особенно вблизи трассы БАМа, являются серьезной сырьевой базой строительных материалов. Самыми перспективными среди них выступают речные и озерно-речные отложения. Они имеют наибольшее площадное распространение, для них характерна выдержанность строения, постоянство состава, большая мощность полезных горизонтов, крупные запасы в десятки и сотни миллионов m^3 . Осадки пролювиального и ледникового генезиса являются второстепенными объектами. Добыча на месторождениях может вестись круглогодично механизированным карьерным способом, что всецело удовлетворит запросы стройиндустрии региона. Наличие сети железных и автомобильных дорог позволит производить вывоз нерудного сырья за пределы региона.

УСЛОВИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТЕКОЛЬНЫХ ПЕСКОВ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Коломиец В.Л.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, kolom@gin.bsnet.ru

Качество сырья для стекольной промышленности определяется техническими требованиями к полевошпатовым и кварц-полевошпатовым материалам ГОСТа 13451-77 и сводится к установлению зернового и химического составов осадков в процентах: 1) фракция 1,25-0,63 мм – ≤ 5 ; 2) SiO_2 – ≤ 80 ; 3) Na_2O+K_2O – ≥ 7 ; 4) Al_2O_3 – $\geq 11,5$; 5) Fe_2O_3 – массовая доля варьирует от 0,2 до ненормированности для различных марок материалов.

Заявка стандарта по фракционному набору ограничивается осадками в виде естественной смеси из песчано-алевритово-глинистых частиц и исключает присутствие каких-либо примесей размером $> 1,25$ мм. Этот факт в литолого-генетическом и фациальном отношении значительно суживает распространение искомым объектов. Поэтому, при выработке прогнозных рекомендаций годности стекольного сырья следует использовать поисковый ряд критериев «литология» – «генотип» – «группа фаций (макрофация)» – «фация (микрофация)».

По микрофациальному анализу запросы качества удовлетворяют фации, которые образовались в условиях малого энергетизма в среде осадконакопления, а именно – слаботурбулентных, субламинарных русловых и донных потоках, глубоководных, приглубых и прибрежных частях озер, периферии конусов выноса и зоне эоловых перемещенных песков зрелой стадии перевевания. Отложения гляциального генезиса (g, f, af), кроме озерно-ледникового типа (lg), в большинстве своем не пригодны из-за высокого динамизма бассейнов седиментации, имеют сугубо местное значение и без применения дополнительных технических средств не могут применяться в качестве готового материала. В гранулометрическом отношении самыми перспективными являются аллювиальный, лимнический, лимно-гляциальный, пролювиальный и эоловый генотипы (табл. 1).

Аллювиальные и озерные отложения (a, la, al). Характеризуются довольно устойчивым процентом пригодности проб (ППП), лучшие показатели в Верхнеангарской и Тункинской впадинах, где ППП выше среднего. Полезными свойствами обладают фация внутренней зоны поймы, группа старичных фаций и отложений вторичных водоемов пойм, группа лимнических фаций (прибрежные и приглубые фации, а также фация внутренних частей озер). Кроме того, пригодными могут быть также отдельные горизонты из других фаций пойменной и даже русловой групп. Это обстоятельство прямо зависит от характера изменения водности потоков по причине климатических и сезонных особенностей, а также чисто гидрологических факторов – протяженности, уклона и типа речного русла.

Процент пригодности проб по зерновому составу

Генотип	Впадины				
	Верхне-ангарская	Муйско-Куандинская	Баргузинская	Тункинская	Юго-восточное побережье Байкала (Котокельская и др. впадины)
aQ_4^2	60,3	50,0		-	-
aQ_4^1	44,8	50,0	не пригодны	25,0	-
$a^1Q_3^4-Q_4^1$	42,3	не пригодны	22,2	66,7	не пригодны
$a^2Q_3^2$	35,7	74,4	16,1	100,0	25,0
$a^3Q_3^1$	76,0	36,7	16,7	20,0	31,8
$la^4Q_2^{3+4}$	74,1	57,1	28,5	84,2	38,5
$al^5Q_2^{1+2}$	100,0	32,2	34,5	81,8	4,3
$al^6Q_1^2-Q_2^1$	57,5	24,3	42,3	76,1	43,8
$al^7E_2-Q_1^1$	100,0	62,7	57,8	60,0	не пригодны
$ap, pQ_{3,4}$	29,1	38,6	15,8	не пригодны	-
$af, fQ_{2,3}$	19,2	не пригодны	-	не пригодны	-
$lgQ_{2,3}$	-	-	-	60,5	-
$vQ_{2,3}$	-	-	77,8	83,3	-

Прочерк в таблице (-) – нет данных или данный генотип отсутствует

Озерно-ледниковые отложения (lg) камовой морены опоискованы в Хойтогольской котловине Тункинской впадины, где ППП достаточно высок – 60,5%. Это комплексное месторождение песка Нилова Пустынь, расположенное на левобережье р. Ихэ-Ухгунь. Полезная залежь занимает площадь 2,3 км² при вскрытой мощности 3,5 м и представлена среднеплейстоценовыми мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми песками (запасы 4,8 млн. м³).

Проллювиальные отложения (p, ap). ППП ниже среднего, что несколько не противоречит истине, так как обнаружить осадки, не имеющие грубообломочных включений в предгорных частях впадин, весьма затруднительно. Но все же, отдельные пробы из фаций полого-покатой периферии крупных конусов выноса дают положительный результат и предлагаются как возможные источники получения сырья, хотя значение их для развертывания масштабного производства не велико.

Оловые отложения (v). ППП высокий, годность понижается за счет малых примесей (1-2%) фракции 2,5-1,25 мм. При ее отсеве может быть достигнут хороший результат ввиду того, что в целом основная масса по гранулометрическим спектрам заключена в песчано-алевритовой области (70-80%). Такие распределения сопоставляются с эмпирическими полигонами перемещенных песков зрелой стадии перевевания, и именно эти отложения следует рекомендовать на данный вид сырья.

Имеющиеся данные по полному химическому составу песков, кроме Верхнеангарской и Баргузинской впадин, где химический анализ проводился в сокращенном виде, вносят свой отпечаток в выявленные закономерности. В первую очередь, повышенные содержания окиси железа (Fe₂O₃) до 2-5%, что на порядок выше требований ГОСТа, исключают возможность применения осадков в естественном виде для изготовления технического, листового и оконного стекла. Поэтому они могут использоваться лишь как сырье для производства изделий из темно-зеленого и тарного стекла (марка КПШС-Н-11,5 с ненормированной массовой долей Fe₂O₃).

Таковым является месторождение стекольных песков **Котокель** в одноименной котловине на юго-восточном побережье оз. Байкал, представленное комплексом озерно-речных неоплейстоценовых отложений, по химическому составу соответствующее вышеуказанной марке и характеризующееся как крупное (площадь – 18 км², вскрытая мощность – 2,1 м, запасы – 38 млн. м³). В случае проведения магнитной сепарации пески данного месторождения могут соответствовать более высоким требованиям к сырью для стекольной промышленности, а именно – маркам КПТС-0,70-11,5 и КПТС-0,50-11,5, при-

меняемых для производства листового оконного стекла. Подобная ситуация присуща также Муйско-Куандинской и Тункинской впадинам.

Количество SiO_2 по всей Байкальской рифтовой зоне находится в пределах требований госстандарта.

Содержания окиси алюминия по отдельным котловинам колеблются в незначительных пределах, для Муйско-Куандинской депрессии и юго-восточного побережья оз. Байкал ППП по Al_2O_3 96,3, что позволит получать качественное стекло. Тункинской впадине свойственны некоторые изменения содержания окиси с переходом нормативной границы 11,5% в меньшую сторону (ППП 69,8), при этом левобережье р. Иркут и подножья Тункинских гольцов имеют почти 100% показатель годности.

Содержания суммы щелочей ниже нормы характерны только лишь для Тункинской котловины, причем каких-либо закономерностей в распределении $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ по литолого-фациальным и геоморфологическим элементам выявить не удалось, поэтому данная впадина, как источник стекольных песков, оценивается скорее отрицательно.

ЛИТНЕВАЯ И ТАНТАЛОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПЕТАЛИТОВЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТАХ ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО ПОЯСА

В.М.Макагон

ИГХ СО РАН, Иркутск, vmak@igc.irk.ru

Восточно-Саянский пояс редкометалльных пегматитов, протянувшийся на 500 км вдоль юго-западной окраины Сибирской платформы, состоит из двух частей и включает в юго-восточной части поля сподуменовых пегматитов, а в северо-западном блоке – петалитовых. К последним относятся в первую очередь Вишняковское поле комплексных пегматитов и Александровское поле Р-Та-Ли пегматитов [1]. В первом из них находится Вишняковское месторождение, относимое к наиболее перспективным для освоения месторождениям тантала на территории России [2]. Попутными компонентами являются Li, Rb, Cs, Be, Nb, Sn.

Вишняковское (Елашское) пегматитовое поле расположено в Елашском грабене, являющемся частью Тагул-Туманшетской подвижной зоны [3]. Грабен сложен осадочно-вулканогенными породами нижнепротерозойской сублукской серии, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, а само пегматитовое поле в метаморфизованных ортоамфиболитах. В указанном грабене находится также Елашко-Тенишетский массив гранитоидов саянского комплекса, считающегося материнским для редкометалльных пегматитов региона. Гранитоиды этого комплекса подразделяются на две фазы, в первую из которых формировались биотит-амфиболовые гранодиориты и низкощелочные граниты. Во вторую фазу внедрялись дайковые тела биотитовых и мусковит-биотитовых гранитов, лейкогранитов, пегматоидных гранитов, пегматитовых и аплитовых жил. Возраст гранитоидов Елашко-Тенишетского массива составляет 2,12-1,96 млрд. лет [3], а саянского комплекса, по данным В.И.Левицкого и соавторов – 1,86 млрд. лет [4]. Вблизи пегматитового поля также расположены дайкообразные тела более молодых рапакивиподобных гранитов, выделяемых В.В.Брынцевым [3] в елашский комплекс с возрастом 1780 млн. лет. Пегматитовое поле находится вблизи юго-западного контакта Елашко-Тенишетского массива, но главным фактором, определяющим его положение, является контроль зоной влияния двух пересекающихся крутопадающих региональных глубинных разломов субмеридионального и северо-восточного простирания. Rb-Sr возраст пегматитов составляет 1490 млн. лет, а зон экзоконтактового изменения амфиболитов около пегматитов - 1480 млн. лет [5].

Пегматитовые тела Вишняковского поля залегают в ортоамфиболитах и характеризуются пологим залеганием, они образуют жильные серии, отдельные тела в которых имеют протяженность до 2 км при мощности до 12 м. Строение наиболее крупных из них характеризуется асимметричной зональностью. Висячем эндоконтакте наблюдается маломощная оторочка мусковит-кварцевого или альбит-мусковит-кварцевого состава с касситеритом и колумбитом. Ниже следует промежуточная блоковая зона, сложенная блоками калиевого полевого шпата (ортоклаза и микроклина), участками криптозернистого кварц-альбитового (“фарфоровидного”) агрегата с редкими выделениями колумбита, онкозина

(агрегата тонкокристаллической слюды, альбита и кварца), редкими блоками неизмененного петалита и обособлениями кварца. Иногда встречаются участки, сложенные параллельно-шестоватым кварц-сподуменовым агрегатом, а также крупнокристаллические выделения эвкриптита. Блоковая зона в наиболее мощных участках жил разделяется на две части, между которыми расположена центральная зона средне- и крупнопластинчатого альбита с гнездами мусковит-кварцевого комплекса и с выделениями манганотанталита, воджинита и микролита. Иногда в центре наблюдается кварцевое ядро и крупные блоки калиевого полевого шпата, между которыми расположены скопления кристаллов воджинита и реже – манганотанталита и микролита. Под кварцевым ядром встречаются участки мелкочешуйчатого светло-розового и светло-зеленого рубидиевого мусковита с обильной танталовой минерализацией – манганотанталитом и воджинитом, содержащим включения микролита и ринерсонита. В лежащем боку пегматитовых жил находится зона мелкопластинчатого альбита. Эта обобщенная схема зональности осложняется значительной неоднородностью строения пегматитовых тел по их простиранию и падению. Участки пегматитов с хорошо выраженной зональностью сменяются блоками, где некоторые из указанных зон могут преобладать, а другие - отсутствовать, или блоками однородного массивного сложения, представленными мелкозернистым альбитовым пегматитом.

Александровское поле менее изучено, оно находится в северо-восточной части Елашского грабена вблизи северо-восточного контакта Топорокского массива рапакивиподобных гранитов, являющихся более молодыми относительно Елашско-Тенишетского массива гранитоидов саянского комплекса [3] и относимого нами к елашскому комплексу. Это мелкозернистые биотитовые и амфибол-биотитовые граниты. В пределах поля наблюдается несколько жильных серий. Из них наиболее полно изучены лепидолит-альбитовые жилы с амблигонитом-монтебразитом, цветными турмалинами, танталитом, микролитом, касситеритом, бериллом. Это единичные пологие сближенные тела, залегающие в амфиболитах. Форма одного из них, имеющего наибольшую мощность, близка к каплевидной. Протяженность жилы около 200 м при мощности в раздуве 20 м. Пегматитовая жила имеет зональное строение. В эндоконтакте четко выражена кварц-мусковитовая оторочка с переменной мощностью, достигающей 2 м. В ней, кроме кварца и мусковита, наблюдаются зеленый турмалин, колумбит-танталит и берилл. Возле раздува жилы встречается альбит. За оторочкой следует зона блокового микроклина, который в раздуве жилы замещается альбитом. Следующая зона – зона сахаровидного альбита с участками клевеландита. К центру жилы этот пегматит сменяется кварц-лепидолитовым и кварц-альбит-лепидолитовым комплексами с белым бериллом, розовым турмалином, танталитом и микролитом, амблигонитом-монтебразитом, топазом. Здесь наблюдаются блоки петалита, иногда замещенные кварц-сподуменовым агрегатом. В центральной части расположено кварцевое ядро, по границе которого часты крупные кристаллы амблигонита-монтебразита, розового, белого и светло-синего турмалина, белого и розоватого берилла, а также встречаются танталит и касситерит.

Жилы петалитовых пегматитов характеризуются отчетливой дифференциацией зон по химическому составу, что наиболее сильно подчеркивается отношением $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$, которое изменяется в несколько десятков раз - от близкого к 10 в зоне фарфоровидного тонкозернистого кварц-альбитового агрегата жил Вишняковского поля до 0,14 в блоковом пегматите тех же жил. Содержания SiO_2 и F также варьируют в широких пределах. Литий накапливается в основном в участках блокового петалита и замещающих его сподумена и эвкриптита, а также в участках, содержащих значительное количество лепидолита и монтебразита. Распределение Ta и Nb очень неравномерное, накопление Ta и Nb происходит от внешних зон к внутренним, а также в слюдистых участках автometасоматического замещения, где отношение Ta/Nb резко возрастает по сравнению с зонами, кристаллизующимися из расплава.

Особенности состава минералов, концентрирующих Li (алюмосиликаты и фосфаты лития, слюды, турмалин, берилл), а также Ta и Nb (тантало-ниобаты), указывают на очень высокую степень дифференциации расплава, из которого образовались петалитовые пегматиты изученных полей. При этом отчетливо устанавливается возрастание степени дифференцированности пегматитовых тел от нижних к верхним частям пологих жильных серий. В процессе формирования пегматитов выделяется раннемагматический этап кристаллизации, который сменяется позднемагматическим этапом кристаллизации из остаточного флюидизированного расплава, затем следуют этапы автometасоматического и гидротермального замещения.

Для пегматитов Вишняковского поля характерно наличие трех алюмосиликатов Li – петалита, сподумена и эвкрипитита, а в пегматитах Александровского поля распространены первые два из них. При этом в процессе пегматитообразования происходит смена алюмосиликатов с пониженным содержанием Li минералами с более высокой его концентрацией (4,3-4,7% Li₂O в петалите, 7,3-7,7% - в сподумене и 10,7% - в эвкрипитите). Петалит является раннемагматическим минералом, а сподумен и эвкрипитит образуются на позднемагматическом этапе кристаллизации расплава. На этом же этапе из флюидизированного расплава кристаллизуются фосфаты Li – литиофилит и монтебразит-амблигонит, содержащие 8,9% и 9,0-9,7% Li₂O, соответственно.

Слюды пегматитов относятся к ряду мусковит – лепидолит. Для них характерно повышение содержания Li от раннемагматического этапа к позднему и затем резкое понижение его концентрации в мусковитах автометасоматического этапа. При этом содержания Rb и Cs возрастают в слюдах как позднемагматического, так и автометасоматического этапов. Главным концентратором Be в изученных пегматитах является берилл, в котором от раннего магматического этапа к позднему возрастают содержания Li и Cs, затем они снижаются на автометасоматическом этапе. Турмалин широко распространен в пегматитовых жилах Александровского поля и редок в пегматитах Вишняковского поля. В первом из полей наблюдаются турмалины рядов шерл-дравит и шерл-эльбаит, последний часто сменяется олепитом.

Таким образом, в петалитовых пегматитах распространены алюмосиликаты Li, слюды, берилл и турмалин с максимальными его содержаниями, а также литиевые фосфаты.

Петалитовые пегматиты, особенно Вишняковского поля, отличаются большим разнообразием ниобий-танталовой минерализации, в которой преобладают разновидности, наиболее обогащенные танталом. Так, тренд изменения состава тантало-ниобатов группы колумбита относительно короток – от манганоколумбита раннемагматического этапа к манганотанталиту на позднемагматическом и автометасоматическом этапах. На последних двух этапах кристаллизуются широко распространенный в пегматитах месторождения воджинит, а также микролит. Иксиолит характерен только для позднемагматического этапа. Наиболее поздний тантало-ниобат в изученных пегматитах – ринерсонит, кристаллизующийся на автометасоматическом и гидротермальном этапах. Состав воджинита в процессе формирования пегматитов изменяется от ранней Ti-содержащей разновидности к воджиниту с максимальным содержанием Sn, а затем к танталоводжиниту. Широкое распространение в пегматитах танталоводжинита наряду с резким преобладанием манганотанталита в минералах группы колумбита привело к образованию богатых танталовых руд, содержание Ta в которых достигает 0,877% при отношении Ta/Nb более 30 [6]. Изучение соотношения литиевой и танталовой минерализации в петалитовых пегматитах показывает, что танталовые минералы часто ассоциируют с литиевыми фосфатами, слюдами, турмалином, бериллом - минералами, имеющими в составе летучие компоненты и образующимися на позднемагматическом и автометасоматическом этапах формирования пегматитов. Зоны и участки пегматитовых жил, содержащие эти минералы, наиболее обогащены танталом. В то же время зоны, в которых главными минералами являются алюмосиликаты лития, содержат бедную танталовую минерализацию и обеднены танталом.

Переходя к генетическим особенностям, необходимо подчеркнуть следующее: 1) большой временной интервал между становлением гранитов саянского комплекса и рапакивиподобных гранитов елашского комплекса, с одной стороны, и редкометальных пегматитов – с другой; 2) контроль положения пегматитовых полей зонами глубинных разломов; 3) четкое возрастание степени дифференцированности пегматитовых тел от глубоких горизонтов к апикальной части; 4) очень неравномерное распределение как петрогенных, так и редких элементов при высокой первоначальной щелочности расплавов, обогащенных летучими (особенно H₂O и F) и P, а также редкими металлами (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Sn); 8) экстремальное обогащение пегматитов гранитофильными редкими элементами.

Приведенные материалы не согласуются с гипотезой образования пегматитов в процессе фракционирования гранитной магмы, из которой формировались массивы гранитоидов как саянского, так и более позднего елашского комплексов, и указывают на отсутствие “материнских” гранитов для изученных пегматитов. Они наиболее корректно объясняются гипотезой образования этих пегматитов из пегматитовой магмы, являющейся результатом длительного процесса преобразования гранитных

расплавов в глубинных очагах под воздействием мантийных и/или нижнекоровых флюидов, обогащенных гранитофильными элементами. Такое преобразование гранитных расплавов в пегматитовые в соответствии с метамагматической моделью образования пегматитов [7] происходило в нижнепротерозойское время в условиях резкой перестройки земной коры и обусловлено мощным импульсом энергии и вещества из мантии в виде флюидных потоков, проникавших по глубинным разломам. Под действием этих потоков происходила переработка вещества земной коры. По глубинным разломам пегматитовая магма, обогащенная редкими металлами и летучими, внедрялась в участки локализации, причем ее дифференциация могла происходить на путях внедрения в зонах разломов, что привело к высокой степени геохимической гетерогенности пегматитового расплава. А дальнейшее фракционирование флюидизированного расплава в камерах его кристаллизации приводило к еще более высокому концентрированию Та и других металлов в отдельных зонах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 10-05-00964) и Президиума СО РАН (проект № 123).

1. Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Систематика гранитных пегматитов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 422-435.

2. Комин М.Ф., Усова Т.Ю., Зуева Т.И. и др. Минерально-сырьевая база редких металлов в России: состояние и пути развития // Разведка и охрана недр. 2004. № 11. С. 32-37.

3. Брынцев В.В. Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присяянья. Новосибирск: Наука, 1994. 184 с.

4. Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 717-731.

5. Макагон В.М., Лепин В.М., Брандт С.Б. Рубидий-стронциевое датирование редкометалльных пегматитов Вишняковского месторождения // Геология и геофизика. 2000. № 12. С. 1783-1789.

6. Makagon V.M. *Petaliterare-metal pegmatites of the East Sayan belt, Eastern Siberia, Russia: geological setting, mineralogy, geochemistry and genesis* // Contributions to the 5 international symposium on granitic pegmatites. Asociacion Geologica Argentina. Serie D: Publicacion especial N 14. P. 135-137.

7. Zagorsky V.Ye. Deep fluid flow – melt interaction and problems of granite-pegmatite system petrogenesis // *Memorias Universidade do Porto*. № 8. P. 58-59

ЗОЛОТО-УРАНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ХАДАТКАНДА (КОДАРО-УДОКАНСКИЙ ПРОГИБ)

В.А. Мельников, А.Е. Будяк, М.Г. Волкова, А.М. Спиридонов
Институт геохимии СО РАН, Иркутск, melnikov@igc.irk.ru

Урановое месторождение Хадатканда территориально относится к Кодаро-Удоканской структурной формационной зоне (СФЗ), расположенной на севере Забайкальского края. Также в пределах Кодаро-Удоканской СФЗ находится ряд месторождений черных, редких и благородных металлов, различного масштаба, среди которых наиболее известными являются крупнейшее месторождение меди Удокан и ряд незначительных по масштабу месторождений и рудопроявлений, среди которых Контактное, Читкандинское, Верхнесакуканское и др. На сегодняшний день существует несколько точек зрения о генезисе данных месторождений, основные разногласия которых в основном сводятся к вопросам источника рудного компонента и механизма его концентрирования (эндогенный либо поверхностный источник).

В результате изучения территории Кодаро-Удоканского прогиба с региональных позиций [1], а также проведения комплексных исследований пород и руд месторождения Удокан и Хадатканда, появились данные, позволяющие взглянуть на проблему формирования перечисленных месторождений с позиции инфильтрационно-эпигенетического генезиса.

Непосредственно месторождение Хадатканда было выбрано для детальных исследований ввиду его стратиграфической принадлежности к нижнепротерозойским карбонатно-терригенным отложениям Удоканского комплекса, а также ввиду совмещения в пределах месторождения золотой и урановой

минерализации [2].

Месторождение Хадатканда было открыто в 1949 г. Мангышлакской экспедицией. Более детальная разведка с попутной отработкой проводилась Ермаковским рудоуправлением МВД СССР, материалы по работе, которых, к сожалению, не сохранились [3]. Задача настоящей работы заключается в детальном изучении месторождения Хадатканда, определении зависимости содержаний золота, урана и других металлов, выяснении его генетической связи с нижележащими отложениями кодарской серии с целью получения корректных данных, позволяющих приблизиться к решению вопроса генезиса месторождений нижнепротерозойского возраста, приуроченных к Кодаро-Удоканской СФЗ. Главная роль в локализации рудной минерализации на изучаемой территории принадлежит карбонатно-терригенному удоканскому комплексу. Образования комплекса делятся на четыре крупные литолого-стратиграфические единицы (серии): джалтуктинскую, кодарскую, чинейскую и кеменскую [4].

Непосредственно месторождение приурочено к терригенно-карбонатным породам чинейской серии, которые повсеместно прорваны дайками габброидов. В структурном плане месторождение находится на пересечении двух глубинных разломов Сюбанского и Хадаткандского в юго-западной периферии Верхнесюльбанского магматического узла, образованного крупным (единым на глубине по геофизическим данным) массивом габбро-норитов рудопродуктивного чинейского комплекса раннего протерозоя и многофазными (от габбро до гранитов) позднепалеозойскими интрузиями. Оруденение приурочено к отложениям чинейской серии, прорванным разнообъемными телами габброидов. По данным Л.Б. Макарьева и соавторов [2], ураново-рудные тела, вскрытые на поверхности, представляющие собой линзы различной мощности, образуют мощную зону (порядка 10 м) меридиональной ориентировки, протяженностью около 3,5 км. Среднее содержание урана на месторождении от 0,1 до 0,72%.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД И РУД

Наиболее доступной для исследования структурных, петрографических и геохимических особенностей пород и руд месторождения является его обнажение по береговой линии реки Хадатканда (рис.), а также изучение рудоотвалов месторождения, находящихся в пределах рудной зоны.

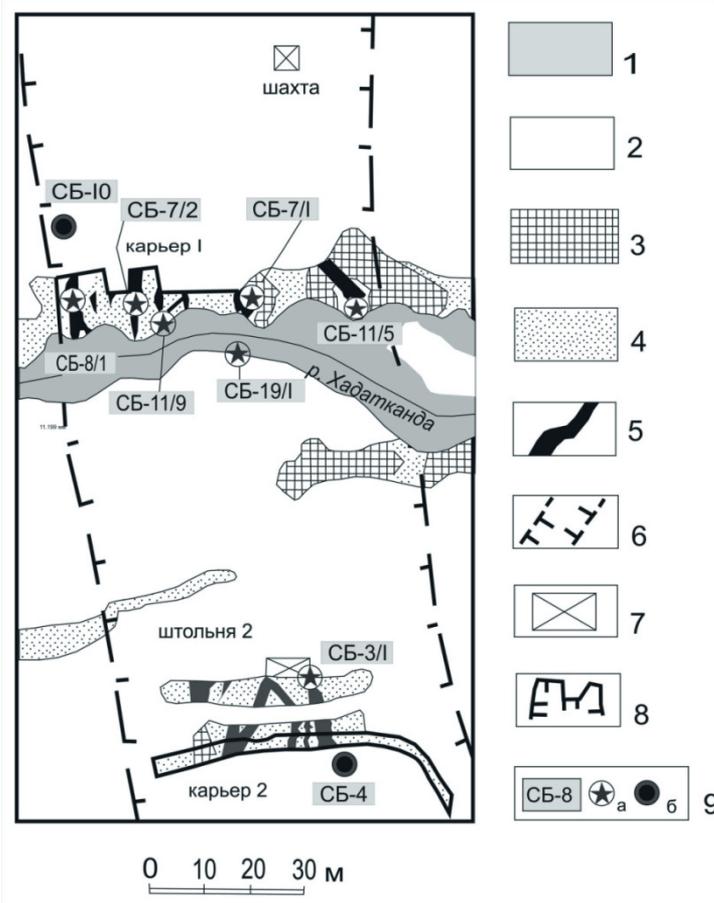


Рис. Геологический план месторождения Хадатканда.

1 – современный аллювий; 2 – моренные отложения; 3 – габброиды измененные; 4 – альбититы,

альбит-пироксен-амфиболовые метасоматиты, скарноиды; 5 – генерализованные рудные тела; 6 – границы Главной урановорудной зоны; 7 – штольня и шахта, пройденные Ермаковским рудоуправлением; 8 – карьеры, пройденные Мантышлакской экспедицией; 9 – места отбора и номера бороздовых проб (а), штупные пробы из рудоотвалов (б).

В разрезе кодарской серии выделяются икабийская, аянская и инырская свиты. Эти отложения формировались в условиях дистального шельфа и материкового склона [5]. Породы серии представлены слюдисто-кварцевыми метапесчаниками. Текстура пород сланцеватая, структура – лепидогранобластовая, обломки алевропсаммитовой размерности представлены кварцем (60-80%), единичными зёрнами плагиоклаза, микроклина. Биотит, мусковит и хлорит (15-40%) присутствуют в виде отдельных чешуек, рассеянных среди кварцевой массы, но чаще образуют тонкие прерывистые полосы, формирующие сланцеватость. На фоне общей массы наблюдаются линзы, полностью сложенные хлоритом, пилитизированные калиевые полевые шпаты, единичные зёрна карбонатов. Акцессорные минералы представлены апатитом, гранатом; вторичные – эпидотом.

Чинейская серия залегает на отложениях кодарской серии и расчленена на читкандинскую, александровскую и бутунскую свиты. Породы александровской и читкандинской свит представлены метапесчаниками, в последней наблюдаются также алевросланцы и сланцы. Метапесчаники этих свит петрографически схожи с метапесчаниками кодарской серии. Алевросланцы характеризуются сланцеватой и плейчатой текстурами и лепидогранобластовой структурой. Они сложены на 50% биотитом и мусковитом и на 50% обломками кварца. Сланцы читкандинской свиты серицитовые с пиритом, тонко лепидобластовой структуры. В сланцах и алевросланцах присутствуют ромбовидной формы зёрна доломита до 5%. Отложения бутунской свиты представлены плагиоклаз-кварцевыми, полевошпат-кварцевыми и слюдисто-кварцевыми песчаниками и алевропесчаниками. Текстура однородная, иногда слоистая; структура - лепидогранобластовая. Вкрапленная рудная минерализация от 3 до 10% породы. Обломки кварца в породе составляют до 50%; плагиоклаз, микроклин, биотит и мусковит присутствуют в различных соотношениях в зависимости от петрографической разновидности. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом; вторичные – эпидотом, цоизитом, карбонатом. Цемент контактовый представлен рудным веществом и серицитом.

Кеменская серия разделена на сакуканскую и намингинскую свиты. Среди пород рудного горизонта сакуканской свиты встречаются метаморфизованные медистые полевошпат-кварцевые песчаники и алевропесчаники и безрудные кварцевые песчаники, содержащие прожилковой формы рудный минерал, ассоциирующий с гидротермальными минералами.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ряд отобранных проб с уранового месторождения Хадатканда, проявивших повышенную относительно фона радиоактивность, были направлены на спектральный анализ в центральную аналитическую лабораторию «Сосновгеология» (Иркутск) с целью получения данных по концентрации золота в уране. Полученные результаты представлены в табл. Анализируя полученные результаты, можно отметить, что повышенная концентрация Au (2 г/т) обнаружена в пробах ХД 12-30 и ХД 12-30А. Важно, что содержание радиоактивных элементов U, Th в данных пробах не представляет интереса в виду их незначительных концентраций (U до 0,02 г/т, Th – не обнаружен). Как видно из таблицы, уран и торий имеют положительную корреляционную зависимость с рядом элементов: Mn, Cu, Pb, Ag, Fe. В свою очередь, золото имеет положительную корреляционную связь с Mn, Fe, Ag, As и яркую отрицательную связь с Mo.

Содержание редких элементов месторождения Хадатканда

№№	№№ полевые	Au	Ag	As	Fe	Mo	Ni	Co	Mn	Cu	Pb	U	Th
пп		г/т	$n \times 10^{-6}$	$n \times 10^{-4}$	%	$n \times 10^{-3}$	$n \times 10^{-2}$	$n \times 10^{-2}$					
1	ХД 12-4	н.о.	15	н.о.	10	8	30	10	100	50	60	60	4
2	ХД 12-5	н.о.	40	н.о.	10	10	40	30	100	40	40	30	3
3	ХД 12-30	2	30	100	8	0.8	20	15	20	3	0.8	2	н.о.
4	ХД 12-30а	2	40	150	8	1	20	20	30	4	1	2	н.о.
5	ХД 12-37	н.о.	15	н.о.	10	0.4	15	10	150	8	3	н.о.	н.о.
6	ХД 12-40	н.о.	40	н.о.	10	1	15	10	100	8	100	30	8

Примечание: н.о. – не обнаружено.

В целом анализируя первые полученные данные можно предположить, что гипотеза единого источника рудного золота и радиоактивных урана и тория, вряд ли будет иметь подтверждение при дальнейшем изучении как месторождения Хадатканда, так и в целом рудной территории Сюльбанского разлома. Что не противоречит выводам И.В.Кучеренко [6] считавшим, что продуктивные золотоносные ассоциации выполняют более поздние относительно Сюльбанского разлома мелкие трещины, которые были образованы в результате новых импульсов тектонических деформаций данного региона. В частности для месторождения Хадатканда речь идет об одноименном Хадаткандском разломе.

Получение в дальнейшем дополнительных изотопно-геохимических данных и сопоставление их со структурно-динамическими и минералогическими характеристиками исследуемого месторождения позволят приблизиться к более точному пониманию процессов рудообразования как для конкретного месторождения, так и для других месторождений и рудопроявлений в пределах Кодаро-Удоканской СФЗ.

1. Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Семейкина Л.К. Критерии прогнозирования комплексного платино-полиметаллического оруденения в углеродистых осадочных формациях // Платина России. 2005. Т. IV. С. 50-61.

2. Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б., Вояковский С.К. О перспективах выявления новых типов промышленных комплексных урановых месторождений в Кодаро-Удоканской зоне (Забайкальский край, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 5. С. 428-438.

3. Макарьев Л.Б., Вояковский С.К., Илькевич И.В. Золотоносность урановых объектов в Кодаро-Удоканском прогибе // Руды и металлы. 2009. № 6. С.56-64.

4. Будяк А.Е., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Брюханова Н.Н., Волкова М.Г. Перспективы благородно- и редкометаллического оруденения Байкальской горной области и Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

5. Немеров В.К., Будяк А.Е., Развозжаева Э.А., Макрыгина В.А., Спиридонов А.М. Новый взгляд на происхождение медистых песчаников месторождения Удокан // Известия (Геология, поиски и разведка рудных месторождений). 2009. №2 (35). С.4-17.

6. Кучеренко И.В. Минералого-петрохимические и геохимические черты окolorудного метасоматизма в кислых породах золотопродуцирующих флюидно-магматических комплексов // Известия Томского политехнического университета. 2006. Т.309, № 1. С.24-32.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ АПОФИЗ РУДОНОСНОГО ХАРАЕЛАХСКОГО ИНТРУЗИВА ТАЛНАХСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Л.К. Мирошникова

Норильский индустриальный институт, Норильск, miroshnikova_lk@mail.ru

В целях изучения развития сульфидного оруденения за пределами промышленного контура месторождения производилось исследование геохимических ореолов краевой фации рудоносного интрузива в зоне расщепления его на апофизы. На основе моделирования геохимического поля рудоносного Хараелахского интрузива установлены геохимические отличия ореолов апофиз, расположенных на продолжении осевой линии интрузива (внутренние фланги) и на удалении от неё (внешние фланги).

Геохимическая изученность района равномерна, соответствует масштабу 1:25000 и достигает глубин 2000 - 3000 м. При изучении первичных ореолов коренных магматических пород рудоносных интрузивов и их апофиз на площади Талнахского рудного узла было использовано 1500 литохимических проб, отобранных из керна 50 скважин, пробуренных на территории рудного узла и его северных флангов.

Компьютерная обработка аналитических данных производилась с применением пакета программ автоматизированной системы «ГЕОСКАН», позволяющей моделировать полиэлементную структуру геохимического поля в поисковых целях [3]. Данный метод обработки геолого-геохимической информации позволяет одновременно анализировать закономерности распределения многих химических элементов в природных системах. Взаимоувязка дискретных ореолов с соблюдением статистической устойчивости и рассмотрение их с единых позиций геохимического поля (ГХП) определённого типа позволили выявить его природную зональность. Под понятием ГХП понимается область пространства, каждой точке которого поставлен в соответствие ряд концентраций химических элементов, анализированных в данной точке. В результате итерации система установила состав каждого из типов геохимических (ГХТ) ореолов с определённым уровнем концентрирования микроэлементов. Для изучения пространственных закономерностей геохимического поля определённого ГХТ анализировалась его внутренняя неоднородность, обусловленная выделением в нём областей с различными уровнями концентрирования микроэлементов: зона рассеянной минерализации (ЗРМ), аномалия, фон. Аномальные области в соответствии с условиями обработки Базы данных анализов выделены по значению коэффициентов концентраций (K_k) главенствующих элементов ≥ 3 [3]. Под аномалией понимается элемент пространственной структуры ГХП, который характеризуется согласованным (координированным) поведением ряда элементов при одновременном возрастании их концентраций. Закономерная пространственная смена аномальных ассоциаций различных типов обуславливает зональность геохимического поля. Для ЗРМ характерно пространственно несогласованное возрастание концентраций отдельных микроэлементов, связанное с развитием рассеянной рудной минерализации, а сами эти области часто оказываются сопряжёнными с аномалиями. Границы ЗРМ выделены в пределах значений $1,5 \leq K_k \leq 3,0$ [3]. Включение ЗРМ в контур геохимического поля позволяет анализировать не только контрастные центральные, представленные аномалиями, части, но и слабопроявленные фланги геохимического поля, где происходит затухание рудоорганизующих процессов. Областью многомерного геохимического фона является область пространства, каждой точке которого соответствуют одновременно низкие и взаимонезависимые концентрации химических элементов. Значения фоновых содержаний, как правило, в пределах порядка сопоставимы со значениями соответствующих кларков, т.е. коэффициенты концентрации (K_k) близки к значению 1 ($0,7 < K_k \leq 1,5$). Средством выражения состава геохимического типа является геохимическая ассоциация (ГХА), под которой понимается ранжированный ряд элементов со значениями концентраций, отличных от минимальных нормирующих (например, средние содержания «по коре») в соотношениях, характерных для «межпородных» различий [3]. Основой для выделения геохимических ассоциаций является химический состав минерогенических систем. Неоднородность, отмечаемая во внутреннем строении ранжированного ряда ГХА, определяется выделением трёх уровней концентрирования микроэлементов (МЭ), условно названных зонами: «зона привноса» ($K_k \text{ МЭ} > 1,5$), «индифферентная зона» ($1,2 < K_k < 0,5$), «зона выноса» ($K_k < 0,5$) [3]. Продуктивность медно-никелевых ореолов ГХП в соответствии со средним содержанием в

них металлов представлена следующим образом (в мас. %): в областях фона ($0.8 \leq K_k \leq 1.5$) – Ti - 0.3, Ni - до 0.2, Cu - до 0.1; в аномалиях ($K_k \geq 3$) – Ti - 1.74, $Cu \geq 0.3$, а $Ni \geq 0.25$ мас. %.

Хараелахский рудоносный расслоенный интрузив, в котором находится Октябрьское платино-медно-никелевое месторождение, включает собственно расслоенное тело и широкий ареал его краевых фаций [1-10]. Контур собственно Хараелахского расслоенного интрузива соответствует границам Октябрьского месторождения и ограничивается, в основном, полем развития интрузиве рудоносных пикритовых и такситовых габбро-долеритов. Хараелахский рудоносный интрузив в пределах Талнахского рудного поля разделяется на ветви. Приразломная ветвь интрузива сопряжена с зоной Норильско-Хараелахского разлома, протягивается в субмеридиональном направлении вдоль Главного тектонического шва и Западных сбросов Центрального грабена. Осевая линия прослеживается параллельно этим структурам полосой повышенной мощности (до 250 м и более).

Северно-западная (Хараелахская) ветвь ориентирована по нормали к Приразломной ветви и имеет субширотное простирание. Её осевая линия также прослеживается полосой повышенной мощности (более 200 м), достигающей максимальных значений во фронтальной зоне ветви. В области сопряжения ветвей интрузив «расплывается», его ширина увеличивается. На флангах интрузива из разреза исчезают габбро-диориты и пикритовые габбро-долериты; такситовые габбро-долериты становятся такситовидными и далее увеличивается доля контактовых габбро-долеритов вплоть до полного исчезновения признаков дифференциации [1-10]. Здесь мощность интрузивного тела уменьшается, оно часто расщепляется на силловидные апофизы.

В кровле интрузивного тела отмечаются многочисленные апофизы, расположенные в осадочной толще и разделённые телами роговиков. Они представлены обогащёнными оливином габбро-долеритами и лейкогаббро. Лейкогаббро с массивной и такситовой текстурами развиты отдельными участками и локализируются вдоль юго-западного, юго-восточного и северо-западного бортов интрузивной ветви в виде линейных зон шириной около 400 м. Максимальные значения мощности до 31.4 м (при средней мощности 13 м) тел апофиз связаны с осевыми зонами фронтальных частей интрузивной ветви.

Апофизы рудоносных интрузий (тела, непосредственно ответвляющиеся от рудоносных) имеют незначительный объём и не удаляются от интрузий более чем на десятки – первые сотни метров. Это так называемые “тильдоочки” на флангах Хараелахской интрузии, а также выделенные Г.Д. Масловым “рога и уши” интрузии Норильск-1 [2, 4, 5]. Химический состав пород, слагающих апофизы, соответствует среднему составу интрузива (табл. 1).

Геохимические поля апофиз обладают продольной зональностью при слабом проявлении вертикальной. Зональность ГХП главного интрузивного тела и его апофиз определяется выделением в нём ореолов, специализированных на титан и медь-никель.

Первичные ореолы апофиз, простирающиеся вдоль осевой линии рудоносного интрузива, сложены оливиновыми, оливинсодержащими габбро-долеритами с непромышленной сульфидной минерализацией халькопирит-пирротинового состава и представлены полями рассеяния Cu-Ni типа.

Развитие ореолов, специализированных на титан, отмечается в апофизах лейкогаббро, оливинсодержащих габбро-долеритов, габбро-диоритов, магнетитовых габбро во внутренней зоне краевой фации главного интрузивного тела и на удалении от неё. Поля концентрирования титана в апофизах наблюдаются непосредственно в зоне расщепления главного интрузивного тела вдоль границ ореолов Cu-Ni типа.

Химический состав пород апофиз рудоносного интрузива

	Лейко-габбро	Габбро-диорит кварцсодержащий	Магнетитовое габбро	Габбро-диорит	Габбро-долерит оливинсодержащий	Габбро-долерит оливинный	Габбро-долерит контактовый
SiO ₂	46.1	56.9	49.7	50.1	49.6	47.0	48.1
TiO ₂	0.56	2.09	3.0	1.3	1.14	0.88	1.2
Al ₂ O ₃	23.0	12.1	12.2	13.8	17.8	18.8	15.2
FeOT	7.0	14.5	22.1	11.6	10.9	13.3	12.5
MnO	0.16	0.25	0.41	0.27	0.22	0.22	0.22
MgO	6.1	2.25	6.9	6.4	8.2	14.6	7.2
CaO	11.6	6.8	10.6	11.9	13.8	11.5	10.3
Na ₂ O	2.0	6.0	3.3	2.5	2.1	1.9	1.91
K ₂ O	2.8	2.1	1.3	0.9	0.86	0.49	0.89
P ₂ O ₅	0.08	0.48	0.36	0.18	0.14	0.11	0.15
Cr	270	2.7	116	35	380	1500	170
Ni	380	21	90	65	90	500	225
Co	36	31	80	46	47	94	54
Cu	550	124	870	235	192	600	640
Zr	48	370	166	122	87	68	98

Примечание. Породообразующие окислы – в мас. %, остальные элементы – в г/т.

В ГХП титанового типа наряду с титаном отмечаются аномальные концентрации меди и никеля. По мере удаления от главного тела интрузива в направлении выклинивания апофиз аномалии сменяются зоной рассеянной минерализации, затем – зоной фона Ti-Co типа.

В рассматриваемой части месторождения, вдоль зоны выклинивания халькопирит-пирротинового оруденения, в телах тектонизированных апофиз преобладает халькопирит-пирротин-магнетитовая (до 60 %) минерализация [1, 8, 9]. Краевые фации рудоносного интрузива осложнены постмагматическими щелочными магнезиальными метасоматитами и известковистыми скарнами, гидротермалитами. Существенно пиритовая, пирротиновая и магнетитовая минерализация в виде сплошных и густо вкрапленных руд находится как в скарнированных породах, так и в телах апофиз [1, 6, 8]. Густо вкрапленные пиритовые тела в зонах тектонических нарушений, бортовых участках интрузива и, реже, в скарнированных породах и скарнах имеют широкое площадное распространение (до 200 м, а в головной части интрузива - до 500 м) [1, 6, 8]. Магнетитовые густо вкрапленные залежи развиты локально и приурочены к зоне расщепления интрузивного тела.

Образование зон с подобной минерализацией, объясняется с позиций Д.М. Туровцева [8, 9] выносом

железа из постмагматических растворов при различных режимах щёлочности и fS^{2-} в различных частях контактового ореола. Пирротин распространён в относительно высокотемпературных частях ореола сульфидных руд: приконтактной, осевой и головной [9]. Последовательность образования минералов железа при различных значениях Eh, pH, fS^{2-} обусловлена порядком формирования минералов в различных термодинамических этапах процесса рудогенеза. Так, пирротин формируется при низких Eh, pH и fS^{2-} . С ростом Eh пирротин последовательно замещается магнетитом и далее гематитом. В низкотемпературных условиях во внешних частях ореола при высокой fS^{2-} образуется пирит с развитием зон пиритизированных пород. За пределами околоинтрузивного ореола с ростом Eh и pH пирит сменяется гематитом. Магнетит образуется вместо пирита в узком поле при низких значениях fS^{2-} и более высоких Eh и pH [8, 9].

Выделение в ГХП полей концентрирования титана, минеральной основой которых является халькопирит-пирротин-магнетитовая ассоциация, является крайне важной задачей, поскольку магнетит в данных типах руд содержит до 7.24 г/т Pt, а кубанит и пирротин несут, соответственно, до 12 и 10.4 Pd (табл. 2) [2].

Табл. 2

Содержание платиновых металлов в некоторых мономинеральных фракциях рудных минералов

Минерал	Руда	Количество анализов	Содержание,	Pd/Pt				
			г/т	Pd	Rh	Ru	Au	
			Pt	Pd	Rh	Ru	Au	
Пирротин	Пирротиновая	3	1.15	10.4	2.4	0.33	0.065	9.04
Халькопирит		7	1.1	4.4	0.15	-	0.38	4.0
Магнетит		3	7.24	0.88	0.15	0.07	0.21	0.12
Кубанит		1	2.0	12.0	0.20	-	0.33	6.0
Пирит		1	0.023	0.32	0.022	-	0.017	13.9

Примечание. Таблица составлена с использованием опубликованных материалов Д.А. Додина [2].

Выводы

1. Установлено, что первичные геохимические ореолы апофиз, сложенных оливиновыми и оливин-содержащими габбро-долеритами с халькопирит-пирротиновой минерализацией, на продолжении осевой линии главного интрузивного тела специализированы на Cu-Ni.

2. Геохимические поля апофиз, сложенных габбро лейкократовыми, сопряжённых с краевыми частями интрузива и удалённых от его осевой линии, представлены, в основном, ГХТ, специализированном на титан-кобальт. Аномалии титана выделяются в телах апофиз, содержащих густую вкрапленность халькопирит-пирротин-магнетитового состава, являющихся продолжением горизонта габбро лейкократового главного интрузивного тела. По мере удаления от него интенсивность накопления титана ослабевает, и на расстоянии 50-100 м его количество не превышает значений фона.

1. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981.

2. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб.: Наука, 2002. С. 230-231.

3. Коган Б.С., Гинзбург Л.Н., Буренков Э.Л., Резников И.Н., Евсеев В.А. Методические рекомендации по применению системы «ГЕОСКАН – 200» при обработке неоднородной геохимической информации на ЭВМ. М.: ИМГРЭ, 1989. 44 с.

4. Кравцов В.Ф., Седых Ю.Н., Гор Ю.Г. Геолого-структурные особенности Талнахского рудного узла // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971. С. 8-30.

5. Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19-27.

6. Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т. 1. Ново-

сибирск: Нонпарель, 2000. 597 с.

7. Суханова Е.Н. О принципиальной модели рудоносных интрузивов Норильского типа и ее применимости // Геология и полезные ископаемые Норильского района (Материалы II Норильской геологической конференции). Норильск: Норильский ГМК, 1971. С. 159-162.

8. Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 317 с.

9. Туровцев Д.М. Грейзенизация в связи с трапповыми интрузивами Норильского района // Метасоматизм и рудообразование. Л., 1982. С. 28.

10. Czamanske G.K., Zen'ko T.E., Fedorenko V.A., Calk L.C., Budahn J.R., Bullock J.H. et al. Petrographic and geochemical characterisation of ore-bearing intrusions of the Noril'sk type, Siberia, with discussion of their origin // Resources Geology Special Issue. 1995. N 18. P. 1-48.

ГЕОЭКОЛОГИЯ РЕГИОНОВ ОСВОЕНИЯ ОБЪЕКТОВ МЕДНО-КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УРАЛА)

С.К. Мустафин

Башкирский государственный университет, Уфа, mustafin.sabir@yandex.ru

Большинство колчеданных месторождений уральского типа всех стратиграфических уровней на Южном Урале сформировалось в предостроводужных и задуговых условиях в связи с контрастными риолит-базальтовыми комплексами вулканических трогов, заложенных в условиях растяжения [6].

Конвергентность современных и древних колчеданных залежей обусловлена тем, что большинство древних месторождений залегает в зеленокаменных породах, преобразованных в условиях пренит-пумпеллитовой фации метаморфизма в РТ-условиях, близких по параметрам отложения современных массивных сульфидов в Мировом океане [2].

Медно-колчеданное оруденение территории Республики Башкортостан (РБ) представлено объектами, генетически связанными с рудоносными вулканитами карамалыташской (D_2e) и баймак-бурибаевской (D_{2gv}) свит, развитыми в пределах Учалинского, Сибайского, Баймакского и Бурибайского рудных районов. По генетическим признакам выделяются объекты «уральского» и «баймакского» промышленных типов.

Медно-колчеданные месторождения региона Южного Урала в настоящее время разрабатываются предприятиями холдинга «Уральская горно-металлургическая компания» (Учалинский, Сибайский и Гайский ГОКи, ОАО «Башкирская медь» и др.).

Минеральное сырьё медно-колчеданных месторождений является комплексным по составу и содержит в качестве основных полезных компонентов медь от 0,9 до 6,8% (в среднем 1,5%), цинк от 1,0 до 6,2% (в среднем 1,7%) и серу. Сопутствующие полезные компоненты представлены Au, Ag, Cd, Se, Te, In, Ga, Ge и др. Получены данные о наличии платиноидов в составе комплексных руд медно-колчеданных месторождений. Вредными примесями минерального сырья являются As, Hg, Mn, Tl, $BaSO_4$ и др.

В рудах объектов известно более 80 минералов; главными являются пирит, халькопирит, сфалерит, кварц, барит. Сложный минеральный состав гипогенных руд, разнообразие текстур и структур, геохимическая зональность и другие признаки определяют пространственно-временную неоднородность медно-колчеданного оруденения региона.

Товарная продукция обогатительных фабрик ГОКов - медный, цинковый и пиритный флотационные концентраты. В последнее время в связи с отсутствием спроса на пиритный концентрат, как сырьё для серноокислотного производства, этот продукт не выделяется и уходит в хвосты флотации, загрязняя окружающую среду (ОС). Расчеты обосновывают экономическую выгоду извлечения селена и ртути из цинкового концентрата.

Недропользование оказывает на ОС следующие виды воздействия: газо-аэрозольное и пылевое, гидродинамическое, гидрохимическое, механическое, химическое, шумовое и сейсмическое, тепловое, а также отчуждение и изъятие земель, изъятие ресурсов недр, нарушение природного ландшафта [5].

Техногенный ландшафт региона формируют погашенные карьеры месторождений Бурибаевского, Маканского, Таш-Тау, Бакр-Тау, Балта-Тау, Куль-Юрт-Тау, № 1 (340 м), 2 (270 м) и 3 (140 м) Гайского месторождения. Достигли проектной глубины Учалинский (370 м) и Сибайский (500 м) карьеры, до-

быча ведётся в карьерах Камаганского, Летнего, Юбилейного и др. месторождений.

Переработка этих отходов, содержащих существенные количества полезных компонентов и вредных примесей, требует технологических решений, обеспечивающих снижение техногенной нагрузки на ОС.

Твёрдыми отходами процесса добычи являются отвалы некондиционных руд и вскрышных пород карьеров. Минеральная пыль, содержащая металлы, загрязняет атмосферный воздух при буровзрывных работах, дроблении руд, дефляции с поверхности отвалов и хвостохранилищ. Дисперсный материал хвостов одной из золотоизвлекательных фабрик в результате дефляции загрязняет атмосферный воздух ртутью в концентрациях, превышающих ПДК.

Жидкими отходами являются карьерные, шахтные и подотвальные воды [3]. Объём водоотлива из горных выработок достигает по РБ 25-30 тыс. м³/сут. Подотвальные воды Сибайского карьера образуются в объёме 3000 тыс. м³/год, характеризуются значениями рН до 2,6; величиной сухого остатка – до 64848 мг/л и максимальными содержаниями загрязняющих веществ (ЗВ) (мг/л): Fe - 280; Cu - 438; Zn – 780; Cd – 0,026; Mn – 1,17; Mg – 198; Ni – 0,12; Se – 0,011; Pb – 0,1; Br – 0,1; Sr – 1,9; SO₄²⁻ - 29426; Cl⁻ - 106. Высокие содержания меди позволили апробировать её извлечение цементацией.

Отходами обогащения являются твёрдая (хвосты и пиритный концентрат) и жидкая фазы процесса флотации.

Получены данные о техногенной концентрации относительно фоновых значений TR, U, Th в подотвальных водах, донных отложениях, почвах, растениях и биосубстратах населения региона [1]. Элементом-трассером техногенной миграции в региональной системе недропользования - минеральное сырьё → технология → отходы → окружающая среда → продукты питания → организм человека - нами была выбрана Hg [11].

Образующимся в объёме 1440 м³/сутки кислым (рН - 5,7) карьерным водам месторождения Бакр-Тау свойственны следующие содержания ЗВ (мг/л): Cu – 4,25; Zn – 5,3; Fe – 0,75; Mg – 114; SO₄²⁻ - 984; Cl⁻ - 3,54; сухой остаток – 1798. Шахтные кислые (рН – 3,5) воды Октябрьского месторождения содержат (мг/л): Cu – 16; Zn – 18; As – 53,3; Cd – 0,2; Pb – 0,04; Ni – 0,07; Mn – 3,8; Se – 0,0003; Hg – 0,0013; Sr – 1,4; F – 0,6; Br – 0,2; B – 0,2; Fe – 37; Mg – 84; SO₄²⁻ - 1818; Cl⁻ - 709; сухой остаток – 3860.

Подземные воды региона являются трещинными и слабо защищены от техногенного загрязнения. В районе размещения хвостохранилищ отмечается техногенное загрязнение подземных вод Cu, Zn, Mn, Hg, Cl⁻, SO₄²⁻ и др.

Мировой опыт эксплуатации хвостохранилищ показал, что снижение риска загрязнения подземных вод в зоне их размещения требует [5]:

- располагать хранилища на недоступных для контакта с подземными водами участках, даже при возникновении подпора или аварийного сброса;
- проводить бактериальное или химическое выделение металлов перед захоронением отходов или после с разработкой технологии;
- совершенствовать технологии переработки минерального сырья с получением экологически безопасных отходов;
- регулировать выделение ЗВ в раствор, гидроизоляцией поверхностного слоя и ложа хранилища, поддержанием нейтральной среды, мерами по недопущению эрозионных процессов на поверхности хранилища и теле дамбы.

Зона окисления медно-колчеданных месторождений представлена характерными для региона Южного Урала мезозойскими «железными шляпами». В составе золотоносных бурых железняков установлено более 30 минералов. Железные шляпы являются индикаторами наличия гипогенного медно-колчеданного оруденения на глубине. Освоение медно-колчеданных месторождений РБ, как правило, начиналось с добычи золота из бурых железняков амальгамацией на бегунных фабриках, позже применялось цианирование (перколяция) на фабриках с законченным циклом обогащения.

В составе 2638 тыс. т хвостов перколяции золотоизвлекательной фабрики накоплено (в тоннах): Hg – 58,8; Se – 130,46; As – 2076; Sb – 234,8; Cu – 1541,6; Zn – 1393,3; Pb – 2111, что определило III класс опасности отходов.

Башкирская золотодобывающая компания, первой на Южном Урале, начала опытно-промышленные

исследования по добыче золота и серебра по технологии кучного выщелачивания из бурых железняков Западно-Озёрного медно-колчеданного месторождения и окисленных золото-кварц-сульфидных руд месторождения Муртыкты.

Проектируются опытно-промышленные исследования по добыче золота с использованием технологии подземного выщелачивания (хлоринации) из окисленных золото-полиметаллических руд объекта баймакского типа.

Рудам объектов золото-кварцевого и золото-кварц-сульфидного типов свойственно нахождение основной массы золота в свободной форме. В начале 20 века извлечение золота из такого сырья производилось амальгамацией на бегунных фабриках, что привело к ртутному загрязнению компонентов ОС на участках размещения предприятий.

Формирование геоэкологической обстановки горнорудных районов Южного Урала определяют геохимические особенности региона в сочетании с техногенной нагрузкой, обусловленной длительной интенсивной эксплуатацией медноколчеданных месторождений. При этом ведущими факторами геохимической трансформации геологической среды являются процессы добычи, и обогащения минерального сырья, определяющие мобилизацию и эмиссию тяжёлых металлов в горнорудных природно-техногенных системах. Процессы техногенеза приводят к формированию агрессивных сернокислых растворов с аномальной концентрацией типоморфных для субмаринного медно-колчеданного оруденения элементов - Cu, Zn, Pb, As, Sb, Hg, Tl, Se, Te и др. Число микроэлементов, определяющих региональный спектр, характерный для минерализации техногенных подотвальных, карьерных, шахтных и др. вод включены Be, Li, Y, Ce, La, U, Th и др. [1].

Для условий Южного Урала определены особенности техногенного влияния на компоненты ОС традиционных приёмов добычи, обогащения и металлургического передела минерального сырья медноколчеданных месторождений, внедрение новых для региона технологий требует проведения всесторонней экологической экспертизы проектов.

Стратегия исследования геоэкологических особенностей региона Южного Урала должна быть нацеленной на изучение техногенной трансформации состояния недр (медно-колчеданных объектов), что обеспечит возможность управления для устойчивого развития.

1. Ахметов Р.М. Техногенез геологической среды горнорудных районов Восточного Башкортостана. Диссер. канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УГГУ, 2010. 154 с.

2. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

3. Мустафин С.К., Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М. Техногенная трансформация геологической среды районов деятельности предприятий горнодобывающей промышленности // Матер.международ. конф. «Техногенная трансформация геологической среды». Екатеринбург: УГГУ, 2002. С. 153-156.

4. Россман Г.И., Петрова Н.В. Экологическая оценка рудных месторождений (методические рекомендации) // Минеральное сырье. 2000. №9. 150 с.

5. Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. 284 с.

СТРАТЕГИЯ КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ СТАРЫХ РЕГИОНОВ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ

С.К.Мустафин

Башкирский государственный университет, Уфа, sabir.mustafin@yandex.ru

Потенциал минеральных ресурсов РФ оценивается в балансовых запасах величиной 14,19 трлн. долларов США. Вопросы комплексной оценки ресурсов, включающие как их потенциальную ценность, так и их состояние в настоящее время весьма актуальны. Приоритетным направлением исследований Отделения наук о Земле РАН является «Создание теоретических основ государственной экономической политики в оценке, освоении, использовании и сбережении ресурсов недр». Доступность минерально-сырьевых ресурсов – свойство системы общество – минеральные ресурсы, характеризую-

щее возможность их эффективного и безопасного использования в зависимости от состояния ресурсов, потребности в них и достигнутого технологического уровня [12].

На территории Республики Башкортостан (далее РБ) – одного из промышленно развитых субъектов Российской Федерации (далее РФ), широкое развитие получили добыча и переработка разнотипного минерального сырья. На территории региона известно 1170 месторождений, обеспечивающих функционирование минерально-сырьевого комплекса, включающего добычу и переработку углеводородов, чёрную и цветную металлургию, химическое производство добычу, переработку неметаллических полезных ископаемых [14].

Доля РБ в стоимостном объёме промышленного производства РФ составляет 2,6-2,8%. На РБ приходится (в %): первичной переработки нефти – 13,6; производства автомобильного бензина – 19,7; дизельного топлива – до 17,0; топочного мазута – 12,5; стальной проволоки – 43,4; каустической соды – 21,4; синтетических смол и пластических масс – 14,6; полиэтилена – 11,9; кальцинированной соды – 54,3; химических средств защиты растений – 49,1; спиртов бутиловых и изобутиловых – 54,4; синтетических каучуков – 20.

РБ занимает в РФ пятое место по добыче нефти и первое – по её переработке. За 70 лет из недр региона добыто более 1,5 млрд. т нефти и 70 млрд. м³ газа.

В разрезе PZ выделено более 50 продуктивных пластов, в т.ч. P₁ – 2, C_{2,3} – до 7, C₁ – до 20, в D_{2,3} – более 20. В терригенных коллекторах заключено 58,4%, карбонатных – 41,6% оценочных перспективных ресурсов нефти отложений PZ. По состоянию на 01.01.2008 г. по РБ числятся 191 месторождение углеводородов, в т.ч. 156 нефтяных, 15 газонефтяных, 7 нефтегазовых и 13 газовых; в разработке находится 161 месторождение, большинство из которых вступило позднюю стадию освоения запасов. Накопленная добыча с начала разработки нефтяных месторождений РБ составила 1469 169 тыс. т; запасы составляют 298440 тыс. т по категориям (A+B+C₁) и 49780 тыс. т по категории C₂. Запасы свободного газа составляют (млрд. м³) по категориям (A+B+C₁) 35,635, категории C₂ 2,543. Ресурсы УВ R-V комплекса равны 5,3 млрд. т условного топлива в т.ч. 0,525 млрд. т нефти.

На территории РБ располагается северная часть Южно-Уральского буроугольного бассейна, разведанные запасы этой части бассейна составляют 252 млн. т.

В регионе развиты многочисленные инфильтрационно-остаточные бурожелезняковые месторождения, залегающие на коре выветривания терригенно-карбонатных толщ верхнего протерозоя (зигазино-комаровский подтип). Руды сложены гидроксидами железа с примесями оксидов марганца, приурочены к нижней части коры выветривания; госбалансом учтено 19 месторождений. Запасы наиболее крупного – Туканского (млн. т.): A – 4,9; B – 18,2; C₁ – 21,0 и C₂ – 3,9 (A+B+C₁ – 44,1 млн. т). Содержание железа в руде 46,4%.

Из 14, находящихся на территории РБ, разведанных медно-колчеданных месторождений Учалинское, Сибайское, Подольское, Юбилейное являются крупнейшими на Урале, уступая по запасам лишь Гайскому месторождению в Оренбургской области

Вклад горно-обогатительных предприятий Башкортостана в общероссийскую добычу меди (в концентратах) определяется на уровне 10-12%; доля в добыче меди и цинка из недр Уральского региона более значительна и равна соответственно 30% и 50%.

Концепцией рационального использования минеральных ресурсов РБ, в качестве основных задач предусмотрено: 1) решение экономических и экологических проблем горнорудных предприятий на основе современной технологии добычи и переработки, руд с завершённым технологическим циклом производства; 2) вовлечения в переработку отвалов вскрыши месторождений, забалансовых руд, гидроотвалов, сбросных вод, пиритных концентратов, промпродуктов с комплексным извлечением металлов; 3) комплексная утилизация техногенного сырья промышленных предприятий; 4) оптимизация ГРП для опережающего развития рудной базы и восполнения выбывающих мощностей и др. [13].

В сообщении рассматриваются данные анализа изученности и основные результаты комплексных исследований минеральных форм нахождения полезных компонентов в разнообразном по происхождению природном и техногенном минеральном сырье многочисленных объектов Южного Урала [9], а также материалы исследований по теме «Составление атласа минералов золота и платиноидов руд и россыпей РБ» [11].

Вулканогенные колчеданные месторождения в мировой добыче благородных металлов дают 5% золота и 40% серебра, которые присутствуют в рудах в качестве микрофазовых (1-100 мкм) включений собственных минералов или, так называемого, «упорного» тонкодисперсного золота и серебра в сульфидах.

В комплексных рудах медно-колчеданных месторождений РБ Учалинского, Ново-Учалинского, Западно-Озёрного, Сибайского, Подольского, Октябрьского, Юбилейного наряду с медью и цинком в качестве ценных компонентов присутствуют: золото, серебро, кадмий, индий, селен, теллур и др.; имеются данные о концентрации платиноидов.

В Учалинском месторождения основная часть золота и серебра находится в рассеянном состоянии в сульфидах – сфалерите, пирите и халькопирите. Концентрацию металлов в рудах определяют самородное золото, сульфиды (петровскит, аргентит), теллуриды (гессит, эмпрессит, калаверит) и сульфосоли серебра (Ag-теннантит-тетраэдрит и Ag-тетраэдрит с 7-8% Ag, пирсеит). Самородное золото встречается крайне редко, характеризуется обычно низкой пробностью, размерами выделений 5-30 мкм и составом от $Au_{0,69}Ag_{0,31}$ до $Au_{0,34}Ag_{0,59}Hg_{0,1}$. В целом большинство анализов близки Au_3Ag_4 ; $AuAg$; Au_3Ag_2 и Au_3Ag ; отмечается низкопробное ртутистое золото (Hg - 11, 3 мас.%). Пластинки самородного золота размерами от десятков нанометров до нескольких десятков мкм выявлены при исследовании РЭМ и ПЭМ реплик с извлечением из сульфидных агрегатов. Золотинки располагаются как на поверхности, так и в трещинах кристаллов пирита. Главный концентратор серебра - блёклая руда, в ряде случаев борнит, второстепенные - Ag теллуриды (волынскит, гессит, штюцит, эмпрессит), резко подчинённые – сульфиды (штромейерит, ялпаит, маккисторит, аргентит, акантит), сульфоантимониды (пираргирит, фрейбергит, стефанит, полибазит, пиростильпнит), сульфоарсениды (пирсеит, прустит) и $AuAg$ теллуриды (креннерит, сильванит, петцит) [3].

В рудах Учалинского месторождения содержание свободного золота составляет 3-4%, в сростках – 10-12%, тонкодисперсного «упорного» в сульфидах – 85% [3], чем обусловлены значительные (29%) потери металла при обогащении с хвостами флотации. Низкие (10-20%) технологические показатели извлечения золота из медно-цинковых руд Урала обусловлены недостаточной изученностью форм нахождения золота в рудах, его распределения по минеральным фазам и ассоциациям, неадаптированностью применяемых технологий к извлечению золота [16]. Этот вывод справедлив и в отношении комплексного извлечения из медно-колчеданных руд остальных благородных металлов (серебра и платиноидов).

В бурых железняках зоны окисления месторождения Бакр-Узяк золото находится в самородной форме и в виде амальгамы золота с мелкими (0,01-0,1 мм) размерами выделений.

Природная амальгама золота из окисленных руд медно-колчеданного месторождения Бакр-Узяк близка по составу к фазе $Au_{0,81}Hg_{0,19}$ (рентгеновская плотность $\rho=17.854$ г/см³). Плотная плёнка куприта (Cu_2O) покрывает поверхность выделений самородной меди (Cu), снижает эффективность кучного выщелачивания меди. Электронно-микроскопическое изучение самородного золота из бурых железняков выявило широкое развитие плотных, часто сплошных «рубашек» гидроксидов железа, что снижает технологические показатели кучного выщелачивания золота, впервые применённого на Урале НПФ «Полиметалл» (1996) на золотоносных бурых железняках Западно-Озёрного месторождения. Плёнки гидроксидов железа снижают плотность агрегатов с самородным золотом, что снижает эффективность гравитационных методов обогащения и препятствует оптимальному ходу выщелачивания.

Анализ структуры затрат по различным процессам извлечения и переработки минерального сырья, свидетельствует о том, что в мировой практике недропользования затраты по различным технологическим процессам стабилизировались и длительное время находятся на относительно низком уровне. Так, например, текущие затраты на 1 т извлекаемой открытым способом горной массы измеряются от 1 до 2 долларов. Затраты на переработку минерального сырья флотационными методами составляют 4-20 долл./т, методами кучного выщелачивания - 4-5 долл./т, методом жидкостной экстракции с электроосаждением (SX/EW) – 1-2 долл./т [16].

Основные ресурсы благородных металлов РБ связаны с комплексным медно-колчеданным оруденением и бурыми железняками зоны окисления («железными шляпами»). Собственно золоторудным является месторождение Муртыкты с запасами около 26 т и средним содержанием металла 6,2 г/т [13].

Многочисленные россыпи золота Учалинского, Абзелиловского, Баймакского, Белорецкого районов в основном отработаны старателями. Россыпи РБ давали 250-500 кг металла, в последние годы добыча не превышала 50-150 кг.

Из комплексных по составу полезных компонентов россыпей, кроме золота, получали минералы элементов платиновой группы, содержание которых могло достигать 11,7 г/м³. Так при разработке Ирмельской россыпи были подняты самородки иридия массой 200 и 500 г.

В современной аллювиальной россыпи Учалинского района золото сопровождается туламинитом Pt₂FeCu в сростках с хромпикотитом (Mg,Fe)Cr₂O₄; самородным иридием, ферроплатиной (Pt₃Fe); самородным иридием в сростках с серпентином Mg₆[Si₄O₁₀](OH)₈; рутенистым осмием (OsRu) с примесью форстерита Mg₂[SiO₄]; иридийным осмием Os₁₃Ir₇ с примесью форстерита Mg₂[SiO₄]; рутенистым иридием (Ir₃₃Ru₄₇), самородным осмием. Рентгеноспектральный анализ показал, что иридосмин содержит существенные количества (мас. %): рутения (8,53-9,56) и незначительные примеси меди (0,42-0,6) и железа (0,31-0,42).

Амальгама золота техногенной природы установлена в эфельных отвалах россыпных месторождений долины р. Авзян. Старатели Урала традиционно использовали технологию амальгамации, в настоящее время запрещённую в связи с экологическими требованиями. Самородное золото участками или нацело покрыто плёнкой техногенной амальгамы золота, обладает, как показало исследование на растровом электронном микроскопе, специфической коррозионной структурой поверхности; установлены фазы состава Au₆Hg₅, Au₅Hg₈.

В шлаках Баймакского золотомедного завода техногенное золото представлено чешуйками размерами от 0,25×0,1 мм до 0,05×0,05 мм. В техногенной самородной меди из шлаков установлена фаза Au₃Cu (рентгеновская плотность ρ=17,167 г/см³).

В новом для Урала типе месторождений (древние конгломераты хребта Шатак) самородное золото, ассоциирующее в цементе с золотоносными гематитом и магнетитом, является магнитным, что необходимо учитывать для исключения технологических потерь.

Перспективы золотодобычи в РБ следует увязывать с золотосодержащими пиритными огарками сернокислотного производства, хвостами флотации, хвостами перколяции, золотосодержащими песками отсевов месторождений песчано-гравийных материалов и др.

По добыче каменной соли (37%) в рассолопромыслах РБ занимает первое место в РФ. В пределах Предуральского краевого прогиба разведано 4 месторождения каменной соли. Месторождения локализованы в отложениях кунгурского яруса нижней перми. Яр-Бишкадакское месторождение разрабатывается методом послонного подземного выщелачивания через одиночные и двоянные скважины с глубины до 1300 м. Добываемые хлоридно-натриевые рассолы имеют концентрацию не ниже 300 г/л NaCl. Содержание NaCl в исходном минеральном сырье в среднем по месторождению составляет 94,0%, количество примесей (%): CaCO₃ – 1,0; MgCO₃ – 1,53; н.о. – 2,22. Запасы соли на Яр-Бишкадакском месторождении 2,22 млрд. т по категориям А+В+С₁ и 0,33 млрд. т по категории С₂ [8].

Суранское месторождение флюорита является единственным на Урале и в Европейской части РФ. Запасы категорий С₂ 2 002 тыс. т руды (среднее содержание CaF₂ – 37,96%) и 760 тыс. т плавикового шпата. Выделяются несколько генераций флюорита, в т.ч. и оптический флюорит, отличающийся прозрачностью и низкими концентрациями примеси редкоземельных элементов. Количество оптического флюорита в рудах месторождения порядка 1%. На южном участке объекта обнаружено флюорит-селлаитовое жильное тело. Селлаит (MgF₂) весьма редкий минерал, впервые установленный в РФ, образует агрегаты длиннопризматических кристаллов белого цвета, составляя до 77% от жильной массы; доля флюорит-селлаитовых руд не превышает 5% [14].

Известняк для содовой промышленности на месторождении Шах-Тау, расположенном в пределах Предуральского краевого прогиба, более 60 лет добывает крупнейшее в Европе предприятие по производству цемента и соды - ОАО «Сода» (г. Стерлитамак). Месторождение представляет собой крупную биогермную постройку пермского возраста. Известняки характеризуются высоким качеством: среднее содержание CaCO₃ - 95,28%, MgCO₃ - 3,16%. Содержание примесей невелико (%): SiO₂ - 0,40; Al₂O₃ - 0,06; Fe₂O₃ - 0,27; основная часть вредных примесей при дроблении уходит в мелкую фракцию [9].

Кроме охарактеризованных выше видов минерального сырья, являющихся сегодня приоритетными

для РБ, в недрах региона известны месторождения хрома, марганца, свинца, цинка, алюминия, барита, талька, магнезита, жильного кварца, пиррофиллита, цеолитов, фосфоритов, разнообразных поделочных и облицовочных камней, гипса, минеральных и лечебных вод и многих других полезных ископаемых.

Инвестиционная привлекательность объектов недропользования определяется полнотой технологических характеристик минерального сырья, изучение которого предполагает комплексное исследование его свойств с использованием современных прецизионных методов анализа, что позволяет оптимально реализовать весь спектр современных постоянно совершенствующихся технологий переработки [10, 1].

Замедление темпов научно-технического прогресса в сфере добычи и переработки полезных ископаемых, уже наметившееся в мировом недропользовании за последние два десятилетия, стало причиной серьёзных заявлений о кризисе горной науки [17].

Наряду с резким сокращением ГРП произошло значительно более опасное сокращение научных исследований в области геологии и смежных наук. Приведём лишь один пример: в РФ издаётся всего лишь немногим больше десятка геологических журналов, причём ограниченным тиражом, а в КНР их почти сотня. При этом статей с данными прецизионного анализа пород, руд и минералов у нас всего несколько десятков, а в КНР – многие сотни и даже тысячи [5].

Современная технология переработки, обогащения и комплексного использования минерального сырья вплоть до безотходной технологии в горно-обогатительном производстве основана на применении методов обогащения полезных ископаемых, использующих различия в физических, магнитных, электрических, физико-химических и других свойствах разделяемых минералов. Эти методы позволяют эффективно решать экологические задачи горного производства: переработки и использования вскрышных пород, накопившихся отходов, вторичного сырья, кондиционирования оборотных, очистки сточных вод и т.д. [1].

Недропользование как вид экономической деятельности отличается высокими рисками.

Методы, позволяющие минимизировать проектные риски, разделяют на 3 группы: 1) диверсификация, или распределение, рисков; 2) резервирование средств на покрытие непредвиденных расходов (до 7-12% стоимости проекта); 3) страхование рисков - передача определённых рисков страховой компании. Управления рисками предполагает: 1) выявление предполагаемых рисков; 2) анализ, оценки проектных рисков; 3) выбор методов управления рисками; 4) применение выбранных методов; 5) оценка результатов управления рисками [6].

Широкий спектр разнообразных видов минерального сырья РБ, стратегически выгодное географическое расположение региона, развитая инфраструктура и ещё сохранившийся высокий потенциал недр определяет республику как перспективный объект вложения в сферу её недропользования как российских, так и зарубежных инвестиций.

Экстенсивный путь развития уже вошёл в конфликт с ограничениями экологического характера и перспективе столкнётся с исчерпаемостью минеральных ресурсов, освоение которых экономически оправдано.

Оптимизация процессов управления недропользованием в целях обеспечения рационального освоения минеральных ресурсов, качество которых снижается, а условия добычи и переработки усложняются, сегодня является наиболее актуальной проблемой.

Перспективными для старых регионов недропользования, каковым является Урал, представляются ведущиеся в других регионах исследования минерального сырья на уровне наночастиц [7], работы по экологической минералогии [4].

1.Абрамов А.А. Переработка, обогащение и комплексное использование твёрдых полезных ископаемых: Т.II. Технология обогащения полезных ископаемых. Учебник для вузов. М.: Издательство Московского государственного горного университета, 2004. 510 с.

2.Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

3.Викентьев И.В., Молошаг В.П., Шишакова Л.Н., Юдовская М.А. Формы нахождения благородных металлов в колчеданных месторождениях Урала // Мат.-лы. всерос. конф. «Самородное золото: типо-

морфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 100-102.

4. Голева Р.В. Экологическая минералогия – новое научное направление геоэкологии (становление, перспективы развития). М.: ВИМС, 2007. 36 с.

5. Данильянц С.А., Федорчук В.П. Геология России в условиях рынка: итоги первого пятнадцатилетия // Россия в окружающем мире: 2007. Аналитический ежегодник. М.: МНЭПУ, 2007. С. 84.

6. Забродин Ю.Н., Коликов В.Л., Саруханов А.М. Управление нефтегазовыми строительными предприятиями. М.: ЗАО «Издательство «Экономика», 2004. 406 с.

7. Конеев Р.И. Наноминералогия золота эпипермальных месторождений Чаткало-Кураминского региона Узбекистана. СПб: Дельта, 2006. 200с.

8. Минерально-производственный комплекс неметаллических полезных ископаемых Республики Башкортостан. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1999. 288 с.

9. Мустафин С.К., Антонов К.В., Габитов Г.Х. Геолого-экономическая карта как основа региональной геоинформационной системы мониторинга недропользования и охраны окружающей среды // Проблемы геологии, охраны окружающей среды, управления качеством экосистем. Оренбург: Оренбургский госуниверситет, 2006. С. 45-48.

10. Мустафин С.К., Захаров О.А., Юмагузин Ю.М., Альмухамтов Р.Ф., Давлетшина Р.Б. Опыт исследования минералов благородных металлов рудных, россыпных и техногенных месторождений Республики Башкортостан // Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы. Мат-лы Республиканской научно-практ. конф. Уфа: Тау, 2002. С. 630-638.

11. Мустафин С.К. Атлас самородного золота руд, россыпей и техногенных объектов Южного Урала (на примере Республики Башкортостан) // Мат.-лы. всерос. конф. «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». Т. II. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 67-69.

12. Пешков А.А., Мацко Н.А. Доступность минерально-сырьевых ресурсов. М.: Наука, 2004. 280 с.

13. Хамитов Р.А., Антонов К.В., Меньшиков В.Г. Резервы рационального использования минерально-сырьевых ресурсов Республики Башкортостан // Труды первой научно-практической конференции «Ресурсо- и энергосбережение в Республике Башкортостан: проблемы и задачи». Ч. 1, Уфа: Башкирский госуниверситет, 1997. С. 72-80.

14. Хамитов Р.А., Чернов А.Л., Гуфранов Р.А., Осипова Е.Н. Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан. Проблемы и перспективы развития // Мат-лы VII Межрегион. науч.-практ. конф. «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий». Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008. С. 4-13.

15. Чантурия Е.Л. Развитие теории и методов модификации технологических свойств минералов в разделительных процессах обогащения труднообогатимых руд цветных металлов. М.: Дисс. докторатехн. наук. 2006.

16. Camm T.M. Simplified coast model for prefeasibility mineral evolution. Wash. (D.C.). 1991. 35 p. (Bureau of Mines Information Circular).

17. Cooney J.P. Global mining: Priorities in a politically challenging world // Mining Eng. 1996. February. P. 21-24.

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ МОДЕЛЕЙ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ (СОЛОВЬЕВСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

В.Г. Невструев, Б.Ф. Шевченко

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, shevchenko@itig.as.khb.ru, nevstruevvg@mail.ru

Модели рудных объектов – рудного района, узла, поля, тела (месторождения) в геологоразведочной практике и её научном обеспечении необходимы для разработки и совершенствованию прогнознопойсковых комплексов, особенно для новых и нетрадиционных типов месторождений. Основой моделирования являются хорошо изученные промышленно значимые объекты. Важнейшими вопросами при этом являются выбор необходимого и достаточного количества факторов, используемых при построении модели и надежность идентификации слабо изученных объектов с моделью. В дальнейшем факторы, разделенные для дальнейших классификационных построений на поисковые критерии и поисковые признаки [4], формируют множества необходимые для описания разно ранговых рудных объектов.

К настоящему времени для создания моделей рудных объектов применяются наиболее общие – феноменологические, которые охватывают все стороны исследуемого явления: источник рудного вещества, канал(-ы) поступления рудного флюида, область локализации (источник – транспорт – разгрузка).

Современный этап прогнозной оценки рудных объектов характеризуется преобладанием в методических подходах принципа аналогий. Соблюдение этого принципа требует обоснованного выбора факторов, в соответствии с которыми задается характеристика эталонов. При этом рудные объекты должны изучаться не как изолированные природные объекты, а как совокупности объектов (логическое множество) близких друг к другу по ряду свойств. В логической операции исследования множества рудных объектов можно выделить несколько групп факторов:

1. Характерные для всего множества;
2. Варьирующие: а) стабильные для отдельных классов; б) стабильные для отдельных месторождений; в) стабильные для определенных типов руд;
3. Уникальные, характерные только для единичного объекта.

Для каждой модели рудного объекта выделяются группы характеристик, которые должны описывать его региональную позицию, критерии определения границ (региональные критерии), а для крупномасштабных рудных объектов (месторождение, поле, тело) выделяют локальные критерии: вертикальный размах минерализации, вертикальную и латеральную зональность, тип площадных изменений и позицию рудных тел в поле метасоматитов и т.д. Фактически обобщающая модель любого рудного объекта содержит модели более низкого ранга в соответствии с перечисленными группами характеристик. На этапе прогнозирования новых рудных объектов конструктивным методическим приемом являются исследования в рамках генерализованной рудообразующей модели, включающей следующие элементы: 1) источник рудного вещества, 2) агенты его мобилизации, 3) пути транспортировки, 4) факторы условий рудоотложения, 5) признаки проявленности высокопродуктивных рудообразующих процессов (признаки крупных месторождений). Подобный подход был реализован при оценке в 2004-2005гг. минерагенического потенциала территории Амурской области (А.И. Лобов и др. Карта прогноза крупных и уникальных месторождений Амурской области масштаба 1:500 000).

На более высоком (крупномасштабном) уровне исследований из характеристик необходимо исключить как уникальные, так и сквозные признаки, а среди варьирующих определить совокупности признаков (“шкалу признаков”), описывающие модель применительно к решаемым задачам, т.е. определить информативность и ранг каждого признака [3].

В практике исследований существует два методических приема определения информативности признаков. Первый из них - статистический, когда исследуется максимально возможное число признаков для большого числа объектов, а затем, на основе математических методов, делается заключение об устойчивости. При аналитическом подходе на основе детального изучения и моделирования ограниченного круга объектов выбираются решающие признаки, которые затем апробируются на других

объектах-эталонах. Нами при исследовании изучаемого объекта – Соловьевского рудного района был использован аналитический подход. Этот район был выбран как наиболее обеспеченный к настоящему времени новой, разномасштабной геолого-геофизической информацией (от 1:10000000 до поисково-разведочного уровня).

Исследуемая площадь расположена в пределах восточного фрагмента позднегерцинского-индосинийского Монголо-Охотского орогенного пояса (122°÷127°в.д.). С севера территория исследований через Северо-Тукурингский глубинный разлом мантийного заложения граничит с каледонским Селенга-Становым орогенным поясом. Далее на север, расположена Становая гранит-зеленокаменная область (ГЗО) Алдано-Станового щита. К югу через Южно-Тукурингский разлом корового заложения, расположены разновозрастные комплексы докембрийского Аргуно-Мамынского микроконтинента. [5, 6, 7].

В современной тектонической длимости литосферы Селенга-Становой, Монголо-Охотский орогены и Аргуно-Мамынский микроконтинент входят в состав Амурской тектонической плиты, сформировавшейся в средней-верхней юре. Последующие тектономагматические события, происходившие вплоть до неогена, окончательно сформировали современную структуру Амурской плиты и металлогенический облик изучаемой области [2].

Металлогенический облик территории обусловлен Кировским месторождением золота, золото-сульфидно-кварцевыми, золото-ртутными рудопроявлениями (Глебовское и Нагиминское). Здесь установлена медно-колчеданная минерализация (Янканская площадь) и ряд других проявлений Cu, Hg, Sb, Bi (рис.1).

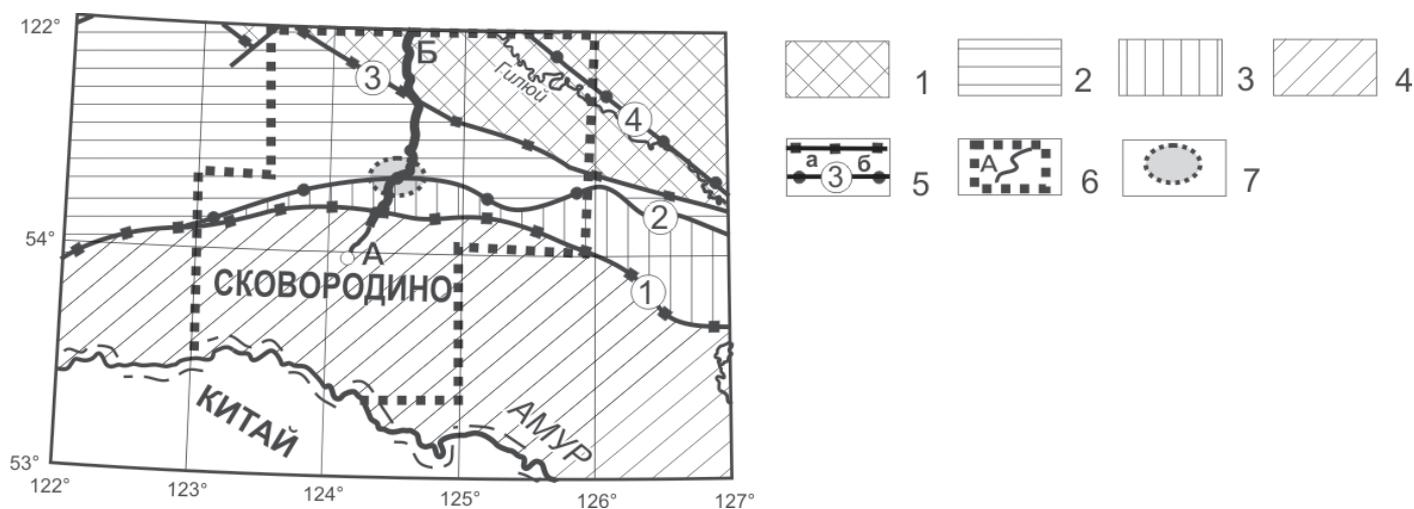


Рис. 1. Схема тектонического районирования

Сибирская платформа: Становая гранит - зеленокаменная область (1); Центрально-Азиатский складчатый пояс: каледонский Селенга-Становой орогенный пояс (2), позднегерцинско-индосинийский Монголо-Охотский орогенный пояс (3), докембрийский Аргуно-Мамынский микроконтинент; разломы и разломные системы: а) – коровые, б) – мантийные, номера – наименование разломов – Южно-Тукурингский (1), Северо-Тукурингский (2), Джелтулакский (3), Гилуийский (4); 6 - полоса исследований профиля 3-ДВ, А-Б линия построения глубинных моделей; 7 – Соловьевский рудный район.

Новые геолого-геофизические данные, полученные в последние годы (геологические карты третьего поколения, среднемасштабные сводные карты геофизических полей, палеомагнитные исследования, выполнение комплексного опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ) позволили сформировать 2-х и 3-х мерные модели земной коры, ее отдельных тектонических элементов и провести палеогеодинамические реконструкции. На первом этапе исследований промежуточные структурно-геофизические, петрофизические и окончательные геолого-геофизические модели позволили определить особенности размещения Соловьевского рудного района. На основании палеогеодинамических реконструкций [1] предложена схема эволюции (последовательности формирования рудных объектов)

изучаемого рудного района.

В качестве региональных критериев привлечены особенности расположения рудного района относительно генерализованных петрофизических характеристик горных пород площади исследований (рис. 2).

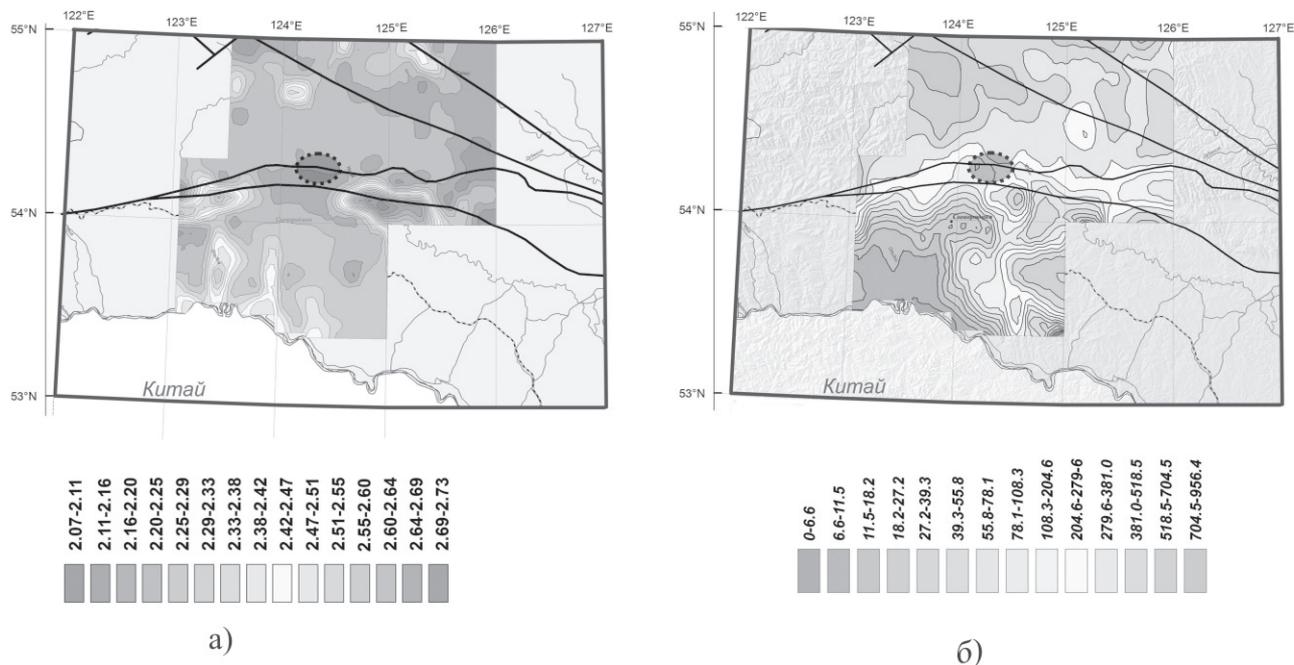


Рис. 2. Схемы распределения осредненных петрофизических характеристик горных пород. а) плотности в $\text{н} \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, б) магнитной восприимчивости в ед. СИ (остальные условные – рис. 1).

Для верхнего уровня земной коры вдоль профиля 3-ДВ составлены 2D модели. Профиль проходит восточнее от расположенного в пределах Джалиндинского гранитоидного массива Кировского месторождения золота. Тем не менее, модель в её петрофизической, структурно-геофизической и комплексной геолого-геофизической составляющих отражает особенности Джалиндинского массива и всего рудного района (рис. 3а, б, в). Это наличие «корневых» частей массива, связь его посредством Северо-Тукурингрского разлома с пространством нижней коры и верхней мантии, активное взаимодействие разлома и массива с осадочными образованиями (конгломераты, песчаники, гравелиты) средне-поздней юрской Стрелкинской впадины и останцами гнейсов и кристаллосланцев позднего архея (усть-гиллойская серия).

Выделение границ рудного поля (более крупномасштабная минерагеническая категория) базируется на геологических и геофизических работах двухсоттысячного - пятидесятитысячного масштаба. Локальные критерии минерализации описываются на основе детального изучения вещественного состава измененных пород рудного поля и отдельных рудных тел, что является предметом наших дальнейших исследований.

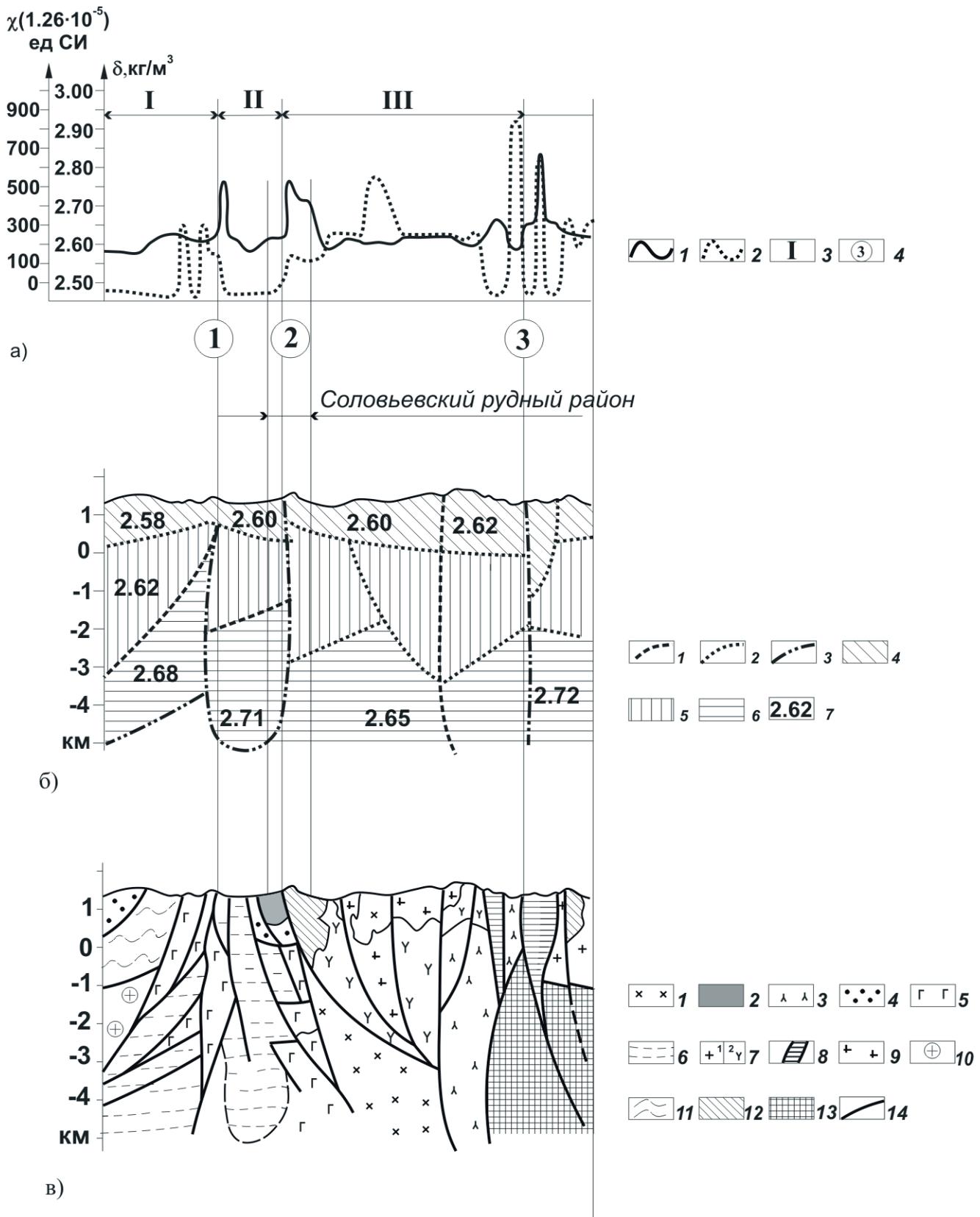


Рисунок 3. Комплексная геолого-геофизическая модель верхней части земной коры Соловьевского рудного района

а) графики распределения петрофизических характеристик горных пород: плотности (1), магнитной восприимчивости (2); тектонические элементы земной коры: Аргуно-Мамынский микроконтинент (I), Монголо-Охотский(II) и Селенга-Становой орогенные пояса (III); разломы (см. условные к рис.1);

б) структурно-геофизический разрез: геофизические границы делимости по сейсмическим (10), магнитометрическим (2), гравиметрическим(3) данным; скоростные слои V_p в км/с со значениями до

4.0 – (4), до 5.6 - (5), до 6.4 - (6); 7 - плотность горных пород в г/см^3 ;

в) 1 - тындинско-бакаранский комплекс (J_3-K_1): гранодиориты; 2 - стрелкинская свита (J_3-K_1): конгломераты, песчаники, алевролиты; 3 - амуджиканский комплекс (J_3): граносиениты и гранодиориты; 4 – юрские отложения Верхнеамурского прогиба; 5 – пиканский комплекс (PZ_3): габбро, пироксениты, перидотиты, дуниты; 6 - омутнинская свита (S): песчаники, кварциты, сланцы; 7 – тукурингский комплекс (PR_1^1): граниты и гранодиориты (1), позднестановой комплекс (PR_1^1): субщелочные граниты и гранодиориты (2); 8 - джелтулакская серия (PR_1^1): метапесчаники, сланцы, мраморы, метабазалты; 9 - каменковский комплекс (PR_1^1): граниты, гранитогнейсы; 10 – гонжинский комплекс (PR_1^1): граниты гнейсовидные; 11 - гонжинская серия (PR_1): гнейсы и кристаллосланцы; 12 - верхний архей (AR_2^1): гнейсы и кристаллосланцы; 13 - нижний архей (AR_1^1): гнейсы и кристаллосланцы; 14 - разрывные нарушения.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта по интеграционному проекту между ДВО и СО РАН «Создание и сравнительный анализ геолого-геофизических моделей золоторудных провинций, узлов, полей и месторождений Востока России» (№ 12-II-CO-08-025) на период 2012-2014 гг.

1. Диденко А.Н., Каплун И.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса //Геология и геофизика. 2010. Т. 51, №5. С. 629-647.

2. Карта полезных ископаемых масштаба 1:1 000 000, III поколение, серия Дальневосточная, лист N-51 (Сковородино) /Шилова М.Н., Новченко С.А. СПб, 2010.

3. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 215 с.

4. Красников В.И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1965. 309 с.

5. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000, III поколение, серия Дальневосточная, лист N-51 (Сковородино) / Петрук Н.Н. и др. СПб, 2006.

6. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.

7. TectonicMapoftheCentralAsian – PacificBeltsjunctionarea, 1:1 500 000. Khabarovsk – Shenyang, 2001.

ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ХОЛОДНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГРАВИРАЗВЕДКИ

М.А.Нефедьев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, gin@gin.bsnet.ru

Холоднинское месторождение является первым в России представителем нового промышленно-генетического типа в докембрии. Оно расположено в пределах Олокитского синклинория и приурочено к мощной (1-1,5 км) зоне разлома (Холоднинская тектонически ослабленная зона), вытянутой вдоль основных геологических структур на 50 км. Месторождение полностью вмещается Первой рудной зоной. В электрическом поле кажущихся сопротивлений месторождение выделяется интенсивной аномалией электропроводимости 5-50 Ом·м и естественного электрического поля (ЕП) интенсивностью от -500 до -800 мВ.

Месторождение представлено двумя кулисообразно расположенными рудными залежами протяженностью 6 и 3,4 км и суммарной мощностью в Центральном блоке 1,3-1,5 км. Главная рудная залежь I-ой рудной зоны выходит на эрозионный срез в северо-восточной части. В районе флексурного изгиба Главная рудная залежь месторождения резко выклинивается. Здесь менее вероятно погружение ее на северо-восточном фланге на глубину 400-600 м. В направлении на юго-запад от пр. 64 рудные залежи постепенно погружаются на глубину 400-1300 м.

Модели геологических разрезов подобраны по точечным палеткам Д.С. Микова с переменной плотностью и высокой точностью. Плотность известняков, мраморов и доломитов изменяется в пределах 2,67-2,71 г/см³, слюдистых кварцитов с горизонтами углистых сланцев – 2,64-2,69 г/см³, гранатсодержащих графит-кварц-слюдистых сланцев – 2,79, углеродистых карбонат-кварц-слюдистых сланцев – 2,74-2,80, даек габбро-диабазов – 2,94 г/см³, гранитоидов – 2,60-2,61 г/см³, колчеданно-полиметаллических руд – 4,1 г/см³. Средневзвешенная плотность руд изменяется от 3,45 до 3,78 г/см³. Плотность рудовмещающей толщи со скарноидами 2,85, а неизмененных пород за пределами месторождения – 2,75 г/см³. Избыточная плотность руд по отношению к вмещающим породам составляет 0,6-0,91 г/см³.

На рис.1 приведена модель разреза по пр. 65, на котором проиллюстрированы возможности геофизических методов при поисках, моделировании и прогнозировании месторождений. Структура Холоднинской рудной зоны, положение рудных тел и вмещающих пород в разрезе четко отражается в аномалиях всех геофизических методов (рис.1). Падение рудных залежей крутое субвертикальное северо-западное и попеременно меняется с северо-западного на юго-восточное.

По данным метода глубинного заряда на профиле 65 угол ее падения 80°СЗ, на профиле 51, 48 и 38 -85-90 ЮВ. Смена направления падения рудных тел происходит в районе профиля 54, а обратно – в районе профиля 26 на северо-западе. Из-за изменения направления падения рудных тел до постановки метода глубинного заряда не подсечены рудные тела на профилях 44 и 38. Скважины не добурены до рудных тел. После постановки метода заряда геологическая обстановка прояснилась и слепые рудные тела были вскрыты на обоих профилях. В процессе поисково-оценочных работ азимут бурения также менялся с юго-восточного на северо-западный на профилях 51, 44 и 38. Глубина залегания нижних кромок рудных залежей местами достигает 1200 м, горизонтальная мощность превышает 250 м. Рудные залежи местами расщепляются на ряд отдельных разорванных тел мощностью до 50-60 м. В поле силы тяжести рудные тела располагаются вдоль юго-восточного контакта локальной аномалии с переменной интенсивностью до 3,5 мГл (над выходами рудных тел на дневную поверхность) и до 1 мГл. на юго-западном фланге. Рудные залежи также хорошо выражены на картах кажущихся сопротивлений и вызванной поляризации. Мощность локальных аномалий КС (зоны проводимости) меняется от 30-50 до 100-150 м, сопротивление – от 0,5-1,0 до 10-20 Ом·м, $-\Phi_k$ – от -3 до -6 градусов. Штольня №1 пересекла все рудные залежи и подтвердила данные геофизических методов и бурения.

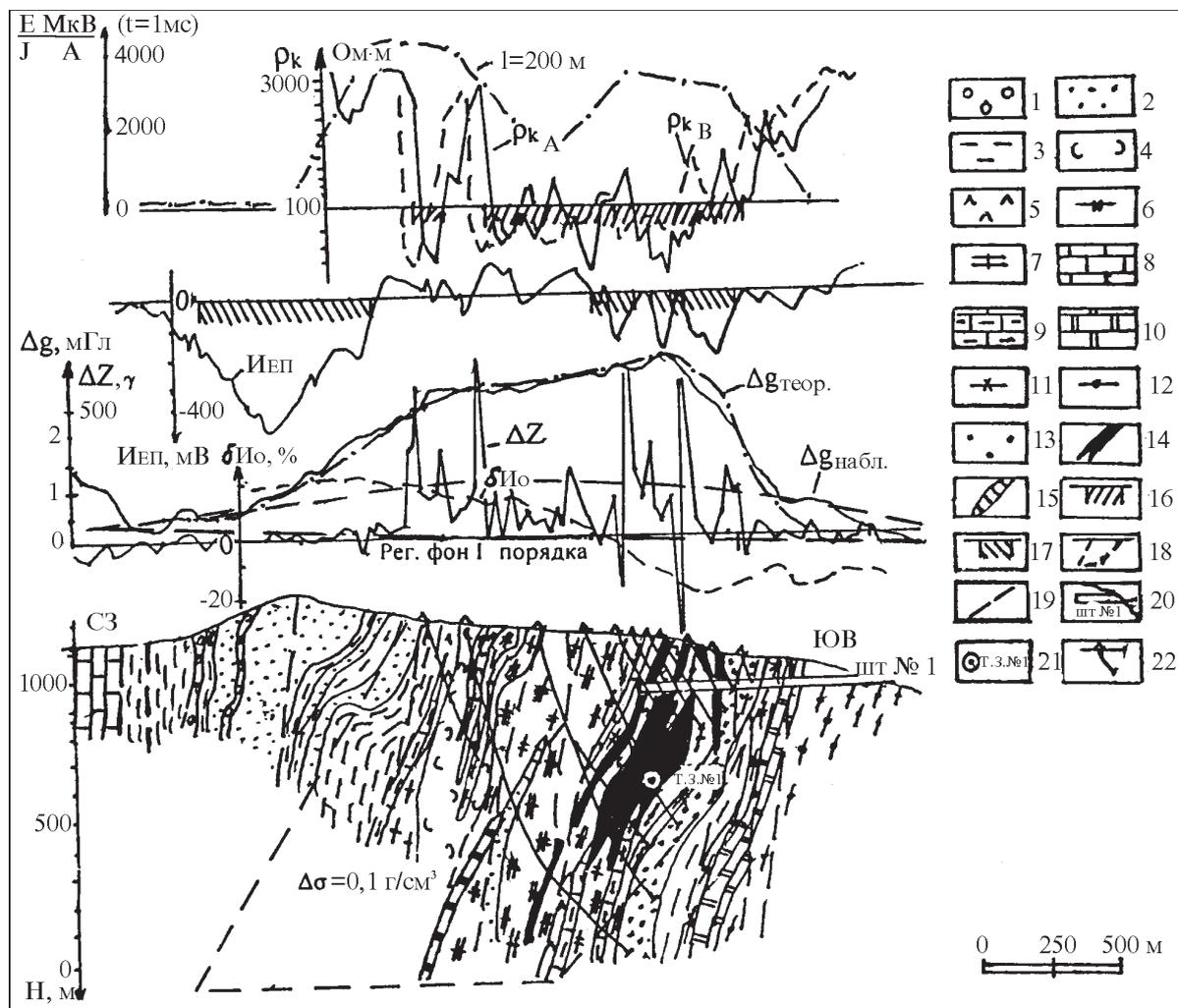


Рис. 1. Модель Первой рудной зоны (Холоднинского месторождения) по профилю 65

Кварцито-черносланцевая (рудовмещающая) формация PR_{3on} : 1 – кварцито-сланцы с горизонтами гравелитов; 2 – слюдястые кварциты с горизонтами углистых сланцев; 3 – гранатсодержащие графит-кварц-сланцы; 4 – метаморфогенно-метасоматические породы; 5 – дайковые тела габбро-диабазов; 6 – углеродисто-кварц-карбонат-сланцы; 7 – углеродисто-кварц-сланцы; 8 – известняки; 9 – гранат-сланцы (существенно-карбонатные); 10 – доломитовые мраморы (ав); 11 – углеродисто-карбонат-кварц-сланцы; 12 – гранатсодержащие слюдясто-кварцевые сланцы; 13 – углеродисто-карбонат-сланцы; 14 – колчеданные и колчеданно-полиметаллические тела; 15 – рудные тела, предполагаемые по данным метода заряда; 16 – зоны повышенной электропроводимости; 17 – аномалии естественного поля ($I_{ЭП}$); 18 – блок пород повышенной ($+0,1 \text{ г/см}^3$) плотности, перспективный на поиски скрытого оруденения на глубине до 1200 м; 19 – разрывные нарушения; 20 – разведочная штольня № 1; 21 – положение точки заряда в скважине 324 при производстве мелкомасштабного заряда; 22 – разведочные скважины

Модель Холоднинского месторождения (Первой рудной зоны) в плане представлена в разрезе – на расчетных профилях, расположенных через 300-1800 м, приводится на рис.2. Интересно проследить, как постепенно меняется структура месторождения от разреза к разрезу и положение рудных залежей в вертикальной плоскости от профиля к профилю. На профиле 4 залегание пород моноклиналиное субвертикальное, на профиле 22 появляются мелкие брахисинклинали и антиклинали, на профиле 25 они исчезают, и залегание пород снова становится моноклиналиным, местами падение пород крутое северо-западное. На профиле 38 появляются микроскладки и породы разбиты мощными разломами, появляются уже более мощные рудные залежи. На профилях 51 и 65 падение пород крутое северо-западное, мощность рудных залежей и глубина их залегания резко увеличиваются соответственно до 250 и 1200 м и более.

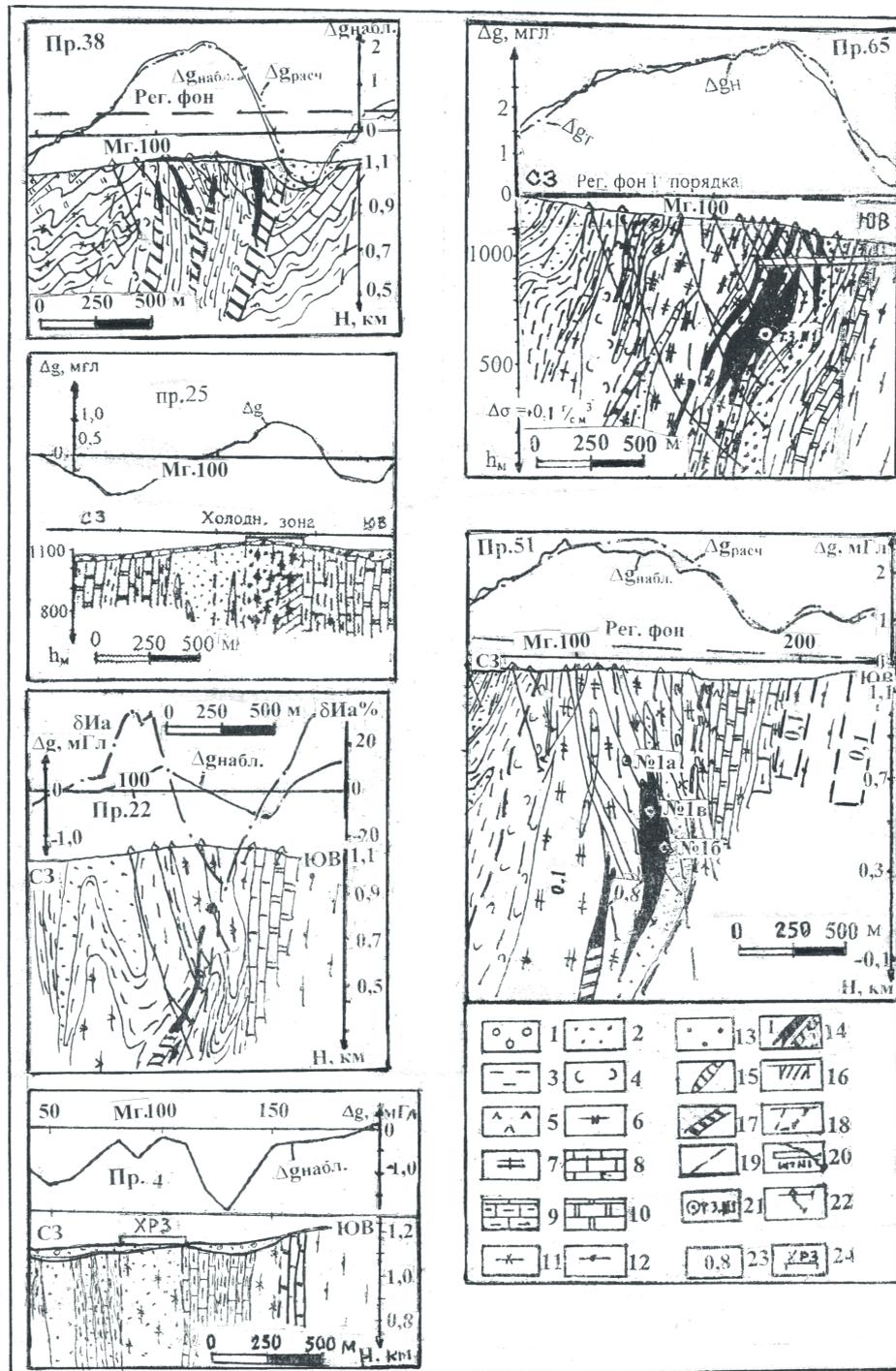


Рис. 2. Модель Холоднинского месторождения (Первой рудной зоны) и юго-западной части Холоднинской рудной зоны по профилям 4, 22, 25, 38, 51 и 65 по данным гравиметрии.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – слюдяные кварциты с горизонтами углистых сланцев; 3 – гранатсодержащие графит-кварц-слюдяные сланцы; 4 – метаморфогенно-метасоматические породы; 5 – дайковые тела габбро-диабазов; 6 – углеродисто-кварц-карбонат-слюдяные сланцы; 7 – углеродисто-кварц-слюдяно-карбонатные сланцы; 8 – известняки; 9 – гранат-слюдяно-кварцевые (существенно-карбонатные) сланцы; 10 – доломитовые мраморы (ав); 11 – углеродисто-карбонат-кварц-слюдяные сланцы; 12 – гранатсодержащие слюдяно-кварцевые сланцы; 13 – углеродисто-карбонат-слюдяные сланцы; 14 – колчеданные и колчеданно-полиметаллические тела; 15 – рудные тела, предполагаемые по данным метода заряда; 16 – зоны повышенной электропроводимости; 17 – аномалии естественного поля ($I_{\text{ЕП}}$); 18 – блок пород повышенной ($+0,1 \text{ г/см}^3$) плотности, перспективный на поиски скрытого

оруденения на глубине до 1200 м; 19 – разрывные нарушения; 20 – разведочная штольня № 1; 21 – положение точки заряда в скважине 324 при производстве мелкомасштабного заряда; 22 – разведочные скважины; 23 – избыточная плотность пород и руд в г/см³; 24 – контуры Холоднинской рудной зоны.

Таким образом, на примере Холоднинского месторождения мы показали, что комплекс геофизических методов широко и успешно применяется не только для прогнозирования, поисков, изучения структуры рудных месторождений, но он также широко используется для объемного моделирования рудных объектов.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ АРСЕНОПИРИТОВ СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ю.О. Редин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, redin.u@mail.ru

Арсенопирит - один из ведущих минералов золоторудных месторождений Восточного Забайкалья. Он встречается в различных минеральных ассоциациях, характеризуется разнообразием морфологии, химического состава и широкими вариациями концентраций золота. Арсенопирит-второй по распространенности рудный минерал в месторождении Серебряное. В минерализованных породах выделяются две генерации арсенопирита: 1) арсенопирит I золото-висмут-теллуридной ассоциации 2) арсенопирит II золото-полисульфидной ассоциации. Арсенопирит I представлен в виде неправильных катаклазированных зерен (рис.1-б), которые образуют вкрапленность в известковых скарнах. В нем отмечены включения висмутита, жозеита В, лелленгита и самородного золота I. Размер отдельных выделений от 100 мкм до 1-2 см. Арсенопирит II встречается в минерализованных, катаклазированных алевритах и песчаниках, а также в тектонических и кварц-турмалиновых брекчиях. Совместно с пиритом I, галенитом, сфалеритом, он образует тонкую вкрапленность в гидротермально-измененных породах. Размер отдельных выделений от 10 мкм до 300-400 мкм, реже – до 1 мм. Наиболее характерная форма проявления - хорошо сформированные одиночные метакристаллы призматического, удлиненно-призматического и игольчатого облика с ромбовидным сечением, часто встречаются сложные двойниковые сростки арсенопирита (рис.1-а).

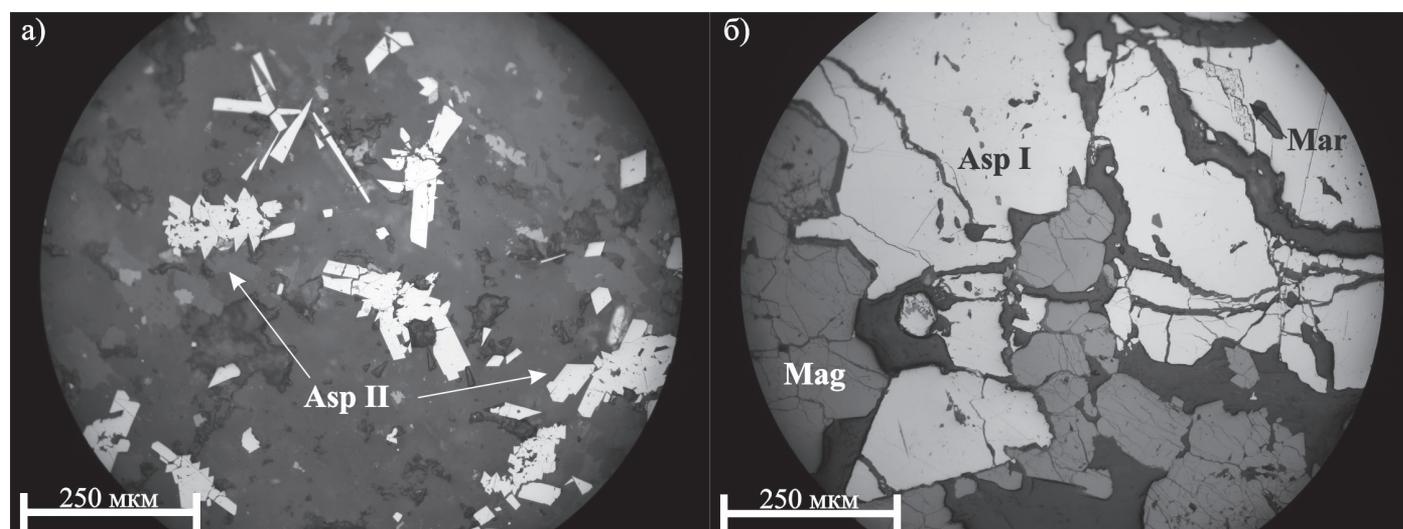


Рис.1. Морфологические типы арсенопиритов.

Химический состав и элементы примесей. По химическому составу арсенопириты отчетливо разбиваются на две группы (рис.2). Соотношение серы и мышьяка в них показано на рис. 2 г. Арсенопирит ранней продуктивной ассоциации (арсенопирит I) по химическому составу нестехиометричен и располагается в интервале значения серы 17-18,5 мас.%. Отношение S/As в арсенопирите I составляет

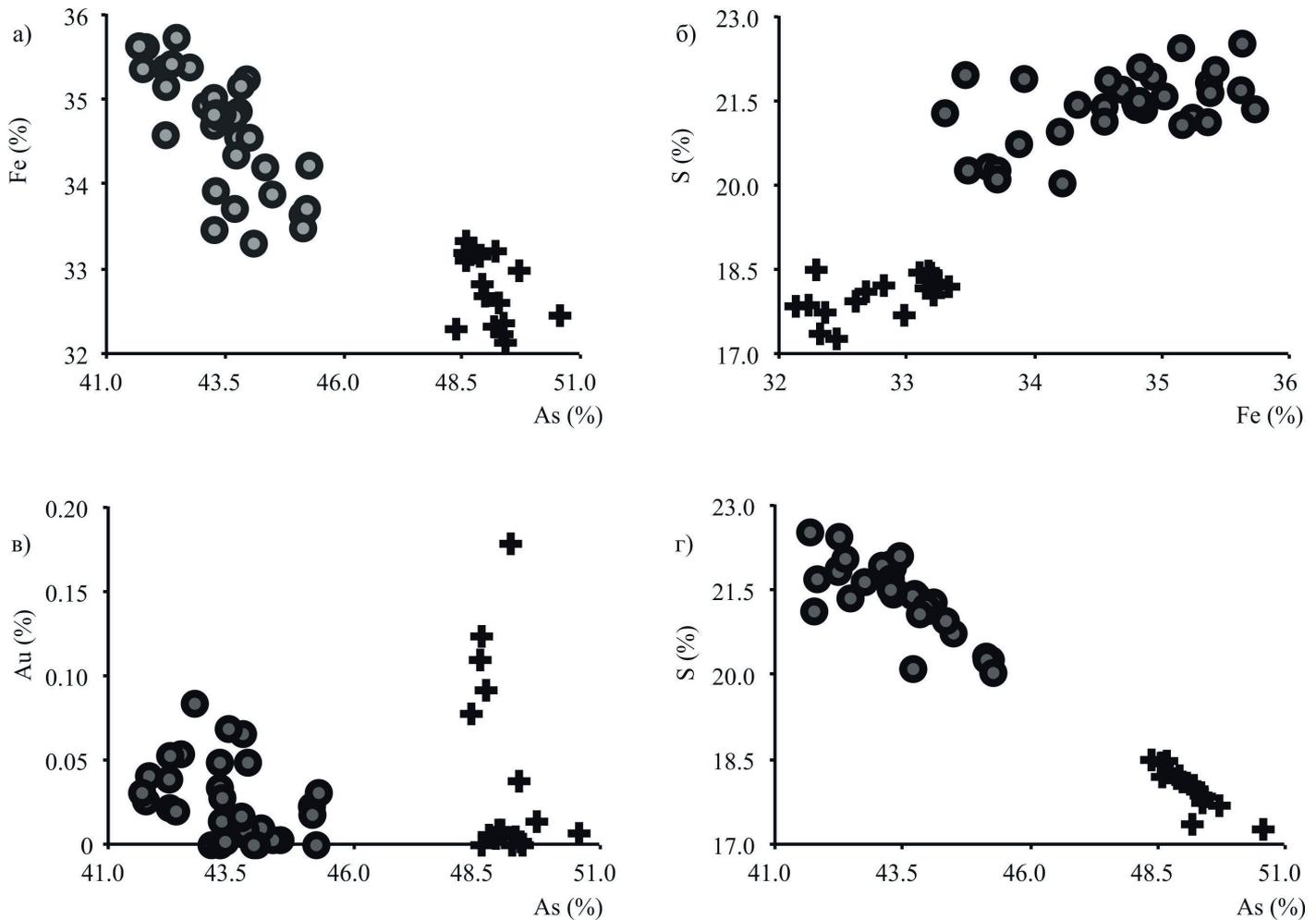


Рис.2 Диаграммы Fe/As, S/Fe, Au/As, S/As, иллюстрирующие вариации этих элементов в различных морфологических разновидностях арсенопиритов. Крестиком показаны арсенопириты I, кружками - арсенопириты II.

0,85 для призматического арсенопирита II отношение S/As составляет 1,1. Арсенопириты II по химическому составу нестехиометричны и группируются в интервале значения серы 20-22,5. На начальных стадиях накопления фактического материала по типоморфизму арсенопирита основное внимание было обращено на изменчивость его основного состава и, прежде всего, As/S отношение, позволявшее судить о его сернистости. В частности, было установлено, что арсенопирит золотовисмутовых месторождений относится к мышьяковистой разновидности – $As/S > 1$, которое в ходе процесса минералообразования уменьшается. Ранние генерации арсенопирита, сосуществующие с лелленгитом, максимально обогащены As (до 50 мас.% As), а поздние, сосуществующие с пиритом, уже становятся малосернистыми – $As/S < 1 \pm 0,2$ [1]. Для раннего арсенопирита I, находящегося в ассоциации с лелленгитом, As/S составляет 1,16, для более позднего арсенопирита I, находящегося в ассоциации с пиритом I, As/S составляет 0,91. В арсенопирите I постоянно устанавливается примесь Sb – до 0,28%. Локальные концентрации других элементов-примесей в арсенопирите I достигают в отдельных точках (%): Ni - 0,1; Co - 0,05; Au - 0,179. В арсенопирите II из примесей отмечены до (%) Co – 0,5, Ni – 0,1, Sb – 0,3 и Au – 0,08. Арсенопирит II с примесью сурьмы наиболее часто отмечается в кварц-турмалиновых брекчиях.

Золотоносность арсенопиритов I и II генерации. Содержание золота в мономинеральных пробах арсенопирита I-II широко варьирует. По данным ICP-MS, максимальное содержание золота было установлено в арсенопирите I 130,7 г/т, в то время как в арсенопирите II 20,9 г/т. Микронзондовые исследования показали наличие следов золота практически во всех зернах арсенопирита. В арсенопирите I определены локальные концентрации Au до 0,179%. Распределение золота в арсенопирите неравномерное, в большинстве случаев золото в виде мелких частиц, совместно с висмутином и жозеитом B,

приурочено к центральным частям зерен. Положительная корреляция золота и висмута была установлена с помощью LA-ICP-MS, при соотношении Bi/Au равному 3. Наиболее высокие концентрации золота (1700 г/т) были приурочены к местам с высокими содержаниями висмута (до 5000 г/т). Проведенные исследования микроструктур арсенопирита с помощью электронной микроскопии высокого разрешения не выявили в структуре арсенопирита I химически связанного золота. Сканирующая электронная микроскопия позволила выявить мелкие включения самородного золота I до 300 нм в арсенопирите I. По общепринятой классификации, предложенной Л.А. Николаевой и С.В. Яблоковой [2] золото размером меньше 5 мкм попадает в класс субмикроскопического. Для арсенопирита II локальные концентрации золота составляют 0,08 мас.% (по данным микрзондовых исследований) и 20,1 г/т (по данным ICP-MS).

Закключение. На месторождении Серебряное выделены две морфологические разности арсенопирита, отвечающие двум продуктивным этапам рудоотложения. На раннем этапе происходит наложение на известковистые скарны арсенопирит I-золото-висмут-теллуридной минеральной ассоциации, где золото присутствует в виде включений в арсенопирите (I), а также в сростаниях с висмутином, жозеитом В, лелленгитом. С помощью сканирующей электронной микроскопии были обнаружены наноразмерные частицы золота (300 нм-800 нм), которое было отнесено к классу субмикроскопического золота. Проведенные исследования монофракций арсенопирита с помощью электронной микроскопии высокого разрешения не выявили в структуре арсенопирита I химически связанного золота. Все выше перечисленные данные свидетельствуют о наличии золота в арсенопирите I только в виде механической примеси - собственно металлической. На втором продуктивном этапе формирования золотополисульфидной минеральной ассоциации наиболее широко представлен арсенопирит II, менее мышьяковистый и менее золотоносный.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №10-05-00677 и неоценимой помощи руководства и геологов ООО «Востокгеология».

1. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Типоморфизм арсенопирита месторождений золота и серебра Северо-Востока Азии // Материалы Всероссийской конференции (с международным участием) “Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований”. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 126-128.

2. Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С.41-57.

ВЛИЯНИЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕХНОЛОГИЧНОСТЬ РУД (НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТИТОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ)

Г.С. Рипп, А.Г.Дорошкевич, Е.И.Ласточкин, И.А.Избродин, М.Бурцева, М.О.Рампилов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, ripp@bsc.ru

В Западном Забайкалье известны две карбонатитоносные площади. Одна из них, расположенная в Северном Забайкалье, сформировалась в позднем рифее, другая приурочена к позднемезозойской рифтогенной зоне.

Карбонатиты Северного Забайкалья (Пограничное, Веселое) имеют существенно доломитовый состав, представлены дайками мощностью от первых метров до 100 м и протяженностью до 1,0 км. На участке Пограничном они обогащены апатитом (5-8%) и магнетитом, содержат кальцит, эгирин, щелочной амфибол. В них содержится 1,5-3,5 мас. % стронция и 0,5-1,5 мас. % РЗЭ. Главными носителями стронция являются доломит, кальцит и апатит. В первых присутствует от 1,5 до 4,7 мас.% SrO (в среднем несколько более 3 мас.%), а в апатите - от 3 до 6 % мас.%. Наиболее часто содержание этого элемента в апатите варьирует в пределах 5 мас.%. Редкоземельные элементы (участок Пограничный) связаны, главным образом, с апатитом, содержащим 1,5-3 мас.% TR_2O_3 , частично с монацитом. РЗЭ представлены легкими лантаноидами.

Позднемезозойские карбонатиты представлены двумя типами. Один из них специализирован на стронций (Халютинское), второй на редкоземельные элементы (Аршанское, Улан-Удэнское, Южное).

Карбонатиты в виде даек и плащеобразных тел образовались в близповерхностных (субвулканических) условиях.

Карбонатиты Халютинского месторождения имеют существенно кальцитовый состав с апатитом, магнетитом, флогопитом. К числу породообразующих минералов относится барито-целестин, слагающий линзообразные и полосовидные выделения. Отмечается селективное обогащение этим минералом и магнетитом подошвенных частей тел, обусловленное гравитационными процессами.

Представителем редкоземельных карбонатитов является Аршанское месторождение. Породы его имеют полосчатое, участками брекчиевое строение. В составе ксенолитов выступают вмещающие гранитоиды и кристаллические сланцы. Карбонатиты сложены агрегатом кальцита, содержащим 5-7% флюорита. В повышенных количествах присутствуют линзообразные выделения барито-целестина вытянутые согласно полосчатости пород. В породах неравномерно распределена редкоземельная минерализация, представленная легкими лантаноидами. Содержание их варьирует от долей до 3-6 мас.% TR_2O_3 . Главным рудным минералом является бастнезит, слагающий вкрапленность и линзовидные выделения, согласные с полосчатостью пород.

На постмагматическом этапе в карбонатитах фиксируются проявившиеся с разной интенсивностью метаморфические и гидротермальные процессы. Они привели к изменению структурно-текстурных особенностей пород и их минерального состава.

Карбонатиты Северного Забайкалья, образовавшиеся в интервале 600-624 млн. лет, в период 550-560 млн. лет, подверглись метаморфическим преобразованиям. Он обусловил:

1. Перекристаллизацию карбонатной матрицы (изменение структурно-текстурных особенностей пород).

2. Рафинирование минералов от примесей и переотложение компонентов с образованием новых минеральных фаз (стронцианит, монацит, синхизит, колумбит).

Появление минералов, нетипичных для карбонатитов (хлорит, фенгит, тальк, кварц, тремолит-актинолит, антофиллит).

Частичная перекристаллизация карбонатной матрицы привела к преобразованию структурно-текстурных особенностей пород. Она сопровождалась образованием новых генераций кальцита и доломита, в том числе их прожилков. Часть кальцита образовалась при замещении доломита тальком, хлоритом, фенгитом. Перекристаллизация пород сопровождалась рафинированием минералов от примесей, их перераспределением и образованием новых минеральных фаз. Она обусловила (проявление Пограничное) превращение пирохлора в колумбит, появление монацита, синхизита и алланита по краям зерен и трещинкам апатита (рис. 1а), а в карбонатах - эмульсионной вкрапленности стронцианита (рис. 1б).

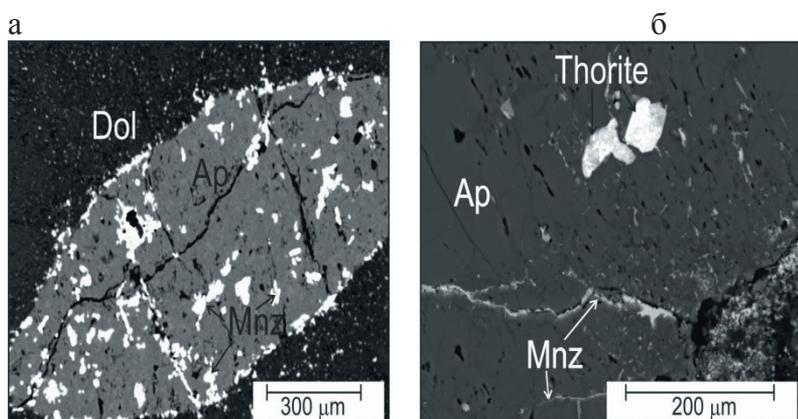


Рис. 1. Выделение монацита из апатита (а) и эмульсионной вкрапленности стронцианита в доломите (б) в результате метаморфизма пород. Dol – доломит, ap – апатит, mnz – монацит, strn – стронцианит.

Возраст новообразованного монацита (559 ± 17 млн. лет, SHRIMP II) совпал с возрастом одного из этапов регионального метаморфизма в Северном Забайкалье. В результате метаморфизма из апатита выделилось примерно 20-40 % РЗЭ.

В доломите и кальците, также как и в апатите, изначально содержание SrO составляло не менее 1-2 мас.%, а в перекристаллизованных карбонатах обычно не превышает 0,6 мас.% SrO (рис. 2 а).

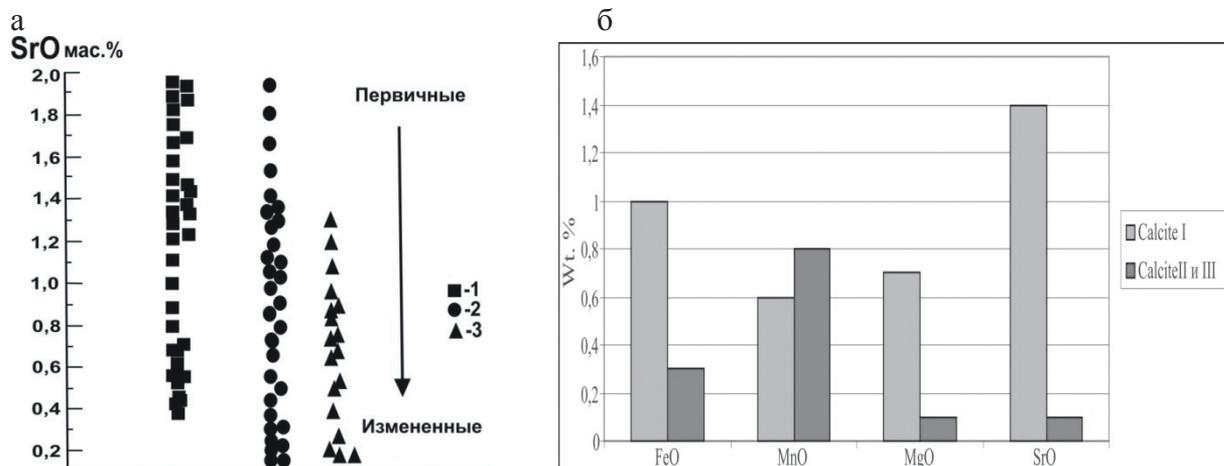


Рис. 2. Изменение содержаний примесных элементов в минералах при метаморфических (а -проявление Веселое: 1-апатит, 2-доломит, 3-кальцит) и гидротермальных (б - Халютинское месторождение) процессах.

Другая причина появления новообразованных минералов связана с привнесом в карбонатную матрицу кремнезема, щелочей, глинозема. Это обусловило образование таких типоморфных для метаморфических процессов минералов как тальк, фенгит, хлорит, тремолит-актинолит, антофиллит, алланит. Их парагенезис в целом подобен парагенезису вмещающих метаморфических сланцев. Появившийся в результате этих процессов кальцит практически не содержит примесных элементов, а состав амфибола (тремолит-актинолит) отчетливо дистанцируется от состава амфиболов карбонатитового парагенезиса (рис. 3).

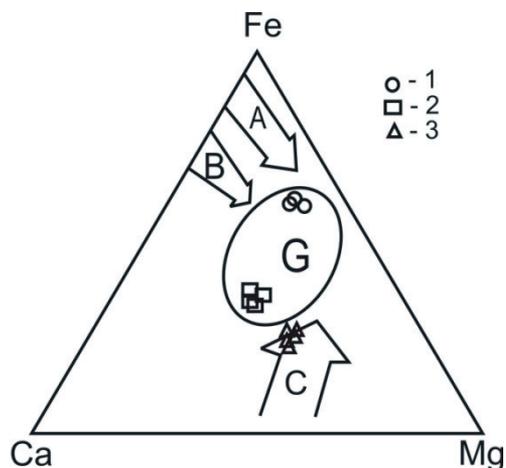


Рис. 3. Диаграмма составов амфиболов различного происхождения [1] в координатах содержаний Ca – Mg – Fe (ф. к.).

G – Область амфиболов, парагенных с карбонатитами. Стрелками показаны эволюционные тренды изменения химизма амфиболов в гранитах, гнейсах (А), амфиболитах (В) и богатых магнием породах (С). Составы амфиболов из карбонатитов участка Веселый: 1 – рибекит, 2 – рихтерит, 3 – тремолит–актинолит.

Постмагматические гидротермальные процессы интенсивно проявились в позднемезозойских карбонатитах. С ними связана рекристаллизация карбонатитов, сопровождавшаяся образованием стронцианита за счет барито-целестина (Халютинское месторождение), составившего значительную долю стронция в балансе руд. Прожилковая стронцианитовая и кальцит-стронцианитовая минерализация распространилась за пределами карбонатитовых тел во вмещающие породы.

Вредкоземельных карбонатитах в результате гидротермальных процессов, произошло замещение бастнезита паризитом, синхизитом и алланитом. Монацит также в разной степени был замещен алланитом (рис. 4). Количество вторичных редкоземельных минералов достигает 15%. При этом произошла заметная эволюция состава редкоземельных элементов, сопровождавшаяся увеличением роли неодима (рис. 5).

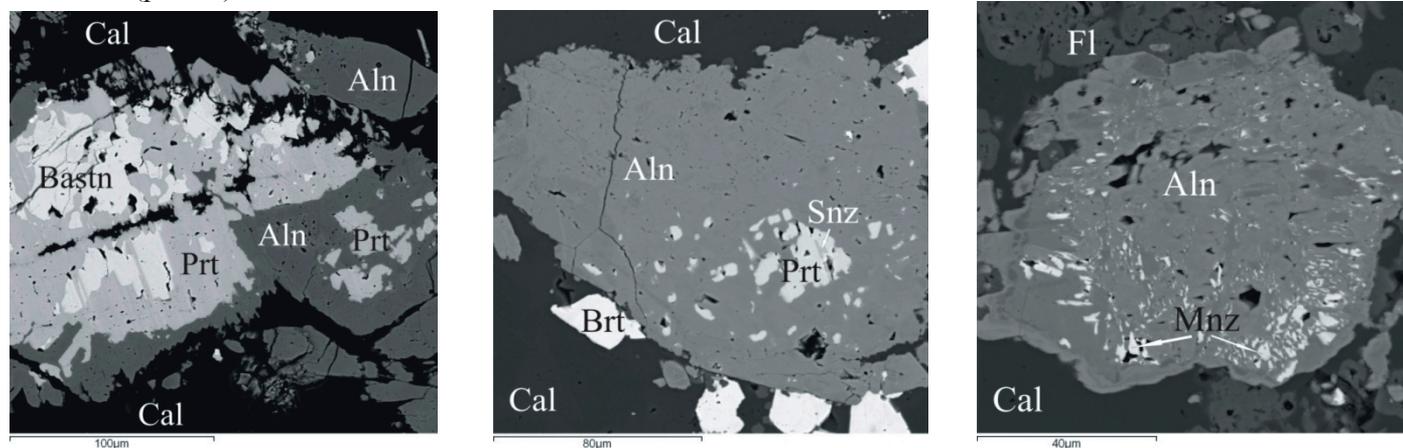


Рис. 4. Замещение первичных редкоземельных минералов вторичными при наложении гидротермальных процессов. Bast – бастнезит, Prt – паризит, Snz – синхизит, Aln – алланит, Cal – кальцит, Clt – целестин, Mnz -монацит.

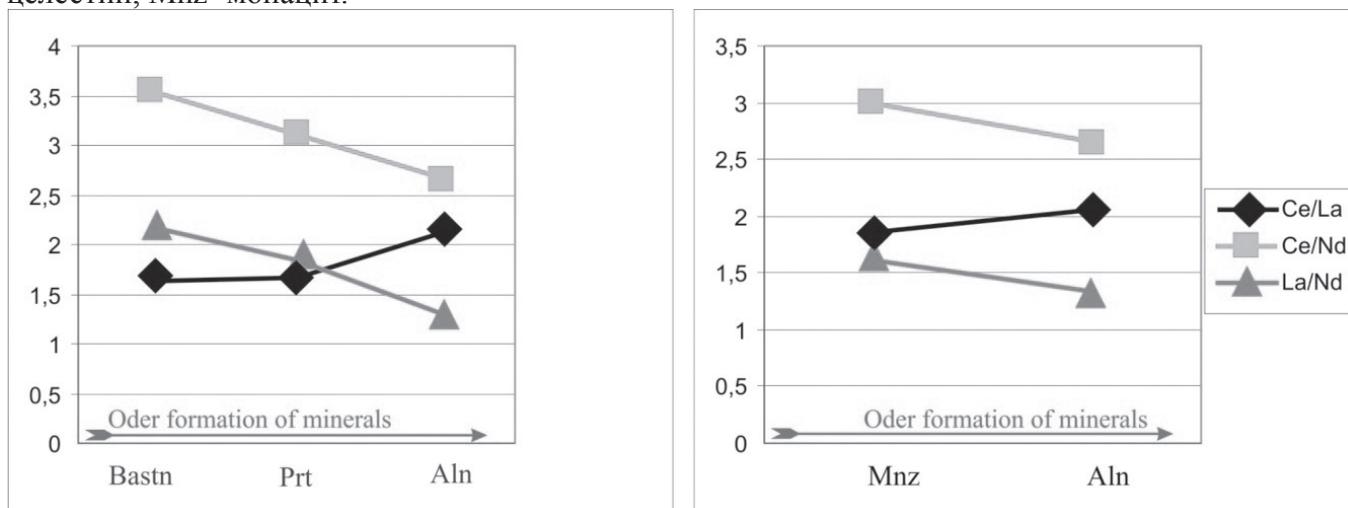


Рис. 5. Эволюция состава РЗЭ в процессе замещения бастнезита и монацита вторичными минералами.

Таким образом, постмагматические процессы способствовали с одной стороны ухудшению качества руд - появлению такситовости в распределении компонентов, появлению балластных минералов, выносу части полезных компонентов за пределы рудных тел, с другой - с ними связано появление более технологичных минералов, таких как стронцианит, монацит.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00324), интеграционных проектов ОНЗ РАН 10.3, СО РАН №47.

1. Le Bas M.J., Srivastava R.K. The mineralogy and geochemistry of the Mundwava carbonatite dykes, Sirohi District, India // Neues Jahrbuch fur Mineralogie. 1989. V. 160, N 2. P. 207-227.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА И СВЯЗЬ С НИМ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

П.А. Рошкетаяев, А.В. Гонегер

ООО «Рифей», Улан-Удэ, roschektaev@rambler.ru, goneger.av@gmail.com

Золотое оруденение юго-восточной части Восточного Саяна традиционно связывается с интрузиями тоналит-плагиогранитной формации рифей-вендского (сумсунурский комплекс) или нижнепалеозойского (таннуольский комплекс) возраста.

Другая точка зрения о первоначальном вулканогенном происхождении золотого оруденения района была обоснована сравнительно недавно в результате разведки Зун-Холбинского месторождения [5]. Подтверждение её в настоящее время получено в результате проведенной авторами разведки новых золоторудных месторождений – Коневинского и Владимирского [1]. Здесь рассматривается только золотое оруденение Урик-Китойского междуречья, связанное с неопротерозойским Барун-Холбинским палеовулканом.

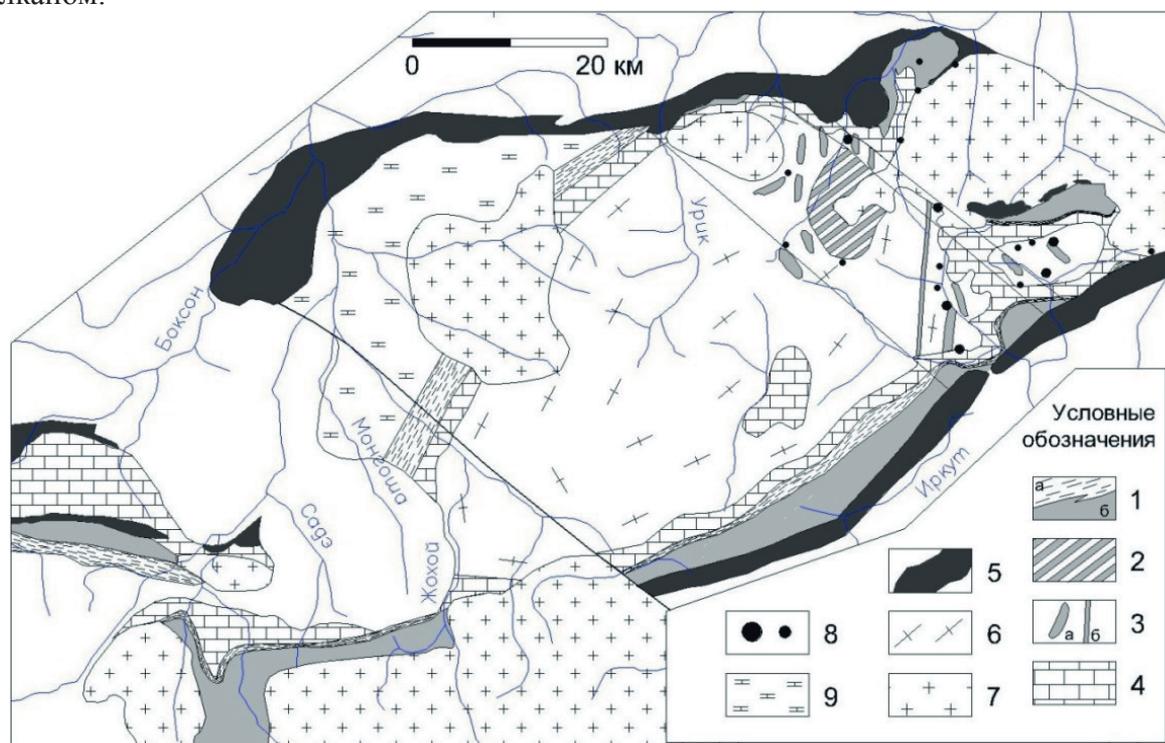


Рис. 1 Схема распространения вулканогенных толщ и даек Барун-Холбинского палеовулкана.

1-ильчирская свита: а) черносланцевая толща; б) вулканогенная толща (вулканическая постройка); 2-интрузивные габбро, габбро-диориты, горнблендиты и метавулканиты нерасчлененные; 3-малые интрузии (а) и дайки (б) корневой зоны вулкана; 4-иркутская свита: кристаллические известняки с аркозовыми песчаниками в основании; 5-офиолитовый тектонический покров: интрузивные гипербазиты и габбро, вулканические отложения оспинской свиты; 6-Гарганская глыба (комплекс основания) – гнейсограниты, гнейсогранодиориты; 7-гранитоиды; 8-месторождения и рудопроявления золота; 9-нерасчлененные венд-нижнепалеозойские (?) сланцево-карбонатные отложения.

Барун-Холбинский палеовулкан выделен по наличию большого количества даек и малых интрузий основного и ультраосновного состава в фундаменте Гарганской глыбы (плотность даек достигает 25-30 шт. на 1 км² – корневая зона вулкана) и комагматичных им вулканитов в составе шельфовых отложений ильчирской свиты (вулканическая постройка). Вулканогенная толща имеет большую мощность (400-700 м) и образует стратовулкан линейного типа, вытянутый в северо-восточном направлении вдоль распространения наиболее крупных даек и дайковых поясов.

С вмещающими черносланцевыми отложениями толща связана переслаиванием и взаимопереходами, подстилается и перекрывается ими. В верхней части разреза она в большинстве случаев срезается офиолитовым тектоническим покровом (рис. 1).

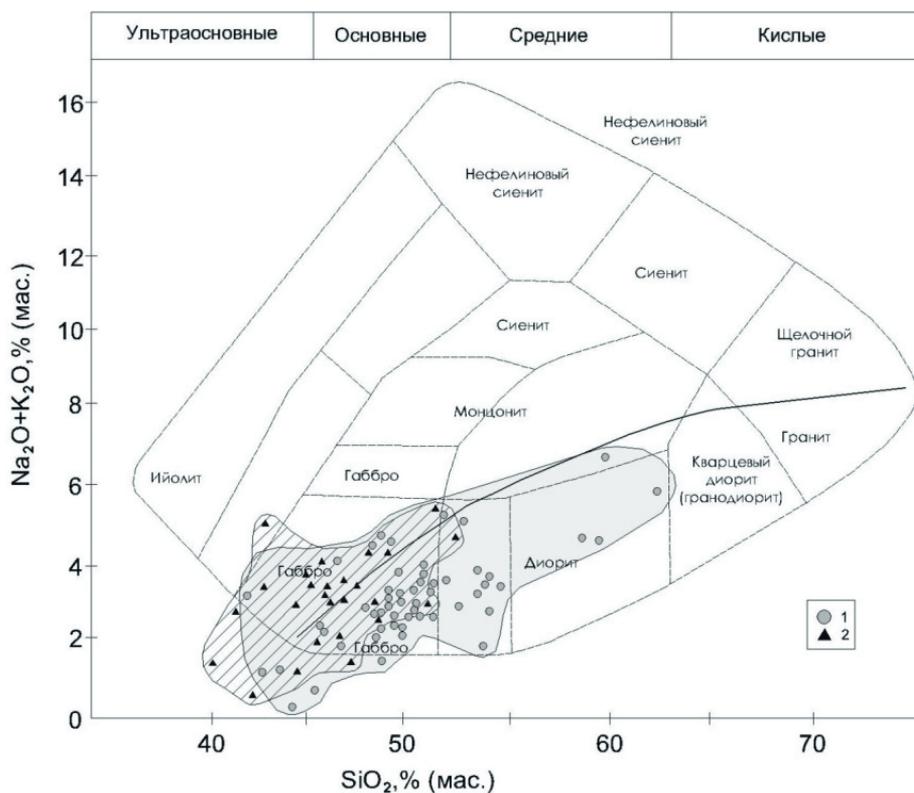


Рис. 2. Диаграмма Вильсона для классификации пород Барун-Холбинского палеовулкана. 1-дайки; 2- вулканиды.

Дайки крутопадающие, субмеридионального, реже северо-западного простирания мощностью от 1 до 100 м. Сложены тонкозернистыми метадиабазами, мелкозернистыми роговообманковыми габбро, пироксенитами (?), часто порфировые, с порфировыми выделениями хлоритизированного биотита, роговой обманки (?) и полевого шпата размерами до 0,5-1,0 см. Основная масса скрытокристаллическая или тонко-, мелкозернистая. Наблюдается трахитоидность, выраженная ориентированным расположением порфировых выделений и лейст полевого шпата в основной массе, указывающая на течение кристаллизующейся магмы. Следы течения свидетельствуют о выходе магмы на поверхность (ей было куда течь) и подтверждают вулканическую природу даек.

Дайки по составу представлены габбро (65%), габбро-диоритами (17%), диоритами (6%), ультраосновными (9%) и кислыми породами (3%). Количественные соотношения вычислены по установленным дайкам на наиболее изученных участках Владимирского и Барун-Холбинского месторождений в центральной части палеовулкана (рис. 1). Вулканиды по составу относятся к базальтам и пикробазальтам. Отмечаются фойдиты, базаниты, трахиандезиты и андезиты. Кислые разности представлены дацитами и риолитами. Соотношение ультраосновных, основных, средних и кислых пород в вулканидах сопоставимо с дайками. Вулканогенные породы представлены зеленокаменно-перерожденными лавами, туфами и слоистыми вулканогенно-осадочными породами.

По геохимическим особенностям дайки и вулканиды относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям и располагаются вблизи их границы. Комагматичность даек и вулканидов доказывается сходством их составов (рис. 2), одинаковыми трендами распределения РЗЭ и практически не выраженными для тех и других трендами на вариационных диаграммах Харкера.

О происхождении даек (источники магмы) может говорить их ультраосновной и основной состав и расположение фигуративных точек на дискриминационной диаграмме Ti-Zr-Y [6] в совместном поле базальтов срединно-океанических хребтов, островодужных толеитов и известково-щелочных базальтов. На дискриминационной диаграмме Zr/Y-Zr [6] для базальтов почти все фигуративные точки располагаются в поле базальтов островных дуг, развитых вблизи континентальных окраин (рис. 3). Так как дайки залегают в фундаменте Гарганской глыбы, можно предположить, что островная дуга находилась на континентальной окраине, а источником магмы была верхняя мантия и погружающаяся в нее в зоне субдукции океаническая кора.

ты оспинской свиты относятся к базальтовым андезитам и андезитам, а не к пикритам и базальтам как ильчирские. Это подтверждает различное происхождение двух свит и самостоятельность Барун-Холбинского вулканизма.

Рудоносность даек характеризуется часто наблюдаемыми вкраплениями кубиков пирита в дайках. В одном случае в дайке был установлен магнетит, образующий густую равномерную вкрапленность кристаллов (октаэдров) в породе. Содержание золота в дайках составляет от 0,004 до 0,01 г/т, в вулканитах 0,003-0,1 г/т.

Возраст Барун-Холбинского палеовулкана – рифейский. Возраст вулканической постройки определяется возрастом вмещающей ильчирской свиты как рифейский по возрасту строматолитов подстилающей её иркутской свиты чехла Гарганской глыбы. Возраст даек габброидов корневой зоны палеовулкана, определенный методом $^{34}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, составил $829,9 \pm 7,2$ млн. лет (возраст плато). Интегральный возраст – $1198,6 \pm 9,5$ млн. лет. Анализ производился в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН в г. Новосибирск (аналитик Травин А.В.).

В Урик-Китойском междуречье с Барун-Холбинским палеовулканом связано золотое оруденение Пионерского типа, представленное малосульфидно-кварцевой формацией в дайково-жильных рудно-магматических системах корневой зоны и стратиформным слабозолотоносным вулканогенно-осадочным оруденением в краевых частях вулканической постройки, выделенной нами в «рудоносную породную ассоциацию». Особым типом является полигенное и полихронное золотое оруденение Зун-Холбинского типа, представляющее собой рудоносную вулканогенно-осадочную породную ассоциацию вулканической постройки, преобразованную складчато-метаморфическими и гидротермально-метасоматическими процессами в минерализованную зону в условиях вязкого (горячего) разлома.

Взаимоотношение золотого оруденения с дайками в корневых частях вулканов выражается в пространственно взаимосвязанных дайково-жильных системах, отчетливо проявленных на Барун-Холбинском и новом Владимирском месторождении. Дайки основного состава и в том и другом случаях имеют в основном субмеридиональное простирание. Рудоконтролирующие зоны пересекают дайки на Барун-Холбинском месторождении и имеют северо-западное ($300\text{-}310^\circ$) простирание. На Владимирском месторождении, кроме этого, установлены зоны субмеридионального простирания, развитые вдоль дайковых поясов. В секущих зонах северо-западного простирания золотое оруденение концентрируется вблизи даек и постепенно затухает при удалении от них.

По отношению к золотому оруденению выделяются дайки дорудные – в основном это тонкозернистые метадиабазы и метадиабазы с порфиристыми выделениями биотита, и внутрирудные – с порфиристыми выделениями плагиоклаза, в том числе и крупнопорфировая Зун-Холбинская дайка. Последняя пересекает зоны березитизации и залегающие в них кварцевые жилы с халькопиритом и, в свою очередь, пересекается жилами серого слабо пиритизированного кварца, завершающего рудный процесс (рис. 5).

Доказательством вулканогенно-осадочного происхождения стратиформного слабозолотоносного колчеданного оруденения в ильчирской свите служит положение сульфидных руд в её разрезе. Слои их начинаются в вулканогенных метаэффузивах и туфах и протягиваются по латерали через вулканогенно-осадочные фации (туффиты) и заканчиваются в черных углеродисто-кремнистых (кварцевых) сланцах в формации удаленных зон вулкана. При этом колчеданные руды везде сопровождаются углеродистыми и углеродисто-кремнистыми отложениями. О вулканогенном и осадочном процессах отложения руд свидетельствуют различные значения стабильного изотопа серы: для прослоев колчеданных руд – 3,0‰, для вмещающих их углеродистых сланцев с вкрапленностью пирита – 14,8‰. Первое свидетельствует о мантийно-нижнекоревом, т.е. вулканогенном источнике руды, а второе о сильно-восстановительной осадочной среде их отложения [6]. Возраст золотого оруденения в вулканогенной постройке определяется возрастом вмещающих ее пород как рифейский.

О первоначальном вулканогенно-осадочном происхождении руд Зун-Холбинского полигенного и полихронного месторождения свидетельствуют сохранившиеся фрагменты таких руд в зоне вязкого разлома: слоистые руды с прослоями метатуффитов, сфероидальные формы выделений сульфидов и их агрегатов, признаки гравитационного осаждения рудных частиц и микроструктуры усадки, слоистое распределение золота в первичных рудах и значения стабильного изотопа серы – 2,8‰.



Рис. 5. Схема взаимоотношения дайки диабазовых порфиритов с золотоносными кварцевыми жилами в корневой зоне палеовулкана.

Возраст золотого оруденения корневых зон вулкана на Барун-Холбинском месторождении и первичных руд Зун-Холбинского месторождения, определенный по изотопам свинца из полиметаллических руд (модельный возраст), составляет от 1370 до 1704 млн. лет, т.е. рифейский [3,4].

Таким образом, установлено, что в юго-восточной части Восточного Саяна в неопротерозое имели место мощные проявления пикро-базальт-базальтового вулканизма. Они свидетельствуют о том, что в это время существовала самостоятельная, более древняя, чем Сархойская, вулканическая дуга, расположенная на активной континентальной окраине и, возможно, связанная с субдукцией океанической коры под континент.

С этим вулканизмом связано наиболее продуктивное в регионе золотое оруденение различных морфологических типов от жильно-дайкового в рудно-магматических системах корневых частей вулканов до вулканогенно-осадочного в вулканических постройках. С неопротерозойским вулканизмом в верхние части фундамента и в отложения чехла Гарганской глыбы было выведено большое количество золота. Его концентрации в вулканогенно-осадочных толщах явились источниками золота для формирования полигенных и полихронных месторождений Зун-Холбинского типа. Можно ожидать, что такого рода вулканизм и золотое оруденение не ограничиваются юго-восточной частью Восточного Саяна и широко распространены в аккреционном поясе Байкальской горной области.

1. Гонегер А.В., Рошкетаяев П.А. Роль верхнепалеозойского вулканизма в формировании золотого оруденения Хужирского рудного поля (Восточный Саян)// Геология Забайкалья. Материалы II всероссийской молодежной научной конференции, посвященной 85-летию со дня рождения чл.-кор. Ф.П. Кренделева. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2012. С. 173-176.

2. Добрецов Н.Л. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, СО, 1989.

3. Жмодик С. М., Миронов А. Г., Рошкетаяев П. А. Золотое оруденение в офиолитовом комплексе Юго-Восточной части Восточного Саяна // Золотоцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск, Академическое издательство «ГЕО», 2008.

4. Рипп Г.С. Геохимия рудообразования и критерии прогноза в складчатых областях. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. 141 с.

5. Рошкетаяев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Золото Бурятии. Книга 1. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2004.

6. Склярлов Е.В., Гладкочуб Д.П. и др. Интерпретация геохимических данных: учебное пособие. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ИЗМЕНЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА НА ШЕЛЬФЕ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ В КАЙНОЗОЕ

Т.А. Садчикова, В.А. Друщиц, В.В. Петрова, Н.П. Чамов

Геологический институт РАН, Москва, gin@ginras.ru

Изучение терригенно-минералогических провинций на Северо-восточном шельфе Евразии позволяет установить области размыва в кайнозойском Арктическом бассейне и их связь с трансгрессивно-регрессивными циклами. Вся история кайнозойского шельфа Восточной Арктики синхронно связана с трансгрессивно-регрессивными циклами развития Арктического бассейна. Под их влиянием осуществлялось формирование флювиальных систем на шельфе, конфигурация их в течение позднего кайнозоя неоднократно менялась: происходило смещение водоразделов, изменение направления долин, изменялось соотношение суша-море. Современное море Лаптевых представляет собой затопленную приморскую низменность, сложенную аллювиальными отложениями рр. Лены, Яны, Оленека, Анабара, Хатанги. В регрессивную стадию русла крупных рек выдвигались в область шельфа далеко за пределы материка, и аллювиальные осадки продвигались от береговой зоны вглубь бассейна. До сих пор в пределах континентального склона отмечены хорошо выраженные каньоны, по которым осадочный материал выносится в область континентального подножия [1]. При повышении уровня океана в трансгрессивную фазу дельта и придельтовая часть русла (часто весьма значительная) подтапливались, и разгрузка аллювия осуществлялась вблизи береговой зоны. На арктическом шельфе можно неоднократно видеть изменение конфигурации береговых линий [5]. Основными источниками терригенного материала на северо-восточном шельфе российской Арктики служили породы материковой (бассейны рр. Лена – Индигирка, Хатанга, Анабар, Колыма) и островной суши (Таймырской, Североземельской, Новосибирской, Лаптевской и Срединно-Арктической). Огромный подводный конус выноса р. Лены с притоками сложен, главным образом, дериватами местных пород, также присутствуют породы трапповой формации, принесенные с Сибирской платформы. Сильно выветрелые валуны и обломки траппов встречаются в миоценовых отложениях о. Сардах, на правом берегу Трофимовской протоки, в южной части дельты Лены [6].

В работе использованы данные по формированию терригенно-минералогических провинций на Северо-восточном шельфе в разные геологические эпохи. Классическая систематика минералов-индикаторов областей сноса осуществлена З.З. Ронкиной [2]. В качестве предполагаемых областей размыва для акватории моря Лаптевых выделены: Таймырская суша, Североземельская суша, Срединно-Арктическая суша, Среднесибирская суша, Лаптевская суша (для эпохи глубокой регрессии), Новосибирская суша и Верхоянская суша. В составе тяжелой фракции Таймырской, Североземельской, Срединно-Арктической и западной части Среднесибирской областей отмечены минералы кислых изверженных, метаморфических и осадочных пород (титаномагнетит, рутил, роговые обманки, циркон, эпидот), а также оливин, шпинели, пироксены и другие минералы основных пород. В центральной и восточной части Среднесибирской суши, Лаптевской, Верхоянской и Новосибирской областях из спектра исчезают минералы-индикаторы основных пород, преобладающими являются титаномагнетит, рутил, роговые обманки, циркон, эпидот – минералы кислых гранит-гранулитовых формаций. Использование этих данных позволяет и в современных исследованиях устанавливать источники обломочного материала. В публикации М.А. Левитана и др. [4], приведена ассоциация темноцветных минералов подводного хребта Ломоносова: черные рудные и гетит (гидрогетит), роговые обманки, клинопироксены, минералы группы эпидота, гранат (альмандин), что дает возможность оценить поступление с севера материала арктического ледника.

В настоящей работе авторы попытались реконструировать источники питания и условия осадконакопления в кайнозое на шельфе Северо-Восточной Арктики. Изучены минералы тяжелой фракции архипелага Новосибирских островов (Фаддеевского, Котельного, Новой Сибири – м. Деревянные горы), о. Сардах в дельте р. Лены (табл. 1); использованы также материалы публикаций по современным осадкам моря Лаптевых. Исследован состав и возможные диагенетические преобразования глинистых минералов, как индикаторов изменения физико-химических условий в бассейнах седиментации (табл. 2).

Табл. 1
Терригенные минералы кайнозойских отложений моря Лаптевых

Место отбора	Гра-нат	Амфи-бол	Слюда	Анд-Сил.	Тур-мал.	Пи-рокс.	Эпи-дот	Сфен	Цир-кон	Став-рол.	Оли-вин	Руд-ные
о. Фадде-евский	○	●	°	○	°	°	●	°	○	°		●
о. Сардах	●	●				●	●	○	○	○	°	●
о. Котельный	●	●		°	°	°	●	○	○	°	°	●
м. Дерев. горы	○	●	○	°	°		●	○	○	°	°	●

Примечание. Количественное содержание минералов: ● – преобладающий компонент, ○ – высокое содержание, ° – низкое содержание, следы.

Табл. 2
Глинистые минералы кайнозойских отложений побережья моря Лаптевых

Местоположение разреза	Возраст	Ассоциация глинистых минералов
О. Фаддеевский	Олигоцен - миоцен – ранний плейстоцен	Слюда, хлорит, сменшанослойный слюда-сметит, каолинит
О. Новая Сибирь (м. Деревянные Горы)	Поздний мел - палеоцен	Смешанослойные слюда-сметит, каолинит сметит, хлорит-сметит, гидрослюда, примесь кварц
О. Котельный	Олигоцен	Гидрослюда, хлорит, каолинит, примесь — кварц, полевые шпаты
О. Сардах (дельта р. Лена)	Ранний плиоцен	Смешанослойный слюда-сметит, каолинит, хлорит
Согинский карьер (ниж. течение р. Лена)	Поздний палеоцен	Слюда, каолинит, хлорит, каолинит-сметит, хлорит-сметит, примесь – гиббсит, кварц, полевые шпаты

Чернорудно-пироксеновые провинции приурочены к областям размыва основных пород материковой части суши в северо-западной и центральной части моря Лаптевых (Таймыр, бассейны рр. Хатанга, Анабар, Оленек; отчасти, вероятно, и р. Лена). Амфиболы, эпидоты и черные руды – это провинции скопления терригенного материала кислых изверженных, метаморфических и образованных от них осадочных пород (область к северо-востоку от дельты р. Лена и собственно дельтовые отложения, а так же мелководье и шельф Новосибирских островов). В современных условиях эта закономерность обусловлена тем, что высокий уровень трансгрессии препятствует продвижению речных русел вглубь бассейна и ограничивает сброс авандельтовых осадков в пределах материковой части шельфа. На акватории моря Лаптевых осуществляется преимущественно осаждение терригенного материала островной суши, либо транспортировка бассейновых осадков подводными и вдольбереговыми течениями. Такая же тенденция обнаружена при изучении ископаемых, например, палеогеновых отложений о. Новая Сибирь, когда в бассейн седиментации поступали почти исключительно породы архипелага Новосибирских островов. Отчасти это видно и на примере верхнемиоцен-нижнеплейстоценовых отложений о. Фаддеевский, где начавшаяся трансгрессия и повышение уровня моря Лаптевых резко ограничивает распространение авандельтовых осадков с минералами основных трапповых пород, отмечавшихся ранее в этом же разрезе на этапе регрессивного осушения. В то же время, отложения, приуроченные к дельте и бассейну р. Лена (о. Сардах, Согинская впадина), на разных этапах кайнозойской истории, так же, как и отложения о. Котельный на этапе олигоценовой регрессии, проявляют отчетливую тенденцию к накоплению материковых русловых и авандельтовых осадков, с характерным

пироксен- (а также и оливин) содержащим комплексом минералов.

Помимо изменения уровня стояния вод на протяжении мезозойской истории Арктического бассейна изменялись также и физико-химические обстановки в самом бассейне, о чем позволяют судить изменения состава глинистых минералов. Ассоциация глинистых минералов в западной части бассейна более разнообразная, включающая каолинит, хлорит, гидрослюда, а в центральной и восточной части – существенно обедненная, гидрослюдисто-хлоритовая. Исследования современных осадков шельфа показывают, что характерным для Арктических морей является высокое содержание иллита (гидрослюды) до 60-70%. Максимальные значения иллита тяготеют к берегам, образуя характерные краевые зоны. Непременный спутник иллита - хлорит, присутствует в постоянных невысоких значениях – 15-20%. Обычно содержания смектита ничтожны, но в случаях питания бассейнов крупнейшими реками, такими, как Обь, Енисей, Лена, Северная Двина возникают скопления со значениями 30-70%. Слабее всего в ассоциации представлен каолинит с содержанием около 10% [3]. Сравнение ассоциаций глинистых минералов палеогена и современных осадков свидетельствует о различии условий седиментации. В палеогене отмечены обстановки мелководных заливов, лагун, старичных озер, в которых, в обстановке теплого климата, происходило преобразование глинистых гидрослюдистых минералов (образование каолинита). В современных, собственно морских условиях холодного климата глинистое вещество не изменяется, поэтому главным компонентом минеральной ассоциации остается гидрослюда.

Заключение

Характер распределения терригенно-минералогических провинций на шельфе Северо-Восточной Арктики свидетельствует о формировании осадочных толщ кайнозойских и современных осадков на фоне постоянства источников питания: на протяжении всего времени ими служили породы материковой части шельфа, аллювий крупных рек, делювиально-пролювиальные отложения, продукты разрушения пород островного массива, флювио-гляциальные осадки. При этом существенные изменения на протяжении времени от палеогена и до современности претерпели направленность, дальность переноса и области аккумуляции вещества, что обусловлено колебаниями уровня бассейна. Одновременно с эволюцией климата происходили изменения физико-химических условий внутри бассейна, о чем свидетельствует различие комплексов глинистых минералов.

1. Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Флювиальные комплексы на шельфе Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. М.: ГЕОС, 2009. С. 173-189.

2. Захаров В.А., Месежников М.С., Ронкина З.З. и др. Палеогеография Севера СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 192 с.

3. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России / Под. Ред. акад. И.С. Грамберга. С-Пб., 1999. 286 с.

4. Левитан М.А., Рощина И.А., Русаков В.Ю. и др. Четвертичная история седиментации на подводном хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный полярный год 2007/08 / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.– С-Пб., 2010.

5. Павлидис Ю.А., Ионин Ф.А., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф в кайнозое. Позднечетвертичная история как основа развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.

6. Alekseev M.N., Drouchits V.A. Fluvial sediments in the Russian Arctic and Subarctic: Late Cenozoic development of Lena River system, northeastern Siberia // Proceedings of Geological Association. 2004.V. 115. P. 339–346.

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ПОГРАНИЧНЫХ ЗОН НЕОДНОРОДНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

В.С. Салихов

Забайкальский государственный университет, Чита, ugrum1381@mail.ru

Неоднородность, в том числе, масс-энергетическая - фундаментальная особенность строения материального мира, протопланетного вещества и геологической среды, в частности, что неоднократно подчеркивалось в работах акад.Ю.М.Пушаровского и М.А.Садовского в 70-80-е годы XX столетия [6,8], а по В.В.Белоусову [1] неоднородность - норма геологического строения Земли, во многом определяет ход дальнейших процессов, т.е. история Земли, ее эволюция – это непрерывное проявление и видоизменение неоднородностей [1].

Масштабы неоднородностей различны - от атомарного (молекулярного) до Вселенского уровня, а разделяющие их зоны (пограничные) в геологических образованиях заслуживают особого внимания и, прежде всего, с практических позиций, как потенциальные области концентрации полезных компонентов. Таких уровней может быть несколько и первым из них, достаточно определяемым, является внутриминеральный.

Земная кора Земли состоит преимущественно из кристаллического вещества, наименьшей частицей которого являются кристаллы. Известно, что реальные кристаллические вещества обладают всевозможными нарушениями (дефектами ростовыми, механическими или изоморфными), наиболее очевидными из которых являются ростовые грани или другие внешние поверхности. Кроме внешних, существуют и внутренние дефекты в кристаллах. Они подчеркиваются нарушением строгого геометрического расположения атомов, появлением междуузлий (вакансий), сопровождаемым нередко внедрением иного атома (иного «сорта»), а расположение иных атомов в дефектах (отсутствие атома в соответствующем узле кристаллической решетки) рассматривается как первый – внутриминеральный уровень неоднородной геологической среды, где уже возможна концентрация полезного вещества в свободном или связанном состоянии, например концентрация золота в пирите или игольчатом арсенипирите. Разделами в кристалле являются не только междуузлия, но и микротрещины, представляющие собой механические дефекты кристаллической решетки, а полезным веществом могут быть, например, зерна золота, в которых, в свою очередь, неоднородность подчеркивается нередко различной пробностью.

Границы между индивидами кристаллического вещества всегда являются местами скопления дислокаций, и это пространство названо В.Л.Таусоном капиллярной геохимической системой, где вещество имеет особую химическую активность. Толщина контактов – десятки – сотни микрон, а их общее количество в межзерновом пространстве достигает 2-5% от массы всей пробы [2]. Примечательно, что на стыках одних и тех же минералов межзерновое вещество отсутствует. Более того, пограничные зоны между сосуществующими минералами проливают свет на особенности кристаллизации расплава по характеру распределения здесь множества элементов.

Дефекты кристаллической структуры, скачкообразный процесс протекания реакций зародышеобразования связаны, прежде всего, с динамическими условиями геологической среды, ее напряженно-деформируемом состоянием, а в деформируемом зерне спонтанно появляются точечные центры кристаллизации, что придает зерну узорчатый рисунок. Следствие напряжений – появление в геологической среде разномасштабных ослабленных зон, по которым мигрируют или могут мигрировать рудоносные растворы.

Следующий уровень неоднородной геологической среды можно отнести к минеральным агрегатам и их совокупностям (макроуровень), что определяют строение горной породы. Последняя рассматривается не как простой набор минералов, а их согласованное (кооперативное) поведение, согласованное поведение всех частей системы (например, кристаллизация с эвтектикой).

Сообщества же горных пород, слагающие массивы в земной коре, можно рассматривать уже как следующий формационный уровень организации вещества неоднородной геолого-геофизической среды, рассмотренной ранее М.А.Садовским как блочно иерархическая модель горных пород или иерархическая дискретная структура литосферы в целом, ее делимость (естественная кусковатость горной

породы по [8]).

Весьма показательны, например, разделы в слоистых толщах и в ритмично-дифференцированных массивах интрузивных пород, прежде всего, основных. Сюда же следует отнести рудные слои в ритмитах, приуроченные к границам слоев (показатель скачкообразной, «катастрофической» смены режима седиментации) на некоторых полиметаллических месторождениях Казахстана (Шалкия и др.).

Ритмично-полосчатые текстуры, интенсивность их проявления (пестрота разреза) отражают степень неоднородности геологической среды, которую можно рекомендовать как один из поисковых признаков и критериев при оценке продуктивности рудных узлов и полей. Степень неоднородности, количество разделов (границ геологической среды) на единицу площади или разреза свидетельствуют о потенциальной рудоносности исследуемой территории. Например, взаимный переход монотонных толщ всегда сопровождается переслаиванием на их границе, где среда неравновесна с многочисленными отклонениями (флуктуациями), четкость и степень такого отклонения (градиент неоднородности) свидетельствует о продуктивности переходных зон. Так, число размывов на единицу разреза сакуканской свиты на Удоканском месторождении сопровождается наибольшей концентрацией оруденения [9].

Такие размывы отчетливо фиксируются в разрезах (внешне из-за выветрелости) и представлены маломощными (0,3-0,5 м) известковистыми песчаниками, именуемыми здесь «сухариками», а их наличие свидетельствует о появлении рудоносных участков, т.е. такие породы служат поисковым признаком.

На ряде полиметаллических месторождений карбонатной формации (Казахстан, Средняя Азия и др.) наиболее благоприятными для накопления свинца и цинка являются участки переслаивания известняков, доломитов, мергелей, аргиллитов и сланцев, т.е. участки, где отмечается частая смена условий седиментации, активность среды, так как любая граница литологических типов пород рассматривается как «скачок» в смене режима.

Широко известны разделы неоднородностей (пограничные зоны) в слоистых толщах с разной проницаемостью и с меняющимся окислительно-восстановительным потенциалом, что приводит к образованию известных месторождений «роллового» типа (уран, медь) на геохимических барьерах.

Одним из разномасштабных уровней раздела (границы) неоднородной геологической среды являются разрывы (трещины, трещинная структура), возникающие в массивах по-разному динамически напряженных пород, которые являются следствием чередующихся во времени областей сжатия и растяжения, особенно при участии сдвиговой составляющей, что в конечном итоге приводит к образованию рудного вещества. Установлено, что образующиеся деформации горных пород в процессе эволюции структуры не только определяют участки локализации, форму и размеры рудных тел, но и влияют на миграцию и перераспределение химических элементов (С.В.Белов, В.Н.Румянцев, 1991).

Граничным уровнем геоблоковой делимости литосферы являются линейные или изометричные участки, фиксируемые по периферии разномасштабных блоков, а пограничные структуры и пограничные области – георазделы (региональные пограничные зоны) в глобальной гетерогенной литосфере имеют большое минерагеническое и геолого-структурное значение [7]. Например, известный Монголо-Охотский глубинный шов (объемная сутура) на территории Забайкалья несет более золото-сурьмяную нагрузку, особенно на участках его (шва) разветвления.

К региональному разделу неоднородной геологической среды следует отнести и уникальный полихронный минерагенический пояс Урала, располагающийся в градиентной области длительного (сотни млн.лет) развития, где слой Голицына испытывает резкий перепад глубин от 400 км под Западно-Сибирской плитой до 600-650 км под Восточно-Европейской платформой [А.Г.Дьяконова и др., 2008]. Урал – как объемное геологическое тело, нашпигованное различной минерализацией, проявленной как следствие глубинной неоднородности длительного развития; это первичный «шрам» зародившийся еще в раннем докембрии и максимально (продуктивно) проявленный в среднем палеозое.

Показательно глубинное (объемное) геологическое картирование верхней части земной коры (до глубины 15-20 км) Забайкальского горнорудного региона, где выделены рудоконтролирующие структуры – зоны глубинных разломов или швов, зоны гранитизации, разделяющие геологические структуры разных порядков: мегаблоки фундамента, ареол-плутоны и более мелкие блоки. Статистический

анализ размещения месторождений (редкие, редкоземельные, цветные, благородные и др.) показал, что их подавляющее большинство (90%), в том числе все уникальные и крупные, пространственно связаны с зонами сочленения мегаблоков (21%) и ареол-плутонами (69%) [3].

Примечательной пограничной структурой для Забайкалья является Онон-Туринский глубинный (мантийный) разлом – объемное геологическое тело, шириной 5-10 км, сочленяющий две различные структурно-формационные зоны: Даурскую и Агинскую. Пограничная структура, фиксируемая милонитами, катаклазитами, а также эксплозивно-инъекционными брекчиями трубчатой формы, несет в основе золоторудную минерализацию.

Более высокими в иерархической системе пограничных структур являются глобальные граничные структуры, которые сами не являются вместилищем полезных компонентов, но определяют геодинамический режим планеты Земля, являются источником энергии развития рудно-магматических систем и определяют в целом приповерхностную минерагению. Таковыми являются разделы неоднородности на границе - внешнее ядро – мантия (одна из наиболее контрастных граничных систем Земли), с таинственным (по В.Е.Хаину) слоем «D''» и граница литосфера -астеносфера. Здесь зарождаются плюмы – тепловые взрывы (ядро-мантия), которые достигая верхних горизонтов литосферы, формируют рудно-магматические системы. Внешнее жидкое ядро – генератор глобального теплового потока, а фиксируемый здесь пограничный слой (ядро-мантия) не выдержан глобально, вертикальная протяженность его варьирует от почти полного отсутствия до 250 км. Более того, в последнее время в основании граничной системы ядро-мантия установлено присутствие изменяющейся зоны ультранизких скоростей сейсмических волн, ее неоднородность, равно как и неоднородность самого слоя D'' (Б.А.Блюман, 2007). Эта неоднородность коррелируется с размещением горячих точек в приповерхностной части Земли.

К разделу неоднородностей (пограничных зон) высокого порядка на поверхности Земли относится и глобальная граница: раздел атмосферы и литосферы, где формируются продуктивные коры выветривания, плодородные почвы, наблюдается всплеск всего живого.

Весьма продуктивен разноранговый раздел – граница: вода – горная порода, геологическая система, которая работает на разных масштабных уровнях – от микроминерального до породного, где формируется и двойной электрический слой. В этом же ряду функционирует система вода-осадок; здесь продуцируются широко распространенные промышленные минеральные скопления диагенетического типа и возникают собственно осадочные месторождения.

Процессы взаимодействия воды с горными породами (уровень неоднородности системы вода - горная порода) фундаментальны: они прослеживаются на всех дочерних системах, включая биологические, и определяют многие основы самоорганизации (равновесно – неравновесное состояние) материального мира на надмолекулярном уровне [10]. Геологическим результатом эволюционного развития системы вода – порода является формирование месторождений полезных ископаемых. Активизирующая роль воды в геохимических процессах сводится еще к тому, что различные воздействия на нее (механохимическое или ионизирующее) приводит к изменению ее структуры, высвобождению в воде электронов, атомарного водорода или гидроксильных радикалов, существенно меняющих реакционную способность среды. К тому же жидкость на поверхности твердых тел уменьшает его прочностные свойства (эффект Ребиндера), а в местах активных напряжений формируются трещины-концентраторы и проводники рудного вещества.

Таким образом, разноуровневые разделы (границы) неоднородной геологической среды являются показателем ее структурированности и потенциальной продуктивности. Проявляются такие разделы на атомарном или молекулярном уровне в пределах отдельных минералов (кристаллов) и на геосферном уровне в пределах Земли (например, Тихоокеанское медное кольцо между океаническим и континентальными блоками), что отвечает скейлинг-эффекту-подобие организации вещества на разных масштабных уровнях. Переход с одного уровня на другой – скачкообразный, по достижению точки бифуркации. В неравновесных системах могут иметь место уникальные (аномальные) события, и, прежде всего, рудные. В неравновесном состоянии материальный мир более разнообразен и составные компоненты его находятся во взаимодействии, в когерентной связи.

Универсальный принцип делимости материального мира подчеркивается и структурой распреде-

ления металлов в недрах, имеющей полимодальный характер и разные уровни концентрации – от атомарно-рассеянного до крупнообъемных месторождений, что находится в соответствии с критическими уровнями в развитии природных систем [4].

Поскольку природные системы неустойчивы (неравновесны), протекание в них процессов структурирования (упорядоченности) неизбежно, что является одним из важных условий процессов промышленного минералообразования [5], а идентификация поверхностей раздела (пограничных зон) геологической среды, с установлением их природы представляет несомненный интерес.

Анализ пространственного размещения рудных объектов различных уровней иерархии показывает, что они занимают пограничное положение в неоднородной геологической среде. Степень контрастности пограничных зон определяет масштаб оруденения, а выделение таких зон имеет практическую значимость. Выделение зон возможно на основании системного анализа изучаемых площадей с учетом градиентных физических и геохимических полей (неоднородность геохимического спектра исследуемой территории, степень дисперсности), структурно-текстурных особенностей и неоднородностей внутризерновых. Важное значение имеет установление степени контрастности пограничных зон, так как переход из одного состояния среды в другое происходит скачкообразно, с резкой сменой «шоковых» процессов рудообразования и фазового состояния вещества. В такой обстановке появляются комплексные магматические комплексы, индикаторные породы и минералы (например, известковистые песчаники – «сухарики» для Удокана, халцедоновидный кварц для золоторудного Балея или зональные флюориты, «нашпигованные» редкоземельными элементами - примесями), которые свидетельствуют о потенциальной продуктивности исследуемой территории рудного поля или рудного узла. Здесь же возможно и эмерджентное оруденение, оруденение необычного и нетипичного промышленного типа, которое проявляется и в необычном минеральном составе.

1. Белоусов В.В. Тектоника Земли: Взаимодействие верхней мантии и коры. М.: Межвед. геофиз. кон., 1991. 72 с.
2. Булах А.Г. // Зап. ВМО. 1998. № 5. С.124-132.
3. Духовский А.А., Артамонова Н.А. Зоны сочленения мегаблоков и гранитоидные ареал-плутоны – важнейшие глубинные рудоконтролирующие структуры Забайкальского горнорудного региона // Региональная геология и металлогения. 2008. № 35. С. 119-121.
4. Жирмунский А.В., Кузьмин В.И. Критические уровни в развитии природных систем. Л.: Наука, 1990.
5. Нарсеев В.А. Синергетика процессов рассеяния – концентрирования золота // Руды и металлы. 2000. № 3. С.5-10.
6. Пущаровский Ю.М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С.3-16.
7. Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г. и др. Геофизика XXI века и полезные ископаемые // Наука в России. 1998. № 6. С.4-19.
8. Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // ДАН СССР. 1979. Т.247, № 4. С.829-831.
9. Салихов В.С. Удокан – как следствие природной геологической катастрофы // Докл. РАН. 2000. Т.374, № 5. С.657-659.
10. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.

ПОИСК МАЛОЗАТРАТНЫХ СПОСОБОВ ОЧИСТКИ РУДНИЧНЫХ ВОД

С.С. Санжанова, Э.Л. Зонхоева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, elis@stburgeo.ru

В настоящее время эффективных технологий извлечения низких концентраций тяжелых металлов из большеобъемных потоков не существует. На территории России и СНГ кислые рудничные воды очищают с помощью обработки известковым молоком с последующим осветлением в прудах - шламохранилищах. Особенно тяжелая экологическая ситуация складывается в регионах, в которых находятся недействующие предприятия горнорудной промышленности. Очистка рудничных вод таких предприятий требует применения малозатратных методов.

Целью нашего исследования был выбор метода очистки кислых рудничных вод штольни «Западная» Джидинского вольфрамо-молибденового месторождения нейтрализующими агентами – известковой пастой (ГОСТ 9179-77) и природными материалами – известняком, кальцитом, доломитом, цеолитовыми туфами, глиной.

Химический состав сточной воды анализировали в аналитических лабораториях ГИН СО РАН физико-химическими методами: тяжелые металлы - атомно-эмиссионным методом на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой OPTIMA 2000 DV, кальций, магний, карбонат, гидрокарбонат, двуокись углерода - титриметрическим, аммоний, железо, нитрат, нитрит, сульфат, фторид, кремниевую кислоту – спектрофотометрическим методами. Состав исходной воды следующий, мг/дм³: Zn²⁺ - 22,70; Cu²⁺ - 6,36; Cd²⁺ - 0,52; Pb²⁺ - 1,07; Co²⁺ - 0,63; Ni²⁺ - 0,37; As⁵⁺ - 0,34; W⁶⁺ - 0,29; Mo⁶⁺ - 0,003; Ca²⁺ - 300,6; Mg²⁺ - 170,1; Fe_{общ} - 13,8; SO₄²⁻ - 1603,62; H₄SiO₄ - 49,41; HCO₃⁻ - 21,36; Cl - 13,83; NO₃ - 10,67; CO₂ (своб) - 495.

Концентрация цинка в исходной воде превышала нормативы по ПДК для водоемов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования в 4 раза, меди – 6, кадмия – 520, свинца – 36. Сточную воду с pH 2 приводили в контакт в статических условиях с исследуемыми материалами при соотношении 1:10. В случае известкования использован 5%-ный раствор извести.

В табл. 1 приведены данные по остаточной концентрации тяжелых металлов под воздействием различных доз извести. С увеличением дозы извести до 0,9 кг/м³ происходит нейтрализация очищаемой воды и достигается предельно допустимая концентрация по цинку и меди, а при дозе 1,1 кг/м³ удаляется самая токсичная примесь – ионы кадмия. Таким образом, для нейтрализации 1 м³ воды с pH 2 требуется затратить 0,9 кг извести, а для полного удаления примесей металлов - 1,1 кг извести.

Табл. 1.

Влияние дозы извести на кислотность сточной воды и концентрацию тяжелых металлов

рН очищенной воды	Доза извести, кг/ м ³	Остаточная концентрация примесей металлов в очищенной воде, мг/л			
			Zn	Cu	Cd
5,8	0,1	21,1	2,4	0,48	0,34
7,3	0,9	0,6	0,2	0,2	н/о
8,4	1,1	0,03	0,07	0,005	н/о
9,3	1,5	0,02	0,1	0,001	н/о
11,6	4,4	0,05	0,01	0,001	н/о

Примечание: н/о – не обнаружено.

Как следует из данных табл. 2, частичная нейтрализация кислых шахтных вод достигается также при использовании кальцита, известняка, доломита. Породы измельчали до размеров частиц 1-2 мм.

Для сравнения проведен эксперимент с фракцией доломита 0,25-1 мм. Из таблицы видно, что эффективность нейтрализации несколько зависит от размеров частиц дробленых пород. Цеолитовый туф и глина обладают меньшей нейтрализующей способностью.

Табл. 2.
Нейтрализующая способность дробленых пород

Порода	pH очищенной воды	Порода	pH очищенной воды
кальцит	4,5	доломит (d 0,25-1 мм)	5,4
известняк	5,0	цеолитовый туф	2,9
доломит	5,2	глина	3,9

Проведены эксперименты по применению прокаленных известняка и доломита (табл. 2). Из таблицы видно, что прокаливание при 800°C известняка достаточно для достижения полного осаждения примесей тяжелых металлов.

Известняк или карбонат кальция при обжиге при высоких температурах переходит в CaO, который взаимодействует с водой с образованием гидроксида кальция. Примеси воды образуют гидроксиды металлов, которые соосаждаются с образовавшимся гидроксидом кальция. Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ при обжиге при температуре 750°C образует каустический доломит, состоящий из CaCO_3 и MgO , при 800-850°C – доломитовый цемент, при 900–1000°C образуется доломитовая известь (смесь из MgO и CaO), которая также соосаждает примеси из воды.

Табл. 3.
Влияние термической обработки известняка и доломита на степень очистки (%) сточной воды

	Температура прокаливания, °C	Zn	Cu	Cd	Pb
известняк	50	0	13	0	84
	100	0	4	0	84
	200	0	12	0	79
	400	0	3	0	80
	600	0	14	0	85
	800	100	100	100	100
доломит	1000	100	100	100	100

Таким образом, наибольшая эффективность очистки рудничных вод штольни «Западная» Джидинского вольфрамо-молибденового месторождения достигается при использовании традиционного метода осаждения известью, прокаленными при 800-1000°C известняком или доломитом. Из природных материалов нейтрализующей способностью обладают кальцит, известняк, доломит.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ХУРАЙ-ЖАЛГИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ)

В.Ю. Семенов, Б.Б. Дамдинов, Е.В. Кислов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, geo-vs@mail.ru

Хурай-Жалгинское рудопоявление элементов платиновой группы (ЭПГ) приурочено к одноименному ультрабазит-метабазитовому массиву, расположенному в верховьях руч. Хурай-Жалга (бассейн р. Тустук, юго-восточная часть Восточного Саяна). Массив субширотного простирания размером 4×0,6 км залегает в зеленосланцевой толще. Вмещающие породы: кварц-альбит-хлоритовые, кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-хлорит-амфиболовые сланцы, мелкие тела метабазальтов, метагабброидов, метальтрабазитов, прослой известняков, туфопесчаников и углеродистых сланцев (рис. 1).

Хурай-Жалгинский массив

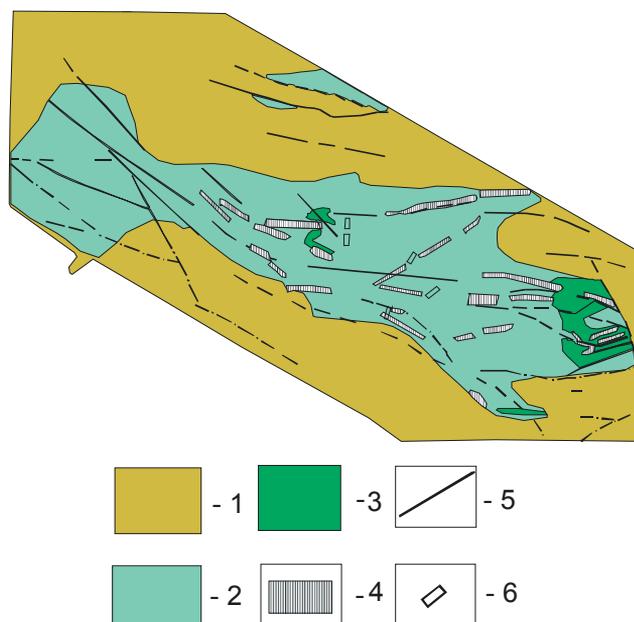


Рис.1. Схема геологического строения Хурай-Жалгинского массива.

1 – зеленосланцевая толща с глаукофаном и мелкими телами метабазитов; 2 – амфиболиты, 3 – серпентиниты, 4 – зоны пирит-магнетитовой минерализации в амфиболитах (пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты), 5 – разломы, 6 – каналы;

Рудная минерализация сосредоточена в достаточно протяженных (до 900 м) зонах пирит-магнетит-хлоритовой минерализации в амфиболитах и телах сульфидизированных гранат-диопсид-хлоритовых родингитов. Рудная минерализация представлена преимущественно магнетитом, слагающим густую вкрапленность. Среди магнетита отмечаются реликты ильменита. Участками среди магнетита проявлена существенно пиритовая, с редким халькопиритом и зигенитом, минерализация. Сульфиды слагают мелкие прожилки и вкрапленность, реже изометричные включения в магнетите. Кроме вышеуказанных, среди рудных минералов обнаружены гематит, рутил, арсенопирит, сфалерит, галенит, касситерит. Благороднометальная минерализация представлена самородным золотом разной пробы, ртутистым, медистым золотом, интерметаллидом золота и олова. Из минералов ЭПГ диагностированы сперрилит, мончеит и темагамит. Концентрации металлов достигают следующих значений: V (0,1%), Cu (1%), Co (0,1%), Ni (0,2%), Ag (60г/т), Au (15г/т), Pt (5,2г/т), Pd(10г/т) [1].

В рамках данной работы изучены петрогеохимические особенности пород данного массива.

В массиве выделяются следующие разновидности пород: амфиболиты, пирит-магнетитовые породы, эпидот-карбонат-кварц-хлоритовые породы, хлорит-амфибол-эпидотовые породы, амфибол-пироксеновые породы, родингиты, пироксениты, эпидозиты, серпентиниты и кварциты.

По содержанию SiO_2 породы соответствуют основным и ультраосновным породам. Содержание SiO_2 изменяется: в амфиболитах от 30,2 до 52,6%, а эпидот-кварц-хлоритовой породе и хлорит-амфибол-эпидотовой породе от 38,3 до 74,4%, родингитах от 25,7 до 48,1%, пироксенитах от 38,2 до 47,4%, эпидозитах от 44,2 до 49,0%. Для всех пород массива характерны низкие концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 и в целом они обогащены CaO , Fe_2O_3 , FeO , MgO .

Амфиболиты обогащены Fe_2O_3 (до 25,32%), FeO (до 18,24%), CaO (до 15,5%), а содержание железа в хлорит-амфибол-эпидотовой породе ниже, чем у амфиболитов, также амфиболиты характеризуются низким содержанием щелочей (до 0,7 вес.% в сумме). В эпидот-кварц-хлоритовой породе, хлорит-амфибол-эпидотовой породе содержание MgO (до 29,97%) выше, чем у амфиболитов (до 14,81%). По содержанию TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 эти породы между собой сравнительно одинаковы.

Пирит-магнетитовые породы представляют собой интенсивно сульфидизированные (пиритизированные и магнетитизированные) амфиболиты. Они обогащены Fe_2O_3 (до 17,95%), FeO (до 17,84%), но

имеют пониженное содержание CaO (до 3,30%), MnO (до 0,16%), Na₂O (до 0,72%), K₂O (до 0,06%), P₂O₅ (до 0,03%).

Родингиты в целом характеризуются повышенными содержаниями кальция (до 19,66%), железа, особенно в гранатовых и гранат-хлоритовых разновидностях (до 28,72%), а в пироксеновых родингитах повышено содержание магния (до 17,45%) и в целом родингиты несколько обеднены MnO (до 0,21%), Na₂O (до 0,25%), K₂O (до 0,02%), P₂O₅ (до 0,04%).

Пироксениты характеризуются содержанием Fe₂O₃ (до 11,30%), FeO (11,77%) и повышенным содержанием MgO (до 25,12%) и SiO₂ (до 47,40%). И если мы сравним пироксениты с амфиболитами, то обнаружим сходство концентрации SiO₂.

Для серпентинитов характерно повышенное содержание железа (до 17,09% в сумме), кальция (до 8,00%), магния (до 23,44%) и пониженное содержание титана (до 0,23%), алюминия (до 2,10%), марганца (0,22%), натрия (0,08%), калия (0,01%), фосфора (до 0,03%).

Эпидозиты характеризуются пониженным содержанием TiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅ и повышенным содержанием SiO₂ (до 49,00%) и Al₂O₃ (до 16,70%). При сравнении хлорит-амфибол-эпидотовой породы с эпидозитом отмечается разница в содержании элементов. У первого повышенное содержание SiO₂ (до 74,4%), TiO₂ (до 2,66%), FeO (до 14,51%), MgO (до 29,97%), CaO (до 20,60%), а у эпидозита содержание этих элементов несколько ниже.

По содержанию крупноионных литофильных элементов (Ba, Rb, Sr) амфиболиты, пирит-магнетитовые породы и кварц-хлорит-амфибол-эпидотовые породы близки друг к другу, в отличие от родингитов и пироксенитов.

Содержания высокозарядных элементов Y и Zr близки в амфиболитах (Y до 43, Zr до 120), хлорит-амфибол-эпидотовых (эпидот-кварц-хлоритовых) породах (Y до 33, Zr до 215), эпидозитах (Y до 33, Zr до 74), при низких концентрациях в родингитах (Y до 6 Zr до 11) и пироксенитах (Y до 10 Zr до 12).

Наибольшие концентрации Cu установлены в пирит-магнетитовых породах (до 620) и родингитах (до 1560).

Содержания элементов-примесей в амфиболитах примерно соответствует среднему составу габбро. Пирит-магнетитовые породы обогащены Pb и V и обеднены Rb, Sr и Ba. А для родингитов характерны повышенные содержания Cu, Pb и Zn.

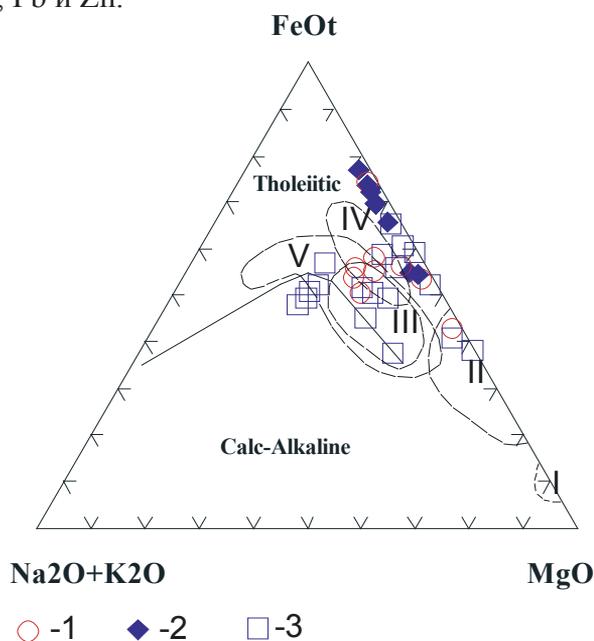


Рис. 2. Диаграмма AFM [(Na₂O+K₂O)-FeOt-MgO] Граница толеитовой и известково-щелочной серий.

Условные обозначения: 1–амфиболит; 2–амфибол-хлоритовая порода, хлорит-кварц-эпидотовая порода, амфибол-хлоритовая порода, гранат-хлорит-пироксеновая порода; поля на диаграмме: I-V - поля составов пород (I – ультрабазитов, II – кумулатов и нижних габбро, III – верхних габбро и пород дайкового комплекса, IV – океанических толеитов, V – породы марианит-бонинитовой и островодужной серий);

Из диаграммы видно, что почти все породы относятся к толеитовой серии, которые обогащены летучими компонентами. Лишь породы, обогащенные щелочными амфиболами, попадают в поле пород известково-щелочной серии. На диаграмме отчетливо видно, что точки состава пород Хурай-Жалгинского массива совпадают с полями составов пород офиолитовой ассоциации.

На вариационных диаграммах Харкера (рис. 3) показаны составы амфиболитов, пирит-магнетитовых и кварц-хлорит-амфибол-эпидотовых пород. Видно, что точки составов пород формируют единые тренды, что свидетельствует о том, что две последние разновидности являются продуктами вторичного изменения амфиболитов.

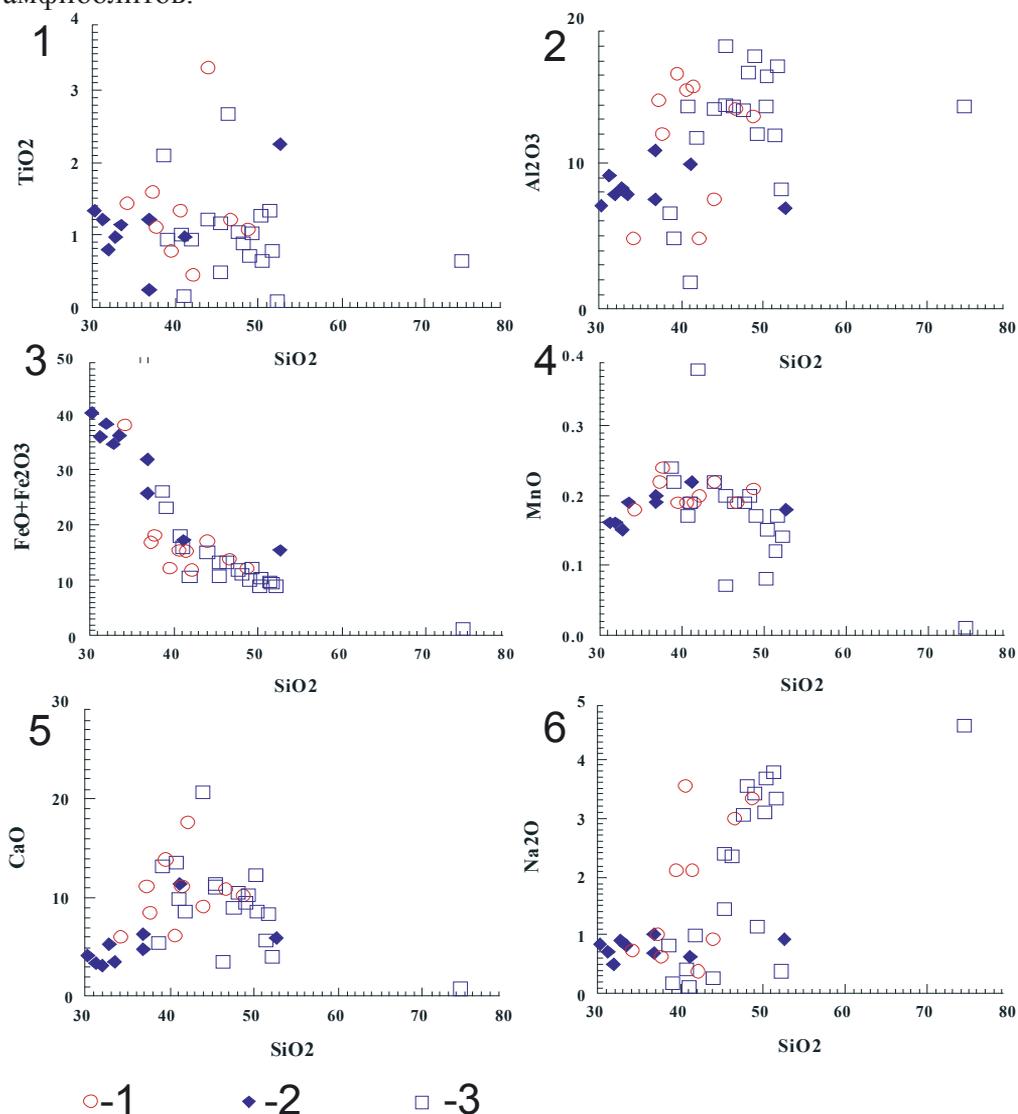


Рис. 3. Вариационные диаграммы Харкера для пород Хурай-Жалгинского массива.

Примечание: 1—амфиболиты, 2— пирит-магнетитовые породы, 3 – амфибол-хлорит-эпидотовая порода в разных соотношениях породообразующих минералов;

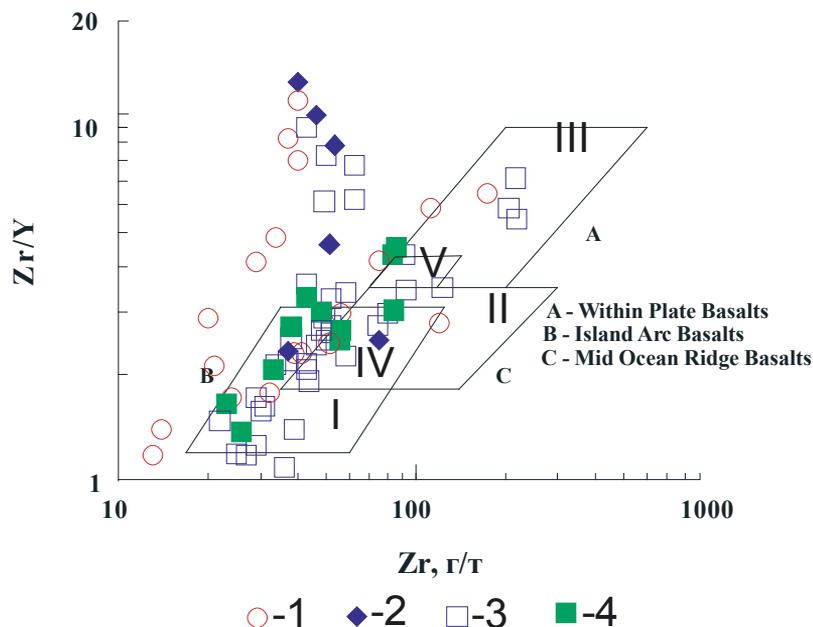


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма $Zr/Y - Zr$ для базальтов
 Условные обозначения: 1 – амфиболит, 2 – пирит-магнетитовая порода, 3 – амфибол-хлоритовая порода, хлорит-кварц-эпидотовая порода, амфибол-хлоритовая порода, гранат-хлорит-пироксеновая порода; 4 – серицит-кварцевый сланец, эпидот-серицит-кварцевый сланец. Поля на диаграмме: I – островодужные базальты; II – базальты срединно-океанических хребтов (MORB); III – внутриплитные базальты; IV – островодужные базальты и MORB; V – внутриплитные базальты и MORB.

На диаграмме видно, что почти все точки составов пород Хурай-Жалгинского массива попадают в поля островодужных базальтов, в меньшей степени, базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 4).

На дискриминационных диаграммах $MnO-TiO_2-P_2O_5$ и $Zr-Nb-Y$ видно, что точки составов амфиболитов также попадают в поля составов островодужных толеитов или базальтов океанических дуг (рис. 5, 6).

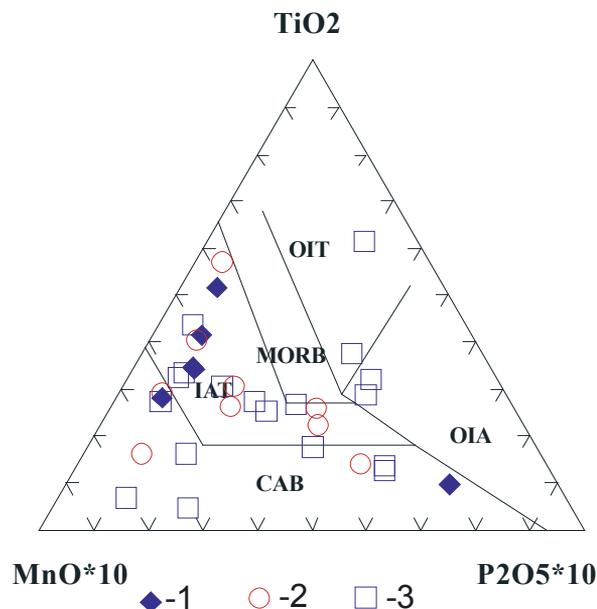


Рис. 5. Дискриминационная диаграмма $MnO-TiO_2-P_2O_5$ для базальтов.
 Условные обозначения: 1 – пирит-агнетитовая порода, 2 – амфиболит, 3 – кварц-хлорит-эпидотовая порода в разных соотношениях породообразующих минералов. Поля на диаграмме: CAB-известково-щелочные базальты; IAT- островодужные толеиты; MORB- базальты срединно-океанических хребтов; OIT- толеиты океанических хребтов; OIA- андезиты океанических островов.

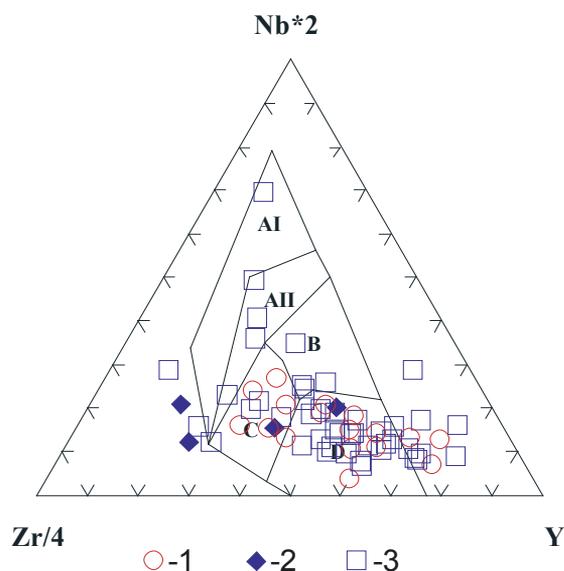


Рис. 6. Дискриминационная диаграмма Zr-Nb-Y для базальтов.

Условные обозначения: 1 – амфиболит, 2 – пирит-магнетитовая порода, 3 – хлорит-амфибол-эпидотовая порода с разными соотношениями породообразующих минералов. Поля на диаграмме: AI - внутриплитные щелочные базальты; AII - внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты; B-Е-тип MORB; C- внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг; D-N-тип MORB и базальты океанических дуг.

Заключение

Таким образом, по геохимическим характеристикам установлено, что формирование амфиболитов происходило при метаморфизме базит-гипербазитов офиолитовой ассоциации, формирующихся в островодужной обстановке.

Работа выполнена при поддержке проекта МПГК № 592 “Образование континентальной коры в Центрально-Азиатском складчатом поясе в сравнении с современными структурами Западной Пацифики”.

О ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ХОР-АНЮЙСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА (СИХОТЭ-АЛИНЬ, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

Л.Б.Сушкин

ООО «Проектинвест», Екатеринбург - Хабаровск, sushkinl@mail.ru

В последние 15 лет были получены новые поисковые результаты, позволившие во многом изменить представления о золотоносности северного сегмента Сихотэ-Алиня. Они связаны с работами на Хор-Ануйском водоразделе, в том числе, в Болотистом рудном поле, в пределах Право-Соолийского узла, на юге Соли-Тормасинского рудного района [2, 3, 7, 9, 10, 11, 12, 15].

В геологическом отношении обширная территория Хор-Ануйского водораздела (ХАВ) принадлежит к Центрально-Сихотэ-Алиньской и Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационным зонам Сихотэ-Алиньской геосинклиналино-складчатой системы.

При этом Сооли-Тормасинский потенциально рудный район (600 км²) на западе водораздела в структурном плане находится в пределах Западно-Сихотэ-Алиньской вулканогенной зоны, прослеживающейся вдоль Центрального Сихотэ-Алиньского разлома на 300 км при ширине 20-45 км. Данный район приурочен к центральной части одноимённой Западно-Сихотэ-Алиньской металлогенической зоны золотой специализации [2, 9, 10]. Положение района в зоне влияния крупного регионального глубинного разлома (с признаками рифтогенных структур) является одной из наиболее важных его особенностей.

Проведённые здесь поисково-оценочные работы позволили расширить представления о геологическом строении всего района, в том числе и эволюции его вулканогенных структур.

Расположенный на юге района Право-Соолийский рудно-россыпной узел был выявлен в 1997 г. Ранее данный район считался потенциально оловоносным, и с ним не связывали перспектив промышленной золотоносности. Выявление крупной промышленной россыпи (10 т) в бассейне руч. Болотистого было во многом неожиданным, и стало одним из наиболее значительных геологических открытий на юге Дальнего Востока в конце XXв. В настоящее время в Право-Соолийском рудном узле завершается отработка золотоносных россыпей и продолжаются поисковые работы на рудное золото. Выполненные работы позволяют сделать следующие выводы:

- Право-Соолийскому рудно-россыпному узлу отвечает крупная зонально построенная положительная морфоструктура центрального типа (вулcano-плутоническое поднятие Ø 35 км), отчётливо выраженная в рельефе, гидросети, геофизических и геохимических полях.

- Болотистое потенциально рудное поле тяготеет к восточной, наиболее разрушенной и эродированной части единой крупной Право-Соолийской палеоген - неогеновой вулcano-плутонической структуры центрального типа (андезит-базальтоидного палеовулкана щитового типа), генетически связанной с глубинным (мантийным) очагом базитового магматизма.

Глубинность его заложения по данным магнитотеллурического зондирования составляет 300-400 км, то есть он уходит корнями в верхнюю мантию. О мантийном заложении магматического очага свидетельствует и развитие в его центральной части тонкозернистых турмалинитов, вероятно, являющихся признаком интенсивного воздействия на вмещающие вулcanoгенно-осадочные породы глубинных борогидридных флюидов мантийного происхождения [9, 10, 11, 15]. Центральная часть морфоструктуры контрастно выделяется и в физических полях. По результатам аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 расположенная в центре Болотистого рудного поля интрузия габбро-диоритов, вмещающая часть рудоносных зон, отражается аномалией магнитного поля интенсивностью до 4000 - 4100 нТл. В АГСМ-поле центральная часть структуры рудного поля отчетливо фиксируется кольцеобразными ореолами калия интенсивностью 1,5-2,5%.

Основным элементом структуры Болотистого рудного поля наряду с центральной интрузией является сопряжённая с ней сложнопостроенная многоярусная дайково-силловая система, представленная субвертикальными дайками среднего-основного состава, и серией из 7-10 субгоризонтальных силлов среднего состава, верхнее из которых сложено дацитами [9, 10, 11]. По составу вторичных изменений выделяются роговики, пропилизитизированные, аргиллизированные и турмалинизированные гидротермально измененные породы.

Золотая минерализация в пределах Болотистого рудного поля представлена тремя минерально-морфологическими типами:

1) Штокверко-прожилковый золото-кварцевый тип представлен золотоносными кварцевыми прожилками в ассоциации с редко встречающимися маломощными кварцевыми жилами.

2) Вкраплено-прожилковый золото-кварц-сульфидный тип представлен рассеянной вкрапленной и прожилково-вкрапленной золотоносной сульфидной минерализацией преимущественно пирит-арсенопиритового и пирит-халькопиритового состава

3) Золото-сульфидный тип представлен локальными скоплениями золотоносных сульфидов пирит-пирротин-халькопиритового состава в меланократовых разновидностях габброидов.

Основную роль на современном уровне эрозионного среза является первый тип минерализации. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, тетрадимитом, висмутином, галенитом, сфалеритом, молибденитом, халькопиритом и самородным высокопробным золотом. Общее содержание сульфидов в прожилках обычно низкое – 0,0n–0,n%, редко до 1-5%.

Золотоносность, представляющая практический интерес, установлена в южной части рудного поля, в пределах зоны Штокверковой. Данная рудная зона представлена кварцевыми, сульфидно-кварцевыми, сульфидно-карбонат-кварцевыми, турмалин-кварцевыми вкраплено-прожилковыми зонами северо-западного простирания, обычно со сложной морфологией,

Гидротермально измененные породы представлены пропилитами и кварц-серицитовыми метасоматитами. Максимальное содержание золота Болотистого рудного поля - 231,6 г/т установлено в скважи-

не № 71 в диоритовых порфиритах с сульфид-хлорит-карбонатными прожилками. Там же установлены и маломощные жилы кварца с содержаниями до 38-45 г/т. Установленные в россыпях Болотистого узла самородки золота достигают 280-350 г (рис. 1).



Рис. 1. Самородки золота комковатой формы весом 280 г и 130 г. Болотистый золотоносный узел. Россыпь ручья Среднего.

При этом самородное золото Болотистого рудного поля отличается очень высокой пробностью (710-995, в среднем 950) с примесью палладия, меди и повышенным содержанием ртути.

В минерально-формационном (рудно-формационном) отношении золотое оруденение Болотистого рудного поля, по-видимому, правомерно отнести к кайнозойской малосульфидной золотой (золото-теллуровой, висмут-теллурового геохимического типа) субформации золото-серебряной формации (золото-кварцевой группы формаций) с существенными содержаниями в самородном золоте ртути. Вместе с тем, по минералого-геохимическим особенностям золотое оруденение Болотистого рудного поля обладает одновременно и типоморфными признаками золото-редкометалльных формаций, также развитых как на Дальнем Востоке, так и Северо-Востоке России [9, 10, 11, 15, 16].

Прогнозные ресурсы золота Болотистого рудного поля составляют не менее 100 т.

На этапе отработки золотоносных россыпей Болотистого узла при минералогических исследованиях россыпного золота была установлена примесь палладия [3], и доказано, что палладий является весьма важным индикационным микроэлементом россыпного золота из различных типов эродированных руд Болотистого поля. Его содержание составляет обычно первые граммы на тонну, достигая в отдельных случаях 10-20 г/т. В тех пробах золота, где установлен палладий, он коррелирует с медью, висмутом и теллуrom, что свидетельствует, видимо, об их парагенетических связях.

Расположенная восточнее основная часть Хор-Аньюйского водораздела находится в пределах Центрально-Сихотэ-Алиньской СФ и металлогенической зоны с доминирующей, как считалось ранее редкометалльной Sn-W минерализацией (5 рудопроявлений). Данная территория традиционно считалась малоперспективной на благороднометалльное оруденение, в связи с чем значительная часть проб не анализировались даже на золото [2, 4, 16].

Открытие в западной части ХАВ перспективного Болотистого золотоносного узла позволяет во многом пересмотреть перспективы золотоносности всего водораздела в целом. При этом особое внимание привлекает бассейн р. Поди и её левого притока р. Междугорной, где установлены слабоэродированные малые средне-основные интрузии (400×1500 м), очень близкие по составу и размерам с рудоносной интрузией Болотистого рудного поля. С этими интрузиями генетически связаны рудопроявления вольфрама (Талюке) и олова (Афродита) - с ореольными содержаниями золота до (до 0,3 г/т), а также россыпная золотоносность. При этом характерно, что направление главной рудной зоны рудопроявления Талюке совпадает с северо-западным направлением рудоносной зоны Штокверковой Болотистого рудного поля.

По-видимому, некоторые рудоносные зоны Хор-Аньюйского водораздела наследуют ортогональный план нарушений (субпараллельный руслу р. Поди), примером чего может служить выявленная в 2011 г. перспективная субмеридиональная кварц-сульфидная рудоносная зона Нижне-Рябцевая. Имеющиеся полевые данные указывают на то, что эта зона, выявленная нами на левобережье р. Междугорной,

вероятно, имеет своё продолжение и её на правобережье.

Важная роль в локализации оруденения в данном районе, вероятно, принадлежит развитым здесь толщам кремнисто-углеродистых сланцев, в которых установлена тонковкрапленная полисульфидная минерализация, в том числе с «каплевыми сульфидами» и ореольными концентрациям золота (руч. Рябцевый, в нижнем теч. р. Междугорной, басс. руч. Осеннего и др.).

Учитывая очень тесную связь золота Болотистого рудного поля с теллуридами висмута, помимо вышеописанных редкометалльных рудопроявлений, первоочередного тщательного доизучения и опосредования заслуживают в северной части водораздела рудопроявление висмута Солекуль, а также выявленные в данном районе рудопроявления селена и теллура [2, 4].

Это представляется весьма важным в связи с тем, что в конце 1990-х годов в районе Поди-Хор-Аньюйского водораздела было отобрано несколько штучных проб с высокими промышленными содержаниями золота (до 0,8-3,6 кг/т !). По имеющимся данным, это богатое коренное оруденение локализовано в кварцевых, серицит-кварцевых метасоматитах по углеродистым сланцам и серпентинитам, в зоне экзоконтакта малой интрузии гранитоидов [16].

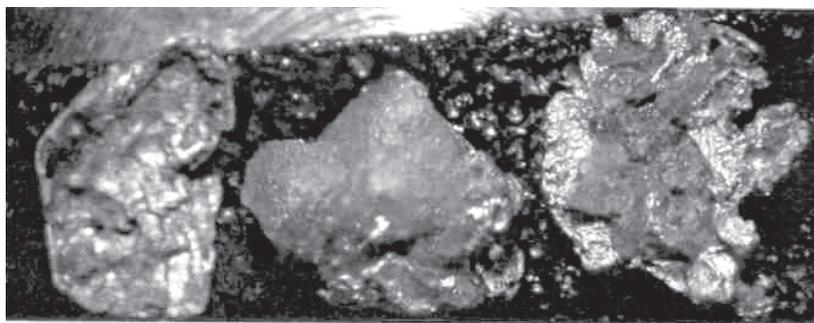


Рис. 2. Микрорезна самородного высокопробного золота в сростании с обохренным кварцем под стереомикроскопом. Фото В.В. Иванова (ДВГИ ДВО РАН).

Проведённые минералогические исследования этих рудных проб позволили выделить три вещественных типа оруденения: золото-кварцевый («Болотистый», рис. 2), золото-медно-сульфидно-кварцевый (бассейна ручья Рябцевого), золото-никель-медно-сульфидно-кварцевый, возможно, с платиноидами (бассейна реки Междугорной) типы (В.В. Иванов, ДВГИ, 2011). Установленная в рудах высокая пробность золота (mod. 870-992), примесь меди и ртути аналогичны таковым характеристикам самородного золота Болотистого золотоносного узла [3].

Не смотря на то, что место отбора этих рудных проб до сих пор не установлено, поиск в данном районе этого богатого золотого оруденения представляется тем более весьма актуальным.

Автор посвящает свой труд памяти старшего коллеги - пытливого российского геолога, выпускника Томского государственного университета Виктора Анатольевича Прыткова - участника первого этапа поисков золота в бассейне р. Поди на рубеже XX/века и Тысячелетия.

1. Буряк В.А. Основы минерогении золота. Владивосток: Дальнаука, 2003. 262 с.
2. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000, серия Сихотэ-Алинская, лист М-53-XXX, Объяснит.записка. Составитель В.А. Дымович, редактор В.И. Сухов, М., 1987. 111с.
3. Иванов В.В., Замбрицкий А.И., Молчанова Г.Б. и др. Особенности минералогии золото-висмут-теллурического оруденения Сихотэ-Алиня // Современные проблемы металлогении. Материалы научной конференции, посвящённой 90-летию академика Х.М. Абдуллаева. Ташкент: Фан, 2002. С. 176-179.
4. Мартынюк М.В. Карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1:200 000. Лист М-54- XXV. Л.: ВСЕГЕИ, 1972.
5. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М.: ЦНИГРИ, 1989. 236с.
6. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Дуан Жуйянь, Чу Цунь, Горошко М.В., Гурович В.Г. Золотоносность юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая// Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, № 6. С. 3-17.

7. Степаненко В.М., Замбржицкий А.И., Буряк В.А. Новый (Болотистый) золотоносный узел в Западно-Сихотэ-Алиньском поясе – показатель развития молодого (эоценового) плутоногенного золотого оруденения россыпеобразующей формации в этом поясе // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов: Междунар. конфер.: Тез.докл. Благовещенск: АмурКНИИ, 2001. С. 145-147.
8. Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П., Хитрунов А.Т., Родионова Л.Н., Карась Н.А. и др. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: ДВИМС, 2000. 217с.
9. Сушкин Л.Б. Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ-Алинь)// Эндеогенное оруденение в подвижных поясах: Международная конференция: Тез.докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 176-180.
10. Сушкин Л.Б. О формационной принадлежности золотого оруденения Болотистого рудно-россыпного узла (Западный Сихотэ-Алинь) // Актуальные проблемы геологии и геофизики: Республ. конфер.: Тез. докл. Ташкент: ИГГ АН РУз, 2007. Т.1. С. 300-304.
11. Сушкин Л.Б. Особенности крупных мезо-кайнозойских вулканических очагов Северо-Западного Сихотэ-Алиня// Современное состояние наук о Земле: Международная конференция, посвящённая памяти В.Е. Хаина: Тез.докл. М.: МГУ, 2011.
12. Сушкин Л.Б. О благороднометалльном оруденении в зоне Центрально-Сихотэ-Алиньского разлома//VII Всероссийские чтения, посвящённые 100-летию академика Ю.А. Косыгина: Тез.докл. Хабаровск: ИГиГ ДВО РАН, 2011. С. 220-223.
13. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев Е.И. Благородные металлы в высокоуглеродистых метаморфических породах Ханкайского террейна, Приморье// Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 70-80.
14. Эйриш Л.В. Золоторудные системы Дальнего Востока: дисс. д-ра геол.-мин. наук. Хабаровск, 1991. 493 с.
15. Sushkin L.B. Mineralogical-geochemical features of Bolotisty gold ore field (West Sikhote-Alin) // Tectonics and metallogeny of the Circum - North Pacific and Eastern Asia: Proc. of the Leonid Parfenov Memorial Conference, Abstracts. Khabarovsk: ITiG FEB RAS, 2007. P. 546-547.
16. Sushkin L.B. Metallogeny of Khor-Anyuisky Watershed (Sikhote-Alin)// Geology of Mineral Deposits: Baikal International Conference, Abstracts. Ulan-Ude: GINSBRAS, 2012. P. 45.

БЫСТРИНСКИЙ ФРАГМЕНТ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА – ПЕРСПЕКТИВНАЯ ПЛОЩАДЬ ДЛЯ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (NI, CO, CU, ЭПГ)

А.В. Татаринов, Л.И. Яловик

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tatarinov@gin.bscnet.ru

Выделенный авторами Байкало-Патомский зеленокаменный пояс (ЗКП) рифтогенного типа венд-рифейского возраста объединяет Олоkitский трог (юго-западная ветвь) и систему прогибов, заложенных на нижнепротерозойских гранитоидах чуйско-нечерского комплекса вдоль Аkitкано-Джербинского и Алeкано-Малотуюканского разломов (R₁). Северо-восточная ветвь рассматриваемого ЗКП изучена значительно слабее, чем юго-западная. В металлогеническом плане она примечательна широким распространением формации железистых кварцитов в составе медвежьевской свиты (Витимский железорудный район) [2]. Анализ данных геологических съемок показал, что Быстринский фрагмент ЗКП (Право-Быстринская антиклиналь или поднятие в представлениях [2]), имеющий размеры в плане 50×10 км, характеризуется мощным развитием даек и силлов базит-ультрабазитового состава (туюканский, чайский, доросский комплексы) в отложениях кевактинской и тепторгинской серий, интенсивно подвергнутых динамометаморфическим преобразованиям в процессе формирования надвиговых структур [1] (псаммитовые катаклазиты, динамосланцы, бластомилониты). Возраст основных пород (К-Аг определения) – 1330-1020 млн. лет, ультрабазитов (Sm-Nd метод) – 1055±69 млн. лет [2]. Среди пород этого комплекса установлены метавулканиды коматиитовой серии, представленные амфибол-хлоритовыми сланцами (анализ 1 в табл.) с игольчатой структурой типа спинифекс (тремолит-актинолит до 60-65%, хлорит+серпентин до 30%), и толеитового ряда (метадиабазы,

метагаббро). Длина по простиранию субпластовых тел метабазитов медвежьей свиты варьирует от 1,5 до 35 км, при мощности до 100-300 м. Состав дайкового комплекса весьма разнообразен: метаморфизованные ультрабазиты актинолит (тремолит) – серпентинового состава с карбонатом, протяженностью 100-500 м и мощностью до 30 м; в различной степени серпентинизированные перидотиты, лерцолиты, вебстериты; оливиновые метадиабазы, метагаббро и метапорфириты, протяженностью до 5-6 км и мощностью до 500 м.

На водоразделе рр. Бол. Туякан и Бол. Патом закартировано крутопадающее тело метадиабазов (базальтовые коматииты?) протяженностью 3500 м и мощностью 200-250 м. Центральная часть его сложена серпентинизированными ультрабазитами (перидотитовые коматииты?).

Табл.

Химический состав (мас.%) метаморфизованных базальтовых и перидотитовых коматиитов Быстринского фрагмента Байкало-Патомского ЗКП (анализы Б.В.Огиенко и др., 1969)

Окислы элементов	1	2	3
SiO ₂	48.38	40.82	42.81
TiO ₂	0.37	0.30	0.30
Al ₂ O ₃	6.71	5.83	5.62
Fe ₂ O ₃	2.94	7.96	6.82
FeO	9.93	8.60	8.05
MgO	23.82	33.03	31.89
CaO	7.69	3.27	4.35
Na ₂ O	0.11	0.10	0.10
K ₂ O	0.05	0.05	0.06
Сумма	100.00	100.00	100.00

Примечание. Образец 1 – базальтовый коматиит со спинифекс-структурой. Анализ пересчитан на сухой остаток.

Из рудных минералов в составе пород базит-ультрабазитового комплекса ЗКП установлены хромшпинелид (до 2%), магнетит (до 5-30%), ильменит, пирротин, пирит, халькопирит, борнит, халькозин.

В ходе проведения геолого-съёмочных работ на Тонодском поднятии, включая Быстринскую структуру ЗКП (Шергин и др., 1962; Баранов и др., 1964; Огиенко и др., 1969; Иванов и др., 1982, 1983; Шибаев и др., 1982), по данным сколкового опробования различных петротипов пород ультрабазит-базитового комплекса, выявлены повышенные содержания Cr (0,2-0,6 мас.%), Ni (0,1-0,3 мас.%), Co (0,01-0,3 мас.%), V (0,01-0,02 мас.%), Cu (0,01-0,1 мас.%). Общая площадь контрастных (первичных и вторичных) геохимических аномалий Cr, Ni и Co на Быстринской площади составляет 100 км². По гравиметрическим данным мощность осадочно-вулканогенной толщи, интенсивно насыщенной телами потенциально рудоносной коматиит-толеитовой серии, оценивается в 1,2-1,5 км.

Северо-восточная ветвь (Быстринская структура) Байкало-Патомского ЗКП по комплексу геолого-петрологических признаков обладает большим сходством с рифтогенными нижнепротерозойскими и рифейскими рудоносными (Ni, Cu, ЭПГ) зеленокаменными поясами Карелии, Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Поэтому, несмотря на весьма слабую изученность (в основном сколковое геохимическое опробование и приближенный спектральный анализ проб) ультрабазит-базитового комплекса Быстринской структуры, можно предполагать возможность формирования в ее пределах промышленных скоплений Ni-Co и Cu руд, а также ЭПГ.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта 14.2 СО РАН.

1. Гладков В.Г., Гирс В.М. Структуры горизонтального течения центральной части Тонодского поднятия (Патомское нагорье) // Геология и геофизика. 1988. № 1. С. 26-33.

2. Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 252 с.

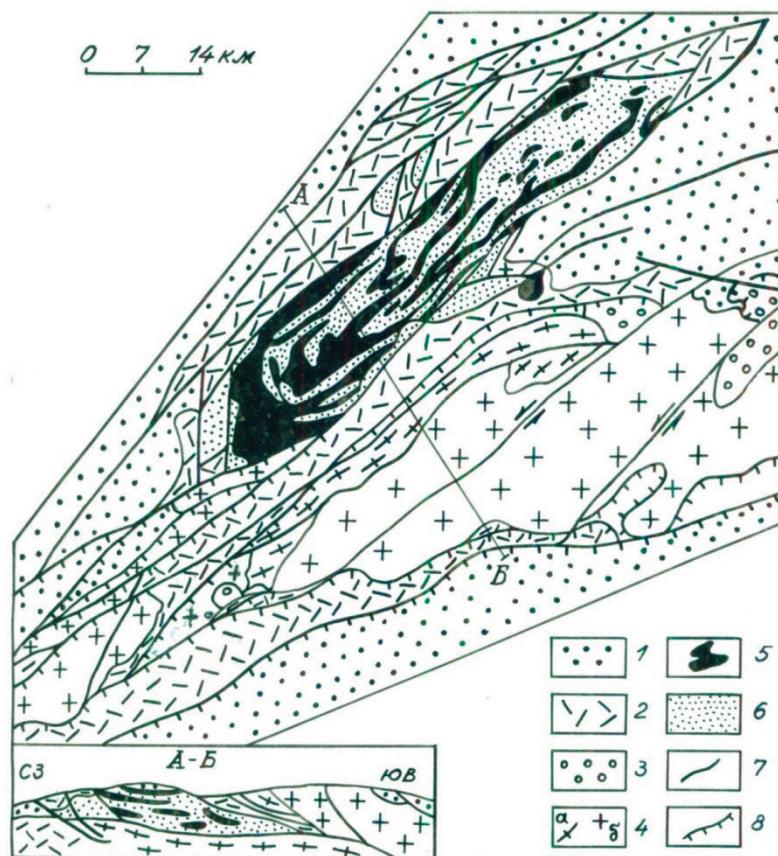


Рис. Рудоносная Быстринская структура Байкало-Патомского зеленокаменного пояса (по материалам [1, 2]).

1 – терригенная формация – углеродистые песчаники, сланцы, в основании глыбовые и валунные конгломераты (баллаганахская серия); 2 – вулканогенно-терригенная формация – пудинговые конгломераты, ортосланцы основного состава, метадиабазы (медвежевская свита); 3 – формация кварцевых песчаников и высокоглиноземистых сланцев (пурпольская свита); 4 – чуйско-нечерский комплекс гранитоидов (а – гнейсо-граниты и мигматиты, б – граниты); 5 – вулcano-плутонический базит-ультрабазитовый комплекс; 6 – туфогенно-терригенная формация (аркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты, туфы, туффиты); 7 – сдвиги и прочие неустановленной кинематики разрывные нарушения; 8 – надвиги.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПОИСКОВ НЕРАВНОВЕСНОГО УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ТОНГОКОЧИНСКОГО РАЙОНА ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ

И.Г. Татьков, Г.И. Татьков, А.М. Бадерин, Н.Е. Астахов, А.Б. Цыденов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tigr325@gmail.com

Все больший промышленный интерес на территории Тонгокочинского района Забайкальского края представляют рудопроявления неравновесного урана, приуроченные к зоне гипергенеза. Считается, что осаждение урана из грунтовых вод происходит на окислительно-восстановительных геохимических барьерах в толщах с повышенными содержаниями органического вещества, сульфидов и т.д. [5].

В качестве главного источника урана предполагаются граниты с редкоземельной, ториевой и урановой минерализацией. При электронно-микроскопическом изучении гранитов установлено, что уран локализован в уранините, отмечен в составе главных примесей (до 20%) в торите (силикат тория) и чералите (фосфат тория). Встречаются минералы сложного уран-торий-редкоземельного состава, относящиеся вероятно к фторкарбонатам. В качестве примесей (до нескольких процентов) уран и торий присутствуют в цирконе и монаците (данные Риппа Г.С.).

Особенностью изучаемого типа экзогенного оруденения является малая радиоактивность продуктивных толщ при высоких содержаниях полезной компоненты, что не позволяет эффективно применять традиционные методы наземной радиометрии, а требует комплексного подхода и совершенствования методики полевых работ.

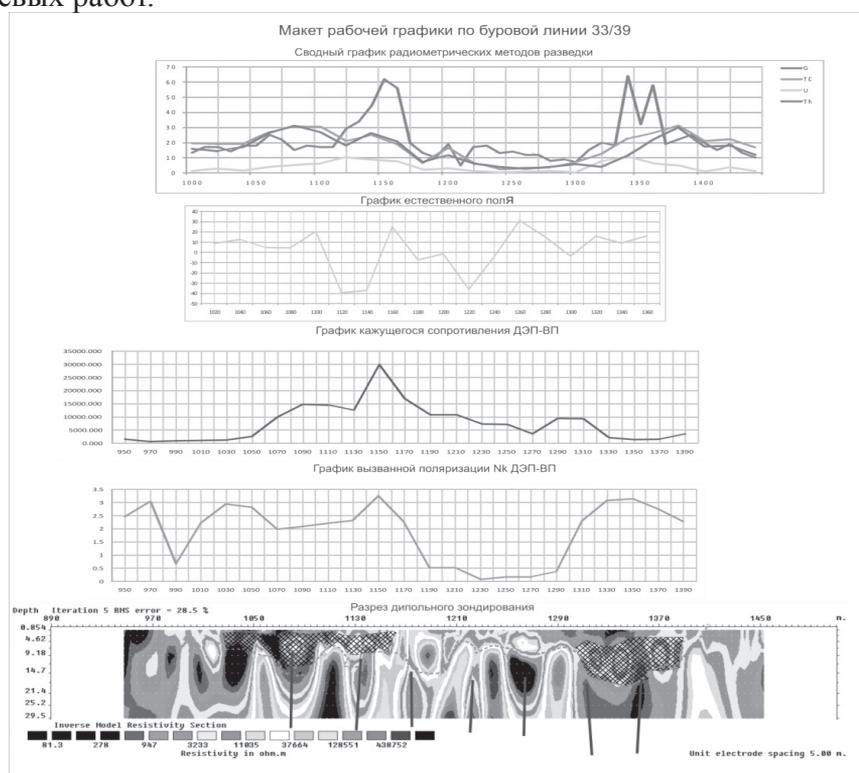


Рис. 1. Сводный макет рабочей графики.

С целью выделения новых перспективных участков на Каренгской потенциально-ураноносной площади и выработки поисковых признаков, на примере изучения известных рудопроявлений проведены комплексные геофизические структурно-картировочные (методы магнитометрии, электропрофилеирования (ЕП, СГ-ВП и многоразное дипольное зондирование), гаммаспектрометрия в полевом и лабораторном вариантах, шпуровая радиометрия [1,2,3,4,6]. По итогам анализа результатов профильных и площадных геофизических работ установлено:

1. Рудная зона представляет собой кору выветривания по сближенным субвертикальным высокопроницаемым тектоническим нарушениям – предполагаемым каналам миграции рудоносных растворов. Осаждение урана происходит в приповерхностном почвенно-растительном слое.

2. Рудная зона с доказанными содержаниями металла приурочена к пересечению идущей вдоль долины региональной тектонической зоны и перпендикулярных ей разломов, закартированных по данным площадной геофизики.

3. В роли геохимического барьера, ограничивающего рудное тело, могут выступать засоленные? четвертичные отложения, выделяемые пониженными значениями кажущегося сопротивления и максимумами ВП. Возможно также присутствие на фронте рудной зоны окислов и гидроокислов железа.

4. Приповерхностные рудные залежи картируются аномалиями радона, сочетающимися с аномалиями повышенной, относительно фона, активности по урану и МЭД (мощности экспозиционной дозы гамма-поля).

На основе анализа результатов комплексных геофизических работ можно утверждать, что в Каренгском потенциально-ураноносном районе наибольшую геологическую эффективность на поисковом этапе имеет комплекс методов в составе:

1. Гамма-спектрометрия (в полевом и лабораторном вариантах) – для экспресс анализа керн и проб, выявления, уточнения положения, оценки природы ураноносных объектов;

2. Шпуровая гамма-съемка для оконтуривания рудных залежей, перекрытых слоем мерзлых пород;

3. Радонометрия для заверки тектонических нарушений, а также разделения слабоконтрастных ано-

мальных объектов на рудные и связанные преимущественно с тектоникой;

4. Геохимическое опробование для подтверждения природы аномалий, картирования геохимических барьеров;

5. Электропрофилирование в модификации вызванной поляризации, для картирования пространственного положения окислительно-восстановительных барьеров, а также зон тектонических нарушений;

6. Магниторазведка в площадном варианте для картирования разновидностей гранитоидов и зон их наложенных изменений, оконтуривания четвертичных отложений и элементов тектоники;

7. Электротомография с шагом исследований 5-10м для выявления и детализации слепых рудоподводящих разломных зон, изучения рельефа погребённого фундамента, оценки мощности четвертичных осадочных отложений.

На разведочном этапе комплекс методов может быть дополнен:

1. Рентген-флуоресцентным анализом керн скважин на предмет оценки содержания солей, железа;

2. Экспресс измерениями содержания урана в керне и пробах методом гамма-спектрометрического анализа (лабораторный вариант);

3. Методом заряженного тела для детального прослеживания рудоподводящей структуры в пространстве.

Предложенный комплекс и последовательность геолого-геофизических работ повысит достоверность изучения геологического строения и реконструкций физико-геологических, гидрогеологических и других условий формирования рудопроявлений урана в зоне гипергенеза.

1. Вешев А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе / 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Недра, 1980. 391 с.

2. Гофман А.М. Метрологические параметры лабораторного гамма-спектрометрического метода анализа // Геохимия радиоактивных элементов и золота Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. С.7-21.

3. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980. 344 с.

4. Краснов А.И. Аэрогамма-спектрометрический метод поисков слабопроявленных месторождений урана. Методическое руководство. Л.: Недра, 1975. 108 с.

5. Лаверов Н.П., Шумилин М.В., Мельников И.В. и др. Справочник геолога по поискам и разведке месторождений урана. М.: Недра, 1989. 270 с.

6. Перевалов А.В., Астахов Н.Е., Цыденов А.Б. Измерение радона при радиоэкологических исследованиях // Город: прошлое, настоящее, будущее: Материалы международной конференции. Иркутск, 1998. С. 43-45.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ НА РУДНОЕ ЗОЛОТО НА ТЕРРИТОРИИ КАРАЛОНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА

И.Г. Татьков, Г.И. Татьков, А.М. Бадерин, А.В. Минеев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tigr325@gmail.com

Геологическим институтом СО РАН проведены комплексные геофизические работы на территории Каралонского золоторудного района. Целью поисковых работ являлись тела золото-колчеданных формаций с вертикальными и субвертикальными углами падения.

Для решения поставленных задач использован комплекс геофизических методов, основной упор в котором был сделан на методы наземной гальванической электроразведки в модификации вызванной поляризации. Эффективность электроразведочных работ доказана опытом геофизических работ, ранее проведенных нами на флангах Ирокиндинского месторождения в Муйском рудном районе.

Электроразведочные работы по методике дипольного электропрофилирования с измерением кажущегося сопротивления и сдвига фазы вызванной поляризации на различных частотах осуществлялись с использованием современного геофизического оборудования, что позволило в некоторой степени скорректировать результаты предшественников. Анализ полученных материалов показал возможность с высокой точностью картировать геоэлектрические неоднородности небольших размеров, а одобре-

менная регистрация 3-х параметров вызванной поляризации позволила избежать значительных ошибок данных.

Детальное изучение глубинного геоэлектрического строения аномалий осуществлялось при помощи электроразведочных зондирований с использованием установки типа Dipole-Dipole, что обеспечило более высокую производительность по сравнению со стандартной методикой многоразносного электропрофилирования с установкой Pole-Dipole. Для интерпретации геоэлектрических разрезов использовались комплексные данные, включающие в себя результаты магниторазведки и гамма-спектрометрии. Применение программы автоматической инверсии Res2Dinv существенно повысило разрешение и информативность зондирований.

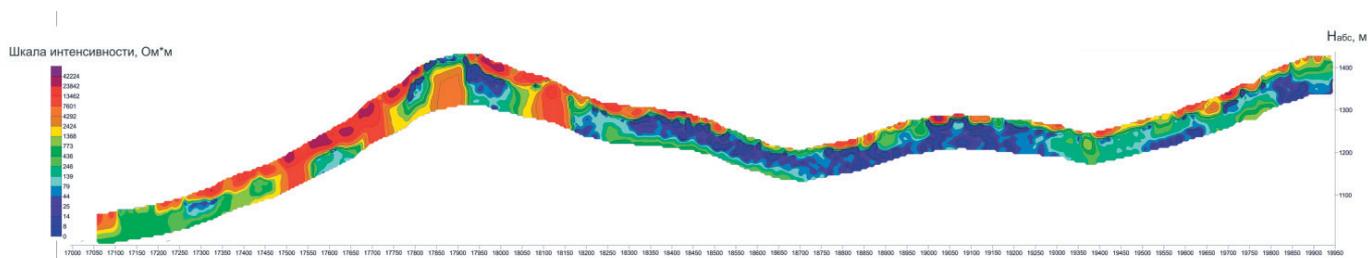


Рис.1. Геоэлектрический разрез многоразносного дипольного зондирования по профилю 195.

В результате комплексных геофизических исследований уточнены границы распространения слабомагнитных и слаборадиоактивных терригенных пород делюнской свиты и более радиоактивных и изменчивых по электропроводности и радиоактивности терригенно-черносланцевых пород джеллагунской свиты. Уточнен блоковый характер структур, возникший в результате наложения трех разнонаправленных систем разломов, главной из которых является субмеридиональная. В западной половине участка выявлены по избыточной намагниченности проявления дайкового магматизма бирамбинского интрузивного комплекса. На геоэлектрическом разрезе южном фланге закартирована покровная структура шириной до 500 м и с нижней кромкой на глубине 80 м (проф. 195), выполненная низкоомной черносланцевой толщей пород с повышенной радиоактивностью. Присутствие субгоризонтального тектонического контакта подтверждается линейными магнитными аномалиями, совпадающими с изолиниями рельефа. По результатам электротомографии на участке повсеместно установлен малоомный (до 30 м), высокоомный горизонт замороженных, крупноглыбовых пород верхней части разреза.

1. Инструкция по электроразведке // под ред. Франтов Г.С. Л.: Недра, 1984. 352 с.
2. Вешев А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе / 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Недра, 1980. 391 с.
3. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980. 344 с.

О ГЕНЕТИЧЕСКОМ ЕДИНСТВЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ РАЗНОФОРМАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРА ЧУКОТКИ

И.В. Тиболов

СПбГУ, Санкт-Петербург, itibilov@yandex.ru

1. Позднемезозойское оруденение Севера Чукотки - золото, олово, вольфрам, серебро, ртуть – характеризуется широким формационным разнообразием. Наблюдаются, в том числе, месторождения и рудопроявления золото-кварцевого, золото-кварц-сульфидного, золото-сульфидного, золото-серебряного, золото-редкометалльного, касситерит-кварцевого, касситерит-силикатного и других формационных типов. Среди исследователей наиболее широкое признание имеют представления о разногенетической природе разноформационного оруденения региона и его связи с разновозрастными магматическими комплексами [1, 5, 20 и др.]. Альтернативными являются представления о генетическом единстве позд-

немезозойских рудных проявлений, формирование которых связывается в свете пионерных разработок научной школы ВСЕГЕИ [7] - с региональными метаморфо-метасоматическими преобразованиями горных пород, завершающими эндогенные процессы позднемезозойской активизации Северо-Востока Азии. В ходе производственно-тематических работ, проведенных геологами Чаун-Чукотского горно-геологического предприятия в 80-е и 90-е годы прошлого столетия, была установлена следующая последовательность основных эндогенных событий позднемезозойского орогенного (дейтероорогенного) этапа развития мезозойской Чукотки:

- раннемеловой этап становления гранитоидных плутонов, имеющих автохтонно-метасоматическую природу;

- позднемеловой (ранне-позднемеловой) этап формирования малых интрузий (преимущественно дайки) пестрого состава и генетически связанных с ними гранитоидных массивов, также автохтонно-метасоматической природы;

- позднемеловой этап флюидогенных полистадийных метаморфо-метасоматических преобразований горных пород, в ходе которых формируются генетически взаимосвязанные разноформационные рудные проявления и месторождения позднего мезозоя Севера Чукотки.

Эта схема была опробирована при защите легенды Анюйско-Чаунской серии листов Госгеолкарты-200, принятой НРС ВСЕГЕИ в 1998 г. [18]. Одним из решающих положений в разработке представлений о формировании позднемезозойских метаморфических и жильных образований региона в самостоятельный позднемеловой этап регионального флюидогенного метаморфо-метасоматизма стало выявление так называемого позднемелового кварцевого репера (ПКР). Сущность последнего заключается в том, что кварцево-жильные (включая прожилки и микропрожилки) образования (КЖО) региона: а) являются постдайковыми и имеют существенно метасоматическую природу, то есть они формировались по механизму бестрецинного метасоматического жильнообразования [6], и б) их образование происходило в единую кварцевую стадию [12, 13]. Наличие ПКР позволило традиционной петрографией выявить генетическое единство позднемеловых КЖО с кварцем в метасоматитах разного состава (аргиллизитах, серицитолитах и березитах, светло- и темнослюдистых грейзенах, пропилитах и др.), равно как и с метаморфическим кварцем всех наблюдаемых типов гидротермального метаморфизма – в разных фациях регионального, контактового и постмагматического метаморфического метаморфизма. Следует отметить, что фациальные взаимопереходы между метаморфическими образованиями регионального и контактового метаморфизма в Чукотской складчатой области были установлены еще в середине 70-тых годов группой М.Л. Гельмана в ходерегиональных тематических исследований [3]. В общей последовательности процессов позднемелового флюидометаморфизма, проявленного в сингенетичных фациях регионального и контактового метаморфизма и сопряженно развивающихся с ним метасоматических и жильно-метасоматических образований, выделяется десять последовательных стадий минералообразования. Каждая подобная стадия формирует минеральные ассоциации, отвечающие определенным метаморфо-метасоматическим формациям. Это полевошпатовая, кварцевая, биотитовая, грейзеновая, скарновая, пропилитовая, серицитолитовая, аргиллизитовая, науглероживания и рудная стадии. В рудную стадию происходит формирование генетически взаимосвязанного разноформационного оруденения. Материалы площадных поисковых геохимических работ подтверждают вышесказанное, выявляя взаимопереходы редкометалльных, золото-редкометалльных, редкометалльно-серебро-полиметаллических, серебро-полиметаллических и собственно серебряных, золотых, золото-мышьяковых, золото-серебряных, золото-ртутных и ртутных ассоциаций, характеризующих рудные поля позднемеловых разноформационных месторождений региона.

2. Формирование позднемезозойских метаморфо-метасоматических комплексов рассматривается в рамках термодинамической парадигмы (ТП) эндогенных процессов. Согласно ТП [8, 12 и др.] основным структурным фактором в континентальных блоках литосферы являются разноиерархические и разнотипные структуры детерминированной термодинамической системы (ДТС) Земли, заложенной в глубоком докембрии. Структуры ДТС – в самом общем виде - выражают систему устойчивых неоднородностей поля напряжения - с зонами барически разгруженными и дополнительно нагруженными относительно общего барического фона. Выявляемые геологическими, геофизическими, геоморфологическими, поисково-разведочными методами разнопорядковые (от планетарно-региональных до

локальных) и разнотипные (линейные, дуговые, овальные, конические, кольцевые и пр.) структуры выражают, по существу, системно связанные устойчивые неоднородности поля напряжения литосферы – сложно организованные ансамбли структур ДТС.

В ТП рельеф рассматривается как одна из важнейших подсистем ДТС, получившая наименование матричной [12]. Устанавливается [2, 9, 12, 14], что формирование рельефа региона отвечает протоорогенному (конец неокома – начало апта) этапу становления горно-складчатого сооружения чукотских мезозоид. Отметим, что представления о протоорогенной природе рельефа горно-складчатых систем далеко не новы и разрабатывались геоморфологами с середины прошлого века [19 и др.]. Приходится признать, таким образом, что эндогенные процессы дейтероорогенного этапа развития мезозоид Севера Чукотки, включая процессы рудообразования, происходили в условиях древнего рельефа. В связи с этим представления о пострудном эрозионном срезе лишаются геологического обоснования, а наблюдаемое структурно-формационное разнообразие рудных проявлений является проявлением горизонтальной гипогенной зональности.

Достоверность излагаемых представлений проверялась на жильном и рудном материале кайнозойских золотых и оловянных россыпей, широко развитых в рудоносных полях Севера Чукотки. Вполне очевидно, что наличие кайнозойских россыпей кардинально противоречит концепции древнего - «дорудного» рельефа региона. Кристаллогенетическими исследованиями галек жильного кварца и свободных рудных минералов россыпей (касситерит, сульфиды и оксиды железа, золото) установлено, что эти образования имеют сугубо аутигенную природу. Они формировались как позднемеловые обломковидные метасоматиты в рыхлых образованиях древнего (раннемелового) аллювия, а их существенно «окатанный» облик предопределен аксиальной симметрией среды минералообразования [10, 14, 16, 17]. Наличие кайнозойских споро-пыльцевых комплексов в аллювиальных отложениях с позднемеловыми аутигенно-метасоматическими «обломками» рудных минералов обусловлено тем, что свободные рудные минералы, имеющие большой удельный вес, практически не перемещаются при многократном перемыве (и соответственно, омоложении) рыхлых образований в днищах древних долин. Кристаллогенетические наблюдения позволили также установить древний (раннемеловой) и, соответственно, дорудный, возраст элювиальных образований [10, 12, 15]. В частности, для элювиальной гранитной дресвы устанавливаются признаки минералообразования *in situ*, показана аутигенно-метасоматическая природа свободных рудных минералов в элювиальных россыпях. Для обломков жильного кварца в элювии, в том числе, рудоносного, также выявляются признаки аутигенно-метасоматического происхождения.

3. В верхних горизонтах земной коры гипогенные процессы происходят в восходящих потоках глубинных флюидов, как основных носителей энергии и вещества. Структуры ДТС предопределяют появление существенных различий в уровнях концентраций восходящих флюидных потоков – от убого- до высококонцентрированных. Наблюдаемая в рудоносных площадях разнопорядковая и разнотипная горизонтальная гипогенная зональность может быть объяснена процессами термодинамической сепарации рудных элементов, которые происходят в восходящих потоках рудоносных флюидов. Структуры ДТС, контролирующие эти процессы, по восстанию осложняются, в их составе появляются локальные высокоградиентные структуры, предопределяющие концентрированное метасоматическое рудоотложение, которое происходит на фоне большеобъемного рассеивания рудных элементов в низкоградиентных структурах ДТС. В результате основные объемы флюидогенной рудной минерализации формируют разномасштабные ореолы рассеянного минералообразования, фиксируемые геохимическими аномалиями и повышением геохимического фона [12, 13]. Представляется весьма вероятным, что в периоды регионально-планетарных активизаций напряжения в верхних горизонтах земной коры существенно возрастают относительно стационарных, обуславливая значительное повышение РТ условий минералообразования.

4. Среди разнообразных в геолого-структурном отношении месторождений региона особое значение имеют закономерно невоскрытые в древнем рельефе (первые метры – первые сотни метров) месторождения так называемого безореольного типа [11]. Они характеризуются практически полным отсутствием околорудных и надрудных геохимических ореолов, что предопределяется их формированием в геодинамике тангенциального сжатия. Здесь рудные тела отвечают локальным высокоградиентным

зонам растяжений значительного вертикального размаха. С подобными месторождениями в известном Певекском оловорудном узле [4, 5] были связаны основные запасы промышленных руд.

По степени геодинамической градиентности металлоносных структур ДТС выстраивается следующий ряд рудно-геохимических площадей (от наиболее низкоградиентных): крупные геоструктуры с повышенным геохимическим фоном, которому традиционно принято приписывать сингенетичную природу (конседиментационную или синмагматическую) → большеобъемные площади существенно рассеянного рудного минералообразования (системы «безрудных» геохимических аномалий) → рудоносные зоны и узлы сопряженного развития геохимических аномалий и рудных проявлений (месторождений) с малой вертикальной мощностью → рудные поля месторождений значительного вертикального размаха, сопряженные с геохимическими ореолами, → рудные поля месторождений безореольного типа.

Методология поисков невоскрытых крупных месторождений золота безореольного типа изложена в работе [11].

1. Бабкин П.В., Шило Н.А., Сидоров А.А. Некоторые особенности металлогении Северо-Востока // Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ АН СССР, 1972. С. 16-27.

2. Бегунов С.Ф., Ларионов Я.С., Тибилев И.В. Возраст рельефа Чукотки // Геоморфология. 1983. № 1. С. 58-63.

3. Гельман М.Л., Крутоус М.П., Филиппов А.У., Эпштейн О.Г. Анализ материалов по золотоносности зон сульфидной минерализации терригенных толщ территории Магаданской области (тема 903). ЦКТЭ, 1976 // Рекомендации по результатам тематических работ. Ч.1. Магадан, 1984. С. 35-37.

4. Иванов О.П., Бойков И.С., Ефременко Э.А., Хребтов В.М., Зорин В.Г. Перспективы промышленной оловоносности певекского узла // Колыма. 1976. № 2. С. 44-47.

5. Лугов С.Ф., Макеев Б.М., Потапова Т.М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972. 360 с.

6. Поспелов Г.Л. Парадоксы, механизмы и физико-химическая сущность процессов метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 354 с.

7. Региональные метаморфо-метасоматические формации: Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций / В. В. Жданов, Г.М. Беляев, Б. А. Блюман, Ю.А. Вишневецкая, В.К. Кузьмин, А.Т. Маслов, Б. В. Петров. Л.: Недра, 1983. 280 с.

8. Тибилев И.В. К термодинамике гидротермального рудогенеза (по материалам исследований Центральной Чукотки) // Проблемы рудно-формационного анализа и поисковой минералогии на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. С. 55-65.

9. Тибилев И.В. О системном единстве структур рельефа и эндогенных образований // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 335-351.

10. Тибилев И.В. О наблюдаемых формах метасоматоза в рыхлых средах // Кристаллогенезис и минералогия. Спб, 2001. С. 389-390.

11. Тибилев И.В. Невскрытые крупные рудные месторождения - вопросы идеологии и практика поисков // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 3. С. 46-49.

12. Тибилев И.В. Особенности геологического развития Севера Чукотки в свете термодинамической парадигмы эндогенных процессов. Магадан: СВНЦ; СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 304с.

13. Тибилев И.В. О сингенетичности фоновно-акцессорной, объемно-рассеянной и локально-концентрированной рудной минерализации полиформационной минералогической системы Севера Чукотки // Сборник трудов научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения профессора, лауреата Ленинской премии Ф.И. Вольфсона. 21-22 ноября 2007 г. Москва, ИГЕМ РАН. С. 201-204

14. Тибилев И.В. О иматровых камнях в аллювии россыпных месторождений Чукотки // ЗРМО. 2008. № 4. С. 112-117.

15. Тибилев И.В. О признаках метасоматического генезиса гранитной дресвы на поверхности вскрытых гранитных плутонов Чукотки // Минералы и минералообразование в природных и техногенных

процессах. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 40-летию Башкирского отделения РМО. Уфа: ИГ УНЦ РАН; ДизайнПолиграфСервис, 2009. С.120-122.

16. Тибилов И.В. К генезису аллювиальных россыпей Чукотки // Материалы XIV международного совещания «Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения». Новосибирск: Апельсин, 2010. С. 652-655.

17. Тибилов И.В., Бочаров С.Н., Плоткина Ю.В. О генезисе кварцевых галек и валунов аллювиальных россыпей севера Чукотки // Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 40-летию Башкирского отделения РМО. Уфа: ИГ УНЦ РАН; ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 123-125.

18. Тибилов И.В., Черепанова И.Ю. Геология Севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94с.

19. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока (Вопросы теории). М.: Наука, 1977. 256 с.

20. Шило Н.А., Белый В.Ф., Гельман М.Л., Гончаров В.И., Городинский М.Е., Ичетовкин Н.В. и др. Научное наследие Ю.А.Билибина и проблемы металлогении Северо-Востока СССР // Проблемы металлогении Северо-Востока СССР. Магадан, 1984. С. 4-14.

К ПРОБЛЕМЕ ПОТЕНЦИАЛА МУРУНТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

М.К. Турапов¹, Н.Ю. Дулабова², Б.О. Жанибеков¹, Ш.Х. Сагдуллаев¹, А.А. Вахитов¹

¹ ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов», Ташкент, Узбекистан

² Госкомгеологии Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан

Аннотация. Цель исследований - оценка перспектив Мурунтауского рудного поля, основанная на данных экспериментальных работ, геодинамических и геолого-структурных исследований. Приведены два варианта прогноза, каждому из которых дано обоснование.

Результаты исследований. Основы локального прогнозирования рудных месторождений заложены А.Е. Ферсманом, С.С. Смирновым, В.И. Смирновым, Д.И. Шербаковым, Л.Н. Овчинниковым, А.П. Соловьевым, А.И. Гинзбургом Н.И. Бородаевским, М.Б. Бородаевской, А.В. Королевым, П.А. Шехтманом, М.М. Константиновым, В.А. Нарсеевым, В.П. Федорчуком, Х.А. Акбаровым, Н.А. Никифоровым и др. учеными.

Интенсивный переход от качественного к количественному и от регионального к локальному прогнозированию отражает исторический процесс в развитии геологической науки.

Первые локально-прогнозные разработки относятся к середине прошлого столетия и связаны с именами А.В. Королева и П.А. Шехтмана, которые осуществили их на основе изучения геолого-структурных условий формирования рудных месторождений Средней Азии и размещения в них эндогенного оруденения. В дальнейшем методика локального прогнозирования распространилась в Среднеазиатский регион, далее на Казахстан, Приморье, Забайкалье и т.д.

К настоящему времени накоплен достаточно большой методический опыт локального прогнозирования, как по отдельным типам полезных ископаемых, так и по отдельным регионам. Среди работ, посвященных разработке и практическому применению методики локального прогнозирования, можно выделить труды: Н.П. Лаверова, А.В. Каждана, В.Е. Бойцева, А.Н. Еремеева, Х.К. Каримова и др. по урановым месторождениям; Г.Ф. Яковлева, П.Ф. Иванкина, В.И. Старостина, Д.И. Горжевского, А.В. Королева, В.А. Королева, Х.А. Акбарова, М.У. Умарходжаева и др. по свинцово-цинковым месторождениям; А.В.Кривцова, И.Ф.Мигачёва, М.Б.Бородаевской, И.М. Голованова по медно-порфировым; С.Ф. Лугова, А.Б. Павловского, Б.В. Макеева, М.М. Константинова, В.А. Нарсеева, Т.М. Марипова, А.Д. Швецова, М.К. Турапова и др. по золоторудным месторождениям и т.д.

По мнению М.М. Константинова и др., под локальным прогнозом надо понимать прогноз рудных полей, месторождений и рудных тел, реализуемых на крупномасштабной (1:50000 и 1:25000 и крупнее) геологической основе в процессе специализированных, общих поисков, поисковых и поисково-оценочных работ.

В рамках настоящей работы осуществляется прогноз месторождений и связан он с проведением те-

матических специализированных исследований, направленных на изучение тектонической напряженности площади, проявления золоторудной минерализации в промышленных концентрациях.

Основу материалов, подготовленных для осуществления прогнозирования, составляют данные полученные в ходе проведения лабораторных экспериментальных работ по изучению полей напряжений в структурах Мурунтауского рудного поля. Это в первую очередь схема распределения полей тектонических напряжений, далее – схема геодинамической обстановки периода рудообразования и, наконец, результаты сопоставительного статистического анализа металлогенических и тектонофизических особенностей Мурунтауского рудного поля. Как исследования показывают, золоторудные проявления Мурунтауского рудного поля пространственно связаны с площадями, где тектоническая напряженность слабая или вообще отсутствует и имеет умеренную величину. Это один из основных тектонофизических факторов. Распределения напряжений осуществляются существующими в момент рудообразования разрывными структурами, которые под влиянием сжатия пришли в тектоническую активность в форме сдвига. Активности разломов **способствовало** перераспределение напряжений (миграция напряжений в геологическом пространстве), смещение тектонических блоков и их отдельных участков. Активность разломов, а также тектонических блоков прямо повлияли на деформацию пород, отклонив ее от величины региональной деформации, формируя зоны локального сжатия и растяжения. Изменения тектонической напряженности, деформации пород отразилось на строении геологических образований рудного поля. В зависимости от литологического состава, хрупкости и пластичности пород, в целом физико-механических свойств, произошли новообразование – трещины скола и отрыва, зоны трещиноватости и дробления пород, складкообразование, флексурные изгибы, зоны отслоения и т.д. Все эти элементы тектоники в различной степени влияли на ход развития рудного процесса, на пространственное размещение оруденения, определив его морфологию, мощность, протяженность по простиранию и на глубину. Все эти данные также были использованы при оценке перспектив Мурунтауского рудного поля как поисковые критерии (признаки).

Оценка перспектив Мурунтауского рудного поля осуществлена в двух вариантах: 1^й вариант – в основе лежит факт пространственной связи около 70 % проявлений золота с площадями со слабыми величинами напряжений и нейтральными зонами; 2^й вариант – в основе разработанной критерии лежит факт приуроченности эталонного объекта – месторождения Мурунтау, а также Мютенбай и Триада к площадям с умеренными величинами напряжений (рис.1).

I вариант оценки перспектив. В результате осуществления I-го варианта прогноза в пределах рудного поля выделены пять позиций (участков), тектонофизически и геодинамически благоприятных для обнаружения новых месторождений с промышленной концентрацией золота.

Участок 1. Выделен вдоль северо-восточного разлома, в отрезке изменения его морфологии. Участок охватывает площади по обоим борта разлома и характеризуется проявлением слабых величин напряжений с изменением деформации пород в сторону уменьшения от общей силы региональной деформации. Геодинамическая обстановка соответствует проявлению локального растяжения. Юго-восточная часть участка охвачена комплексной геохимической аномалией, выделенной ранее О.И. Парамановым.

Участок 2. Приурочен к северо-восточному разлому. Тектонофизическая и геодинамическая обстановки соответствуют таковым участка 1. Участок выделен в зоне искривления северо-восточного разлома. Отмечается наличие комплексных геохимических аномалий и проявления золоторудной минерализации.

Участок 3. Структурная позиция участка определяется зоной направления северо-восточного разлома, а тектонофизическая - полями слабых напряжений и нейтральной зоной, которая обусловлена проявлением локального растяжения. Проведенные ранее геохимические работы позволили выделить в пределах участка комплексные геохимические аномалии.

Участок 4. Выделен в пределах клиновидной структуры, которая в процессах до и рудообразования испытывала выжимание. Такая геодинамическая обстановка вызвана активностью граничных разломов клиновидной структуры, что повлекло за собой падение тектонической напряженности до слабых величин.

Участок 5. Приурочен к клиновидной структуре, смещение которой в западном направлении вызвала падение напряжений до минимума, а вдоль северо-западной граничной структуры клина – до нуля,

образуя нейтральную зону.

II вариант оценки перспектив. По второму варианту выделены всего три участка.

Два участка расположены на флангах месторождения Мурунтау, а один в самой западной части рудного поля.

Участок 6. Выделен на площади между северо-восточным и широтным разломами, где они на данном участке простираются субпараллельно друг другу. В данной площади преобладают поля умеренных напряжений, за счет горизонтальных смещений площадей, прилегающих к участку. Сжатие участка с двух сторон (с востока и запада) вызвало увеличение концентрации тектонических напряжений до умеренных величин. В данном участке ранее геохимическими работами выявлены геохимические ореолы на золото.

Участок 7. Структурная позиция его аналогично позиции участка 6. Геодинамическая обстановка определяется смещением площади на запад и активностью разломов, ограничивающих её с севера и с юга. Тектонофизическое состояние участка определяется полями умеренных величин напряжений. На участке широко развиты метасоматические изменения пород, выделен ряд комплексных геохимических аномалий.

Участок 8. Расположен между перспективными участками 4 и 5. Поля умеренных напряжений определяют его тектонофизическое состояние. В структурном отношении участок приурочен к широтному рудоконтролирующему разлому.

Среди выделенных перспективных участков по II варианту прогноза наиболее интересным представляется участок 7, расположенный к востоку от месторождения Мурунтау.

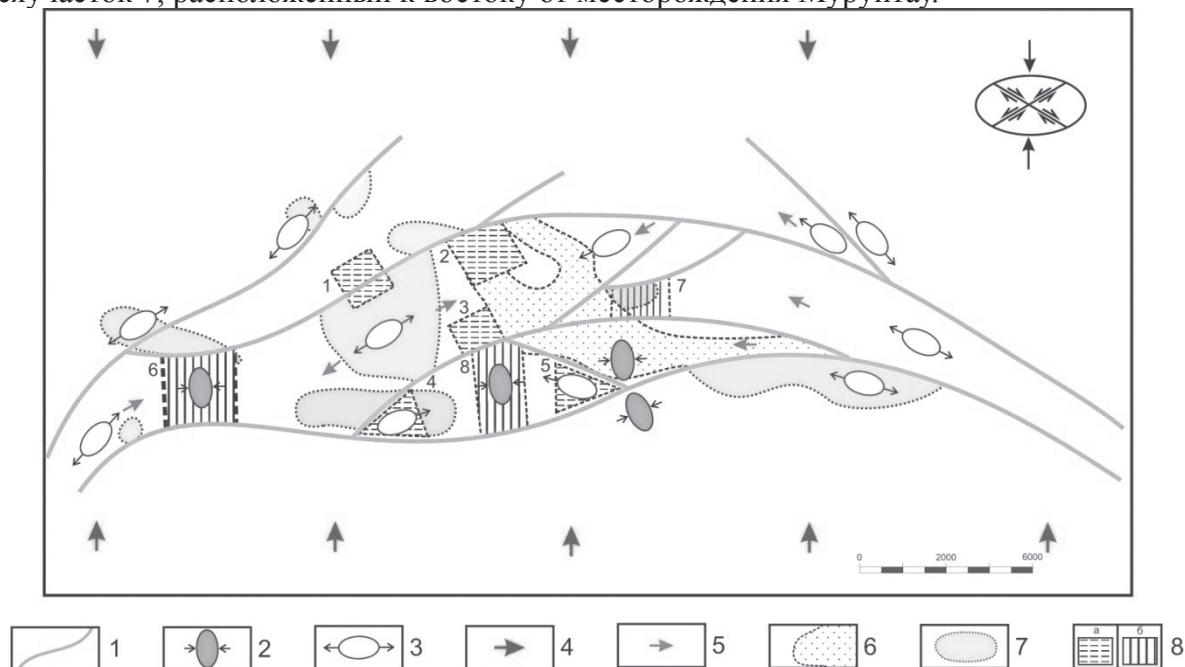


Рис. 1. Схема геодинамической обстановки Мурунтауского рудного поля с элементами прогноза.

1-разломы; 2-зона локального сжатия; 3-зона локального растяжения; 4-направления активных сжимающих усилий; 5-направления смещений блоков; 6-площади развития золотоносных метасоматитов (по М.Т. Хону, Ю.И. Парамонову); 7-комплексные геохимические аномалии (по М.Т. Хону, Ю.И. Парамонову). Элементы прогноза: 8-перспективные участки выделенные: а- I вариант прогноза, б- II вариант прогноза.

РЕКОНСТРУКЦИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ПЛОЩАДИ МУРУНТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В ЭТАПЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ

М.К. Турапов¹, Н.Ю. Дулабова², Б.О. Жанибеков¹, Ш.Х. Сагдуллаев¹, А.А. Вахитов¹

¹ ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов», Ташкент, Узбекистан

² Госкомгеологии Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан

Аннотация: Целью исследований явилась реконструкция напряженно-деформированного состояния площади Мурунтауского рудного поля на этапе золотого рудообразования. Основные исследования проведены в пределах рудного поля с применением поляризационно-оптического метода, направлены на изучение тектонических напряжений в структурах исследуемого объекта.

Результаты исследований: В соответствии с принципами тектонического моделирования (подобие, селективность, сепарация, аппроксимация, статистическая обоснованность), разработанными М.В. Гзовским, проведены экспериментальные работы по моделированию полей тектонических напряжений в структурах Мурунтауского рудного поля.

В начальном этапе исследования проведены на основе принципов постепенного приближения модели природному объекту и селективности были смоделированы поля напряжений в структурах Тамдытау-Белтауского рудного района, куда входит Мурунтауское рудное поле. Данные эксперимента позволили выявить определенные закономерности в распределении региональных тектонических напряжений в структурах района. Выявлены основные причины, определяющие распределения напряжений локальных зон сжатия и растяжения. Определены взаимоотношения полей региональных напряжений с рудоносностью района. Установлена тектонофизическая позиция и геодинамическая обстановка площадей проявления золоторудной минерализации. Тектонофизическая позиция Мурунтауского рудного поля определяется региональными полями слабых напряжений, обусловленными проявлением локального растяжения на фоне регионального горизонтального сжатия.

Структурно-тектоническая основа модели Мурунтауского рудного поля отражает его тектоническое строение периода рудоотложения. Основу модели составляют элементы, имитирующие разломы, заложенные еще до рудообразования (рис. 1).

На основе данных М.А. Ахмеджанова, О.М. Борисова, Д. Якубова, Т.Н. Долимова, М.В. Гзовского и др. модель была подвергнута горизонтальным усилиям сжатия в северо-восточном направлении, что соответствует региональной деформации Южного Тянь-Шаня в конце палеозоя.

Моделирование показало, что площадь рудного поля в целом находится в тектонически ослабленном состоянии. В некоторых местах были повышены напряженности центральной части площади модели, которая осложнена мелкими разрывными нарушениями. Высокие величины напряжений отмечаются в участках сопряжений разломов. Здесь же можно наблюдать и их нейтрализацию. Сочетание концентрации и нейтрализации напряжений в зонах сопряжений разломов указывает на проявления локальных разнонаправленных и равносильных сдвигаемых движений по разломам. Вся это показывает активность разломов, в особенности в зонах их сопряжений.

Региональная геодинамическая обстановка привела в движение не только разрывные нарушения, но также и отдельные участки, целые тектонические блоки в горизонтальной плоскости. Большинство мелких тектонических блоков имеют треугольную, клиновидную форму. Клиновидная часть блоков за счет активности граничных разломов испытывает выжимание, формируя зоны пониженных напряжений в участках сопряжений граничных структур.

Центральная часть модели рудного поля намного больше тектонически напряжена по сравнению с прилегающими площадями. По характеру распределения напряжений можно предположить, что структуры 2, 3 и 5 являются основными элементами в распределении тектонических напряжений в площади рудного поля. Их активность предопределила картину распределения напряжений.

Полосообразные поля величин напряжений в западной части модели по существу пространственно совпадают с геохимическими аномалиями, выделенными Ю.И. Парамановым и др. в качестве перспективных площадей на поиски промышленных залежей золота. Есть еще один важный фактор, который подтверждает связь геологических процессов с тектонофизическим состоянием площади проявления

золотого оруденения. Во всех вариантах эксперимента центральная часть модели Мурунтауского рудного поля остаётся более тектонически напряженной.

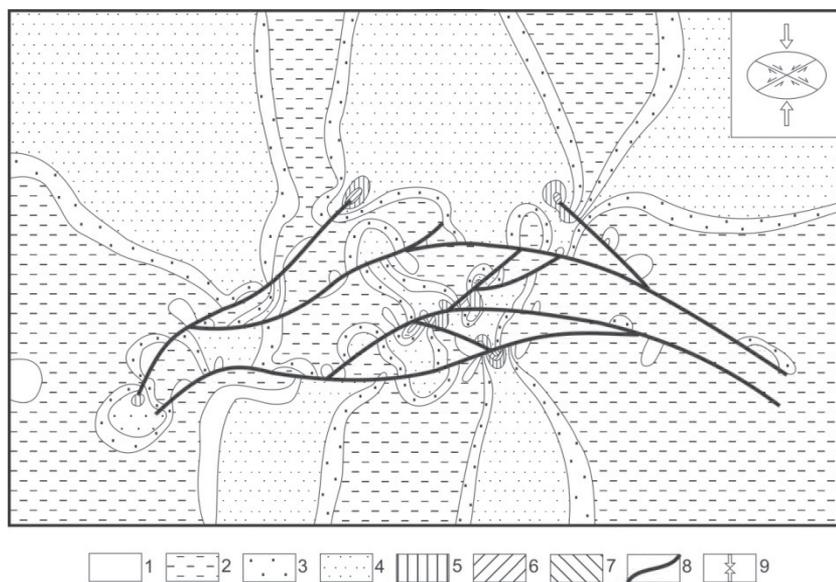


Рис. 1. Карта распределения полей тектонических напряжений в модели структур Мурунтауского рудного поля (Вариант II).

Величины максимальных касательных напряжений (в порядке увеличения τ_{\max} 1<2<3<4<5<6<7); 1-отсутствие касательных напряжений; 2, 3-поля слабых напряжений; 4, 5-поля умеренных напряжений; 6, 7-поля сильных напряжений; 8-разрывные нарушения; 9-направления активных сжимающих усилий.

По пространственному положению эта зона охватывает площади развития метасоматитов, выделенные М.Т. Ханом, Ю.И. Парамановым и другим. Известно, что метасоматические преобразования происходят при высоких давлениях и температурах. В данном случае это может быть вызвано воздействием горизонтальных усилий сжатия, что увеличивает деформацию вмещающей среды. Увеличение сжимающих усилий, сопровождающихся увеличением напряженности, вызывает повышение температуры пород, которая наряду с другими факторами способствует изменению пород. С другой стороны, нельзя исключить воздействие на геологическую среду интрузивного образования, находящегося на глубине под Мурунтау, предсказанного И.Х. Хамрабоевым еще в 80^х годах прошлого столетия.

Выше приведенные данные подтверждают предположения многих исследователей (Л.П. Зоненшайн, Т.Н. Далимов, А.К. Бухарин, М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, В.И. Троицкий и др.) о господствующей роли горизонтальных движений в палеозойское время развития Южного Тянь-Шаня. Эксперименты показывают, что горизонтальные усилия сжатия изменчивы в пространстве. Они могут переходить в вертикальные движения за счёт тектонической активности разломов, менять направления с усилением или уменьшением силы сжатия и т.д. Эти тектонофизико-геодинамические явления всецело связаны с геологической средой и его неоднородности. Сжатие может вызвать локальные изменения деформации пород, образуя зоны локального сжатия или локального растяжения.

Теперь рассмотрим тектонофизические и геодинамические особенности элементов модели, имитирующих разрывную тектонику Мурунтауского рудного поля. Характер развития полей тектонических напряжений вдоль разломов, в основном, контрастный. Контрастность в распределении напряжений наблюдается как вдоль бортов разломов, так и между бортами. Но есть участки разломов, где оба борта находятся под воздействием одних и тех, же величин напряжений.

Реконструкция геодинамической обстановки и анализ данных экспериментов показывает, что горизонтальные тектонические усилия сжатия вызвали активность всех структурных элементов рудного поля. Пришли в движение отдельные тектонические блоки, локальные участки, где наблюдается клиновидная структура. Тектоническая активность разрывных структур повлекла за собой изменение деформации пород, миграцию напряжений вдоль разломов и, в зависимости от их морфологии, кон-

центрирует или же нейтрализует напряжения. Активность разломов не высока, она имеет локальной и разнонаправленный характер, что явилось одной из причин контрастного распределения полей напряжений, как вдоль разрывов, так и внутри тектонических блоков.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МУРУНТАУСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

М.К. Турапов¹, С.Т. Марипова¹, Н.Ю. Дулабова², Б.Б. Василевский¹, Б.О. Жанибеков¹

¹ ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов», Ташкент, Узбекистан

² Госкомгеологии Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан

Аннотация. Целью исследований явилось изучение напряженного состояния площади Мурунтауского рудного поля и реконструкция геодинамической обстановки этапа рудообразования и анализ связи их с золоторудным оруденением.

Результаты исследований. Как показывают результаты работ, проведенных многими исследователями, в формировании Мурунтауского рудного поля, его месторождений, рудопроявлений и в размещении в них золотого оруденения роль разрывных структур очень велика. В связи с этим изучение механизма формирования этих структур, их развитие и состояние в этапе рудообразования являются важной геологической задачей имеющие теоретическую и практическую значимость. Решение этой задачи может способствовать эффективному проведению геолого-разведочных и прогнозных работ в пределах рудного поля, на флангах известных эксплуатируемых месторождений.

При моделировании тектонических напряжений в структурах Мурунтауского рудного поля для составления структурно-тектонической основы моделей использованы картографические материалы М.Т. Хона, А.Д. Швецова, Ю.И. Парамонова, Б.Б. Василевского и др. Масштаб исследований 1:50000.

Эксперименты проводились в нескольких вариантах, структурно-тектоническая основа каждого из них соответствуют определенному периоду развития площади рудного поля. В моделях имитируются структуры, заложенные до процесса рудообразования и имеющие определенные отношения к формированию Мурунтауского рудного поля с его многочисленными месторождениями и рудопроявлениями.

В варианте эксперимента (рис. 1), где имитируется процесс горизонтального сжатия модели структур рудного поля, наблюдается некоторое повышение тектонические напряженности. Поводом к такому заключению является преобладание в развитии полей умеренных напряжений над слабыми. И только в центральной части модели они распределены **поровну**.

Характер распределения напряжений имеют прямую связь с элементами имитирующих разломов, а также с их тектонической активностью.

Наибольшие тектонические активность проявляют в разломах 1, 2, 3 и 5, где сдвиговые процессы **способствуют** перераспределению напряжений, как вдоль самих структур, так и прилегающих им площадях. В связи с этим по бортам разломов наблюдается незначительная разность в их тектонической напряженности, а вдоль самих бортов - контрастность в их распределении.

Северо-восточные, широтные и северо-западные разрывы разбивают площадь рудного поля на ряд разновеликих и разноформных тектонических блоков, для которых характерны наличие клиновидных структур (клиновидные участки).

Важность этих тектонических элементов в формировании рудных полей и месторождений отмечали А.В. Королев и Ш.Д. Фатхуллаев (1973), В.А. Королев (1983). Проведенный А.В. Королевым и Ш.Д. Фатхуллаевым (1973) ряд экспериментов по моделированию клиновидных структур позволил установить, что тектонофизические состояния структур определяются морфологическими особенностями граничных разломов клина.

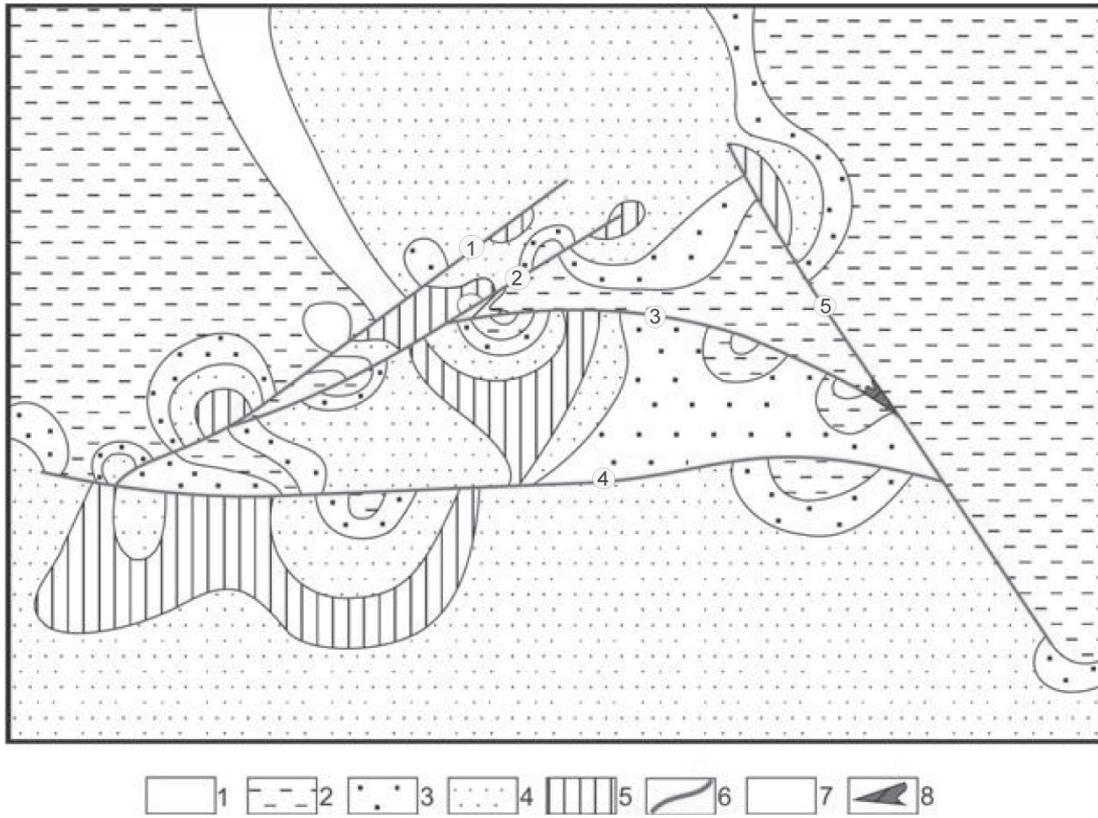


Рис. 1. Карта распределения полей тектонических напряжений в модели структур Мурунтауского рудного поля (Вариант I).

Величины максимальных касательных напряжений (в порядке увеличения значений t_{\max} $1 < 2 < 3 < 4 < 5$): 1-отсутствие касательных напряжений; 2, 3-поля слабых напряжений; 4, 5-поля умеренных напряжений; 6-линии разрывных нарушений; 7-поля активных сжимающих усилий; 8-полости приоткрывания

В пределах рудного поля можно выделить ряд клиновидных структур, отличающихся по параметрам и тектонофизическим особенностям. Однако есть одна особенность, которая их объединяет. Это то, что все клинья тектонически активны – испытывают выжимание в виде смещения по горизонтальной плоскости. В двух случаях (клинья, образованные разломами 2, 3 и 5) смещение настолько велико, что в зоне сопряжения разломов произошло образование полости приоткрываний. Причиной смещения клинов с образованием зон приоткрываний является активность граничных разломов, а причины активности - региональные тектонические усилия сжатия.

В тектоническом блоке, образованном разломами 2, 3 и 4, клиновидные его участки смещаются: одни на северо-восток, а другие на северо-запад, т.е. смещаются друг против друга. Такая геодинамика тектонического блока позволила в его центральной части концентрироваться тектоническим напряжениям до величин умеренных. В геодинамическом отношении произошло усиление деформации пород с образованием зоны локального сжатия V-образной формы.

Концентрация напряжений в центральной части блока с образованием зон локального сжатия характерна и для клиновидной структуры, образованной разломами 1 и 2. Южный участок клина испытывает выжимание в северо-восточном направлении, а северный участок смещается на юго-запад под влиянием усилий сжатия. Зародившиеся в одном блоке смещения, направленные друг против друга, естественно, в зоне их встречи усилили деформацию пород. Образовалась зона локального сжатия, где произошло концентрация тектонических напряжений. Смещение может вызвать образование трещин отрыва в породах вдоль граничных структур клина, а усиление деформации способствует смятию пород с образованием мелких складок, зон дробления и трещиноватости в хрупких породах и по напластованию, появлению разнородных образований.

Тектонофизическое состояние площади, ограниченной разломами 2, 3 и 5, в корне отличается от выше рассмотренных блоков. Для этой площади характерно наличие двух клиновидных структур: одна образована сопряжениями разломов 2 и 3, а вторая – 3 и 5, по морфологии и параметрам почти что одинаковые. Обе структуры тектонически активны, испытывают выжимание в форме смещения по горизонтальной плоскости. Одна смещается на северо-запад, а другая на северо-восток. С севера на данную площадь действуют силы сжатия, по характеру распределения напряжений видно, что синхронные смещения клиновидных структур настолько велики, что не дают силам сжатия с севера свободно проникнуть в центральные части тектонического блока. Это говорит о том, что региональные усилия сжатия могут способствовать тектонической активности разломов, а они в свою очередь вызывают горизонтальное движение блоковых структур, и сила активности этих движений может превышать силы региональной деформации. Таким образом, сила деформации пород в локальной площади может превышать силы региональной деформации. Реконструкция геодинамической обстановки данного периода развития площади рудного поля показывает, что при региональном горизонтальном усилии сжатия все структуры тектонически активизировались. Наиболее активными являлись северо-восточные и северо-западные разломы, которые своими горизонтальными смещениями спровоцировали движения субширотных разломов. Эти движения проявлены локально, в зонах искривлений и в участках их сопряжений с северо-восточными и северо-западными разломами.

Активность разломов повлекла за собой горизонтальное движение тектонических блоков и их отдельных участков с формированием зон локального растяжения и сжатия на фоне региональной деформации площади рудного поля.

Тектоническая активность разломов вызвала нестабильность их тектонической напряженности, о чем свидетельствует контрастность в распределения напряжений по бортам разрывов.

Разность в тектонофизическом состоянии двух бортов одного и того же разлома должно сказываться на геодинамике заложения его новых структурных элементов вдоль разрыва. Эти структурные элементы по своему происхождению прямо связаны с тектонической активностью разрыва, а также с составом вмещающей среды.

Новообразованные структуры представляют собой эшелонированную систему, состоящую из субпараллельных мелких разрывов, прослеживающихся вдоль бортов и в самой зоне разлома.

При такой геодинамической обстановке, когда зона разлома прикрыта, новообразованные структуры занимают пассивное положение по отношению к различным типам геологических процессов. Смена геодинамической обстановки, когда сжатие сменяется растяжением, эти новообразованные структуры активизируются и под влиянием морфогенетических и др. особенностей могут влиять на ход развития геологических явлений, в том числе и рудообразования.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕК БАСЕЙНА СЕЛЕНГИ

З.И. Хажеева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, zkhazh@geo.stbur.ru

Аллювиальные донные отложения рек бассейна р. Селенга в целом характеризуются слабой дифференциацией щелочно-кислотных условий: значения рН варьируют в пределах 7,0-8,0. Признаки оглеения выражены довольно слабо в связи с их легким механическим составом (песчаные или супесчаные, среднесуглинистые). Радиальная дифференциация профиля донных отложений проявляется в смене окислительных условий в верхних горизонтах на восстановительные в нижних.

Окислительно-восстановительные условия донных отложений зависят от степени проточности водотоков. В руслах рек, а также активных протоков в дельте, где откладывается в основном песчаный материал, в поверхностных горизонтах донных отложений преобладают окислительные условия ($Eh=100...150$ мВ). В донных осадках временных (сезонных) водотоков дельты преобладают восстановительные условия ($Eh=-50...-120$ мВ), что связано со слабой проточностью, аккумуляцией тонкодисперсных осадков и органического вещества. В протоках с активным водообменом (пр.Харауз, Лобановская), отличающихся динамичным гидрологическим режимом, окислительно-восстановительные

условия сильно варьируют.

В связи со слабой дифференциацией щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий основное значение для дифференциации химических элементов приобретает литологическая неоднородность профилей, содержание органического вещества, которое невелико и варьирует в пределах 3-6%. При этом следует учесть, что в аквальной системе с активной механической миграцией взвешенных и влекомых наносов большое значение приобретает гидродинамический фактор, определяющий литологию донных отложений.

По соотношению основных петрогенных элементов аллювиальные отложения р. Селенга и её главных притоков представляют собой известково-щелочную серию, о чем свидетельствует диаграмма $(Na+K)/Al - SiO_2$ составов обсуждаемых отложений, где они расположены в поле известково-щелочной серии. Все отложения обладают повышенной щелочностью (5,8-7,7 мас. %) с натровым типом щелочности.

Донные осадки рек бассейна Селенга отличаются относительной обогащенностью Si (K_c 1,0- 1,23) и Ti (K_c 1,0-2,1), причем накопление кремния в ДО характерно для всего изученного профиля. Донные отложения на ст. с. Новоселенгинск наиболее обогащены Ti (K_c 2,1), тогда как на ств. р. Уда и пр. Лобановская, наоборот, обеднены с коэффициентом рассеяния K_p 2,6 и 1,2 соответственно. Содержания остальных петрогенных элементов характеризуются пониженным фоном в сравнении с кларками континентальной земной коры. Во всех точках отбора проб, за исключением пр. Лобановская и р. Уда, по величине коэффициентов рассеяния они образуют следующий ряд: $Mg(1,5- 3,0) > Ca(1,5-1,9) > Al(1,2-1,5) > Fe(0,9-1,8)$. В донных отложениях пр. Лобановская и р. Уда величины этих же коэффициентов рассеяния K_p увеличиваются и изменяются в пределах: Al (1,7-1,9), Ca (2,9-3,2), Fe (3,2-4,4), Mg(5,1- 5,7). Коэффициенты рассеяния щелочных же металлов K и Na практически близки (K_p 0,97-1,3) и одинаковы по профилю.

Обедненность Ca (K_p 1,5-1,9) объясняется особенностями минералогического состава: преимущественным нахождением CaO и Na₂O во фракции мелкого песка в составе натриевых плагиоклазов. Об этом свидетельствуют коэффициенты корреляции между валовыми содержаниями макроэлементов и фракциями гранулометрического состава. Значимая корреляция содержаний CaO и Na₂O ($R=0,3-0,5$) отмечается только с фракцией 0,25-0,05 мм. В этой же фракции преимущественно содержится SiO₂ ($R>0,78$). Напротив, для Al₂O₃, Fe₂O₃ и MgO характерны тесные корреляционные связи с тонкими фракциями, особенно <0,005 мм ($R>0,85$). Очевидно, эти металлы связаны главным образом с глинистыми минералами.

Основным фактором, определяющим распределение микроэлементов в ДО, является степень дисперсности последних. В свою очередь пространственная неоднородность дисперсно-вещественного состава и физико-химических свойств донных осадков обуславливает неоднородность распределения в них химических элементов. При этом для значительной части элементов вариация фиксируется при их очень высоких валовых концентрациях. Исследование содержания ТМ в различных гранулометрических фракциях ДО показало, что с уменьшением их размера происходит рост концентраций практически всех микроэлементов, исключая Ba и Pb. На всех створах наблюдения отмечены аналогичные закономерности дифференциации концентрации микроэлементов во фракциях гранулометрического состава.

Изученные аллювиальные отложения по сравнению с кларками литосферы слабо обогащены Ba, Sr (K_c 1,0-1,25), а содержание Pb близко к кларку литосферы (K_c 0,91-1,32). Наибольшее рассеяние (K_p 2,0-8,9) характерно для Cu, Mn и Zn – элементов, активно участвующих в биологическом круговороте и отличающихся повышенной подвижностью в данных ландшафтно-геохимических условиях. По величине кларков рассеяния они образуют следующий ряд: Cu (2,0-8,9), Mn (0,81-3,36), Zn (1,0-2,43), Co, Cr, Ni, Pb, V (0,6-1,2). Для содержаний этих элементов в донных отложениях характерны и наиболее высокие коэффициенты вариации (более 28-34%).

Геохимические ассоциации, рассчитанные с учетом кларков континентальной коры, составляют элементы, по отношению к которым донные отложения рек бассейна выступают как аккумуляторы, накапливающие вещество. Наиболее отчетливо выделены природные геохимические ассоциации в устье р. Джиды и р. Селенга (с. Новоселенгинск), которые имели следующий вид: $Cr_{1,87} - Ni_{1,52} - (Co - Pb - V)_{1,38}$

– $Ba_{1,16}$ и $Co_{1,38} - Mn_{1,22} - (Ba - Cr - Ni - Pb)_{1,16}$ с суммарным показателем загрязнения не более 3,46-3,85. Общее экологическое состояние по интенсивности накопления микроэлементов в донных отложениях можно считать удовлетворительным, так как суммарный показатель их загрязнения Z_c менее 10.

Наряду с выделением геохимических ассоциаций использован факторный анализ, позволяющий выявить ассоциации элементов (факторы) с единообразными закономерностями их концентрации в донных отложениях. В факторном анализе использован R – метод главных компонент с варимаксным вращением корреляционной матрицы. В результате выделено три фактора, на которые в сумме приходится 67% учтенной дисперсии всей выборки. Этим факторам соответствуют определенные парагенетические ассоциации элементов и показателей (табл. 1).

Табл. 1

Парагенетические ассоциации микроэлементов по результатам факторного анализа

Показатели	Факторы		
	1	2	3
Ba			
Be			
Cu		0,7	
Cr	0,9		
Co	0,8		
Ni	0,7		
P			0,9
Mn		0,7	
Pb	0,8		
Sr			
V	0,7		
Zn			
ППП			-0,9
Дисперсия, %	32	18	17

Максимально высокая учтенная дисперсия первого фактора создает специфический геохимический облик донных отложений. Общей особенностью ассоциации первого фактора являются минимальные коэффициенты вариации всех микроэлементов на большей части аллювия, что косвенно свидетельствуют о равновесии между водной фазой и осадками. Все элементы, входящие в эту ассоциацию, нормированы по их концентрации в воде. Экологическую опасность могут представлять кобальт, свинец, никель, хром, ванадий и марганец, среднее содержание которых превышает кларки на ств. рр. Джиды, Темник и Селенга (ств. с. Новоселенгинск).

Второй фактор представлен медью и цинком, характерная особенность обоих элементов – положительная корреляция с содержанием тонкодисперсной фракции в речных осадках.

Третий фактор отображает антагонизм органической и минеральной составляющих донных отложений. Его полярная структура определяет в положительной части органогенный фосфор, а в отрицательной – потери при прокаливании.

Поступление в реку Селенгу значительных объемов сточных вод, сбрасываемых очистными сооружениями г. Улан-Удэ, активизирует процессы осадконакопления в русле р. Селенга. Это приводит к формированию нового типа русловых осадочных образований – техногенных илов, которые определяют важнейшие эколого-геохимические особенности поверхностных водотоков.

Обогащенность техногенных образований соединениями Fe отражается в более высоких значениях таких показателей, как фемический, железный, железистости, которые почти в 2 раза превышают аналогичные показатели аллювия. Тенденция к повышению значений алюмокремниевого и плагио-класового модулей, показателя зрелости материала пород областей сноса и понижению (чем для аллювия) значения калиевого модуля свидетельствуют об обогащении техногенных образований глинами

и алюмосиликатами.

Техногенные илы характеризуются высокими содержаниями многих химических элементов (табл.2). Высокая дисперсность вещественного состава и физико-химические свойства техногенных илов обуславливают неоднородность распределения в них химических элементов. Это наиболее типично для халькофильных элементов, особенно тяжелых металлов, показатели Кс которых достигают значений 3-6 единиц (Pb, Ni, Cr, Cu, Sb, W, Hg, Zn, Ag, Sn, Cd). При этом показательно, что минимальные значения Кс (около 1) характерны для литофильных (Zr, Y, Nb, Ba) и сидерофильных (Sc, Ti) элементов. Это подтверждает известную закономерность техногенеза, проявляющуюся в интенсивном накоплении в компонентах окружающей среды халькофильных металлов и (часто) в уменьшении содержания в них литофильных элементов.

В табл.2 приведены геохимические ассоциации, свойственные илам на участках реки по набору аномальных химических элементов и относительному положению указанных элементов в ранжированном по значениям K_c ряду. По мере удаления от города степень концентрирования элементов в илах снижается, изменяются количественные соотношения между элементами (изменяется их положение в геохимической ассоциации), снижаются показатели техногенного загрязнения Zc (табл.2). В целом данный участок реки характеризуется средним уровнем ($Zc < 24,3$) техногенного загрязнения.

Табл. 2
Геохимические ассоциации в техногенных илах (I–III)

Участок	Химические элементы и их Кс	Zc		
	1,1-1,8	2,1-2,7	3,2-4,6	
I	Li _{1,1} -B _{1,6} -V _{1,4} -Mn _{1,7} -Co _{1,6} -Ga _{1,8} -W _{1,4} -Hg _{1,5}	P _{2,1} -Cr _{2,5} -Ni _{2,7} -Ag _{2,5} -Pb _{2,6}	Zn _{3,2} -Cd _{3,2} -Sn _{4,8} -Cu _{4,6}	24,3
II	B _{1,2} -P _{1,6} -V _{1,2} -Mn _{1,2} -Co _{1,4} -Ga _{1,8} -Mo _{1,1} -W _{1,2} -Hg _{1,3}	Cr _{2,2} -Ni _{2,6} -Ag _{2,4} -Pb _{2,4} -Cd _{2,8}	Cu _{3,5} -Zn _{4,6} -Sn _{4,2}	20,7
III	B _{1,1} -P _{1,1} -V _{1,2} -Mn _{1,1} -Co _{1,3} -Cr _{1,8} -Ni _{1,8} -Ga _{1,5} -Ag _{1,8} -Pb _{1,7}	Cu _{2,8} -Zn _{2,3} -Cd _{2,2}	Sn _{3,4}	12,1

Формирование техногенных илов в условиях гидродинамически активной обстановки речного русла, особенно при небольшой глубине, определяет физико-химическую неустойчивость процесса осадконакопления в связи с сезонным фактором. В ходе этих процессов претерпевают изменения и органическая и неорганическая составляющие отложений. Тем не менее, это не исключает активной ремобилизации тяжелых металлов из отложений.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МИНЕРАГЕНИЯ УДИНО-ВИТИМСКОЙ И МОНГОЛО-АЛТАЙСКОЙ СИСТЕМ ПАЛЕОЗОИД (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ И ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

В.К. Хрусталеv

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, vkhrustalev@yandex.ru

К настоящему времени на основе обобщения геолого-структурных, геохимических, изотопно-геохронологических и палеомагнитных материалов установлено, что территория покровно-складчатого обрамления юга Северо-Азиатского кратона входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), главные тектонические структуры которого представляют собой коллаж террейнов (океанических, островодужных, кратонных, окраинно-морских) и связывающих их коллизионных и аккреционных комплексов [1,5]. В Монголо-Забайкальском секторе ЦАСП уникальной минерагенией выделяются Удино-Витимская и Монголо-Алтайская системы палеозоид (УВСП и МАСП).

Территория Монгольского Алтая представляет собой крайний юго-западный сегмент ЦАСП [3]. Для нее на основе собственных работ [2, 4, 5] и с учетом опубликованных и фондовых материалов предшествующих исследований [1, 2] были проведены палинспастические реконструкции и геодинами-

ческое районирование. На структурно-формационной карте м-ба 1:500 000 выделены главные региональные каледонские структуры Монголо-Алтайской покровно-складчатой области: ранние (Озерная структурно-формационная зона - ОСФЗ), средние (Алтайская - АСФЗ и Цаганшебетинская - ЦСФЗ) и поздние (Хархирина - ХСФЗ). В центральной части площади выделен раннедевонский коллизионный Западно-Монгольский вулcano-плутонический пояс с рифтогенными прогибами - Делуно-Юстыдским и Яматугольским и герцинскими постколлизионными рифтогенными очагово-купольными структурами – ОКС (Цаганшебетинская, Кобдинская, Алтайская, Чигэртэйская, Булганская). Установлено формирование ранних каледонид в условиях островных дуг и междугового бассейна, средних – в режиме пассивных континентальных окраин, окраинных морей и островных дуг и поздних – в условиях окраинных морей.

В Монгольском Алтае к настоящему времени установлено три месторождения: Дулан-Хараульское золото-полиметаллическое, Асхатинское золото-серебряное и Кобдогольское золото-вольфрамовое, 13 рудных рудно-россыпных узлов (РРУ), 44 рудопроявления, более 100 пунктов золоторудной минерализации и 12 золотоносных россыпей.

В результате анализа аэрогеофизических материалов при дешифрировании аэро- и космоснимков в комплексе с данными геологических съемок масштабов 1:200 000 – 1:50 000 в регионе выделены две системы (сети) региональных глубинных разломов: диагональная и ортогональная, которые активно действовали с раннего докембрия до конца палеозоя. Отдельные из них отнесены в разряд трансструктурных швов, которые играли определяющую роль при заложении, эволюции и отмирании островных дуг при латеральном перемещении зон субдукции. Так, разломами, являющимся граничными между структурно-формационными подразделениями Монголо-Алтайской складчатой системы, являются: Цаганшебетинский структурный шов (ЦСШ) – ограничивающий ОСФЗ и ЦСФЗ, а также Толбонурская зона разломов (ТЗР), которая разделяет АСФЗ и ХСФЗ. Они имели длительную историю развития, о чем свидетельствуют расположенные вдоль швов разновозрастные магматические образования: вендские гипербазиты, позднеордовикские гранитоиды тургенулинского комплекса, позднесилурийские гранитоидные интрузии кобдинского комплекса, с которыми пространственно связано золотое оруденение. Кроме этого, ЦСШ и ТЗР контролировали формирование золотого оруденения скарновой и листовитовой субформаций.

Основная информация для УВСП была получена в результате палинспастических реконструкций провесов кровли (ПК) в средне-верхнепалеозойских гранитоидах и сохранившихся от эрозии останцов рифей-среднепалеозойских вулканогенно-осадочных пород. Вышеперечисленные ПК специализированы на железорудное, колчеданно-полиметаллическое, редкометалльное и благороднометалльное оруденение, а также в их пределах размещаются перспективные рудно-россыпные узлы (РРУ) - Абагинский, Ямбуйский, Кыджимитский и Озернинский, Мэлдэлгенский, Черемшанский, Олдындинский, Турокчанский, Онинский.

По нашим данным в регионе, начиная с раннего докембрия и до конца палеозоя, функционировали две системы (сети) региональных глубинных разломов: диагональная и ортогональная [5]. Диагональная система представлена серией мощных (до 1-5 км) субпараллельных северо-восточных («байкальских») протяженных на сотни км разломов и серий («поперечных») северо-западных разрывов. Ортогональная сеть состоит из зон широтных и субмеридиональных глубинных разломов, которые относятся к категории трансструктурных. Субширотные зоны глубинных разломов пересекают разновозрастные складчатые сооружения региона и прослеживаются в фундаменте Северо-Азиатского кратона [5].

Верхнерифейские структурно-вещественные комплексы УВСП развиты в юго-западной части площади в Селенга-Хаимском перикратонном прогибе, преобразованном процессами каледонской коллизии в кратонный террейн. Прогиб выполнен вулканогенно-осадочными породами итанцинской (черносланцевой) и бурлинской (карбонатной) свит. В его северо-восточной части трассируется палеоостровная дуга, во фронтальной части которой располагается Черемшанский золоторудно-россыпной район.

На рифейском основании изученной площади сформировались терригенно-вулканические толщи (V – Ст – O) поздних каледонид Забайкальского спредингового океанического бассейна [5]. В зонах спре-

динга в УВСП, контролируемых глубинными разломами, была сформирована древняя океаническая кора, уничтоженная, в основном, последующими процессами коллизии, интрузивного магматизма и эрозии. Лишь в узлах пересечения северо-восточных разломов с Атархан – Ямбуйским и Котокель – Холуйским глубинными разломами сохранились реликты энсиматической островной дуги. В этих участках устанавливаются признаки проявления (совмещения) благороднометалльного оруденения: в Абагинском РРУ в серпентинитах выявлена прожилково-вкрапленная хромит-золото-платиновая минерализация (Pt – 0,05-1,2 г/т, Pd – 0,03-2 г/т, Au – до 0,6 г/т) а в Ямбуйском РРУ в перидотитах Приконтактной зоны установлены знаки золота и повышенные содержания Pt – до 0,5 г/т и Pd – до 0,8 г/т.

В пределах УВСП палинспастическими реконструкциями установлена система эшелонированных вулканических островных дуг различной зрелости и океанических островов, в которых преобладали вулканы толеитовой серии, и интрузии - плагиограниты муйского комплекса и габбро-диориты атарханского комплекса (Rb-Sr изохронный возраст 460-410 млн. лет). К этому времени относятся проявления золоторудных березитов (0,1-10 г/т Au) в Черемшанском РРУ, пространственно совмещенных с «черносланцевой» золоторудной минерализацией (Rb-Sr возраст 400±35 млн. лет), и вторичные кварциты (1-20 г/т) в задуговом бассейне Мылдыгенского РРУ (модельный возраст галенитов 481 млн. лет).

Формирование островных дуг в УВСП завершилось аккреционно-коллизионными процессами и становлением гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (320-280 млн. лет). Детальное изучение Мэлдэлгенского ПК позволило выделить в его центральной части палеоостровную дугу, в ближней фронтальной части которой прослежена Шапхойская золоторудная зона, включающая (с запада на восток) Замогтинское, Каменное, Сухановское и Водораздельное золоторудные проявления. В дальней фронтальной части палеодуги в пределах Верхне-Курбинского рудного поля установлена серия жильно-прожилковых золото-кварцевых тел (1-10 г/т Au), локализованных в площадных ареалах березитоидов (0,1-1,0 г/т Au), пространственно связанных с коллизионными автохтонными порфирированными гранитами баргузинского комплекса. Модельный возраст галенитов из золоторудного тела № 1 интерпретируется как нижняя возрастная граница золотого оруденения – 276 млн. лет, определяя синхронность формирования золотого оруденения с коллизионным гранитообразованием.

Постколлизионный гранитоидный магматизм в УВСП представлен штокообразными трещинными массивами ультракислых и субщелочных гранитоидов зазинского комплекса (270-245 млн. лет) [5]. В Кыджимитском РРУ в экзоконтакте Левокыджимитского массива, сложенного лейкогранитами, в оловорудных скарнах установлены повышенные содержания золота (0,01-0,2 г/т). Модельный возраст (MTa) галенитов из оловоносных скарнов 257 млн. лет. С гранитоидами постколлизионного этапа связаны проявления золото-редкометалльной формации в Кыджимитском РРУ, золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой в Мэлдэлгенском РРУ, золото-колчеданной в Абагинском и Озерном РРУ.

Для благороднометалльных образований региона выполнен структурно-вещественный формационный анализ с учетом существующих классификаций, согласно которым разработаны основы формационного анализа в приложении к золоторудным объектам. Результатом этого анализа является формационная классификация золоторудных месторождений ЦАСП.

В МАСП выделены главные золоторудные формации: золото-сульфидная, золото-кварцевая и золото-серебряная, золотосодержащие (медно-колчеданная, колчеданно-полиметаллическая, редкометалльная) и две субформации (золото-скарновая и золото-лиственитовая). Установлено, что богатое и значительное по ресурсам золотое и серебряное оруденение сосредоточено в основном в Хархиринской СФЗ.

В УВСП золоторудные объекты отнесены к следующим формациям: золото-кварцевая (Мылдыгенский, Кыджимитский РРУ), золото-сульфидно-кварцевая (Ямбуйский РРУ), золото-колчеданная (Абагинский, Озернинский РРУ), золото-сульфидная, комплексные золотосодержащие (золото-редкометалльная, золото-полиметаллическая, золото-платиноидная), хромит-золото-платиновые (Абагинский РРУ) и перспективные формационные типы (порфиристый медно-молибденовый – Амбарчики), «балеийский» - Гульматлы, золото-урановый - Онинское проявление, «карлинский тип» - проявление Банное.

Выполнен прогнозно-металлогенический анализ (ПМА) для МАСП и УВСП на новой геодинамической основе. Установлена рудоконтролирующая роль диагональных и ортогональных глубинных раз-

ломов для благороднометалльного оруденения в ранге рудно-россыпных узлов. При этом в Монголо-Алтайской складчатой области Цаган-Шибетинский структурный шов контролировал заложение интрузий диорит-гранодиорит-гранитовой формации (позднеордовикский тургенулинский и поздне-силурийский кобдинский комплексы), с которыми пространственно связано золотое оруденение. В целом, перспективы Монгольского Алтая на благороднометалльное оруденение будут определяться полиформационным серебро-золоторудным профилем («Асхатинский серебро-блеклорудный тип»).

На базе полученных материалов для УВСП уточнены границы золотоносных площадей и рекомендованы потенциально-золотоносные участки для постановки поисковых работ – Черемшанский и Замогтинский.

В целях повышения эффективности и качества прогнозно-металлогенической оценки вновь выделенных и при переоценке ранее известных золоторудных узлов на подготовительном этапе необходимым условием является построение космогеологической карты, которая представляет собой синтез данных, полученных при дешифрировании космических снимков (КС) и анализа существующей геологической карты. На основе выделения на КС конкретных геологических образований или структур, имеющих пространственно-генетическую связь с оруденением (разломы разного порядка, кольцевые структуры, купола, интрузии центрального типа, складки) составляются типовые модели благороднометалльных объектов разного ранга. В дальнейшем эти модели составят основу при локализации потенциально рудоносных площадей и их количественной прогнозной оценки.

1. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 53-70.

2. Хрусталева В.К., Хрусталева А.В. Особенности вещественного состава и прогнозная оценка золоторудных метасоматитов Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. 286 с.

3. Хрусталева В.К. Благороднометалльная плитотектоническая минерагения Монгольского Алтая. Улан-Удэ. Изд-во БНЦ СО РАН. 2008. 135 с.

4. Хрусталева В.К. Благороднометалльная плитотектоническая металлогения Монгольского Алтая // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН. 2008. №6. С. 5-14.

5. Хрусталева В.К. Благороднометалльная плитотектоническая минерагения Удино-Витимской островной системы палеозоид Западного Забайкалья // Изд. вузов Сибири. 2009. №1 (34). С. 18-27.

ПРОЦЕССЫ ГИБРИДИЗАЦИИ МАГМ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МАЛО-ХАМАРДАБАНСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Б. Хубанов, Т.Т. Врублевская, Б.Ц. Цыренов, А.А. Цыганков
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, khubanov@mail.ru

Мало-Хамардабанская вулканогенная ассоциация является одной из наиболее крупных и типоморфных структур для юрско-мелового рифтогенного магматизма Западного Забайкалья [1]. Породы, слагающие подавляющую часть ее объема, составляют бимодальную вулканогенную трахибазальт-трахитовую серию с подчиненным количеством трахиандезитов, трахириодацитов и трахириолитов (комендитов). Совокупность геологических, минералого-петрографических, геохимических и изотопно-геохимических данных позволяет считать кристаллизационное фракционирование трахибазальтовой магмы ведущим процессом формирования главных петрографических разновидностей вулканитов структуры [2]. Тем не менее, трахиандезитовые эффузивы и сиенит-порфиры (субвулканические аналоги трахитов) имеют минералого-петрографические, минералого-геохимические и геохимические свидетельства их гибридной природы.

В качестве петрографических признаков гибридности пород отмечаются: присутствие ксеногенного материала в виде различных включений (например, сиенит-порфиры содержат включения сиенитов заинского комплекса); неоднородность основной массы – чередование участков сложенных различ-

ными минеральными ассоциациями, между которыми наблюдаются заливообразные и взаимопроникающие, резкие и расплывчатые контакты; признаки неравновесной кристаллизации (в трахиандезитах наблюдается чередование участков с трахидолеритовой и трахитовой основной массой). Признаки неравновесной кристаллизации: полевые шпаты во вкрапленниках имеют как прямую, так и обратную зональность, а также реакционные взаимоотношения с вмещающим матриксом, выражающиеся в их округлой форме и появлении осветленной оторочки, содержащей мельчайшие кристаллики клинопироксена; зерна биотита опацифицированы – окружены реакционными оторочками из тонкозернистого магнетита; в одном шлифе могут наблюдаться неравновесные фазы: например, оливин и щелочной полевой шпат; полевошпатовые лейсты матрикса имеют зональное строение – сосюритизированное плагиоклазовое ядро и слабо пелитизированная щелочно-полевошпатовая краевая зона.

Характерной особенностью гибридных трахиандезитов и сиенит-порфиров являются широкие вариации химического состава минералов, например, пироксенов. На бинарных диаграммах фигуративные точки составов пироксенов из трахибазальтов, трахитов и ксенолитов из сиенит-порфиров образуют частично наложенные друг на друга поля. Пироксены из трахибазальтов характеризуются минимальным содержанием натрия и максимальными – титана и алюминия, концентрация последних закономерно понижается с ростом кремникислотности. На Si-Ti и Si-Al диаграммах салит-авгиты из трахитов находятся на продолжении векторов вариаций состава пироксенов из трахибазальтов. Пироксены из трахитов отличаются немного повышенными количествами натрия, но при этом их щелочность, как и пироксенов из трахибазальтов, не коррелирует с кремнеземом. Близкая однонаправленность вариаций титана и алюминия относительно кремния пироксенов из трахибазальтов и трахитов может быть обусловлена кристаллизационной эволюцией общего расплава для трахибазальтов и трахитов.

Пироксены сиенитовых ксенолитов из сиенит-порфиров от пироксенов трахибазальтов отличаются более низкими содержаниями титана, частично перекрываясь с составами пироксенов из трахитов, повышенной щелочностью и самыми высокими расчетными значениями трехвалентного железа, которые предполагают их кристаллизацию в условиях более высокой фугитивности кислорода, чем при кристаллизации трахибазальтов и трахитов. Следует отметить, что относительно повышенные содержания окисленного железа характерны для пироксенов вмещающих пород зазинского комплекса.

Пироксены из гибридных трахиандезитов, сиенит-порфиров имеют широкий разброс состава, попадая во все три поля: по содержанию натрия, кремния, расчетных количеств закисного и окисного железа практически полностью перекрывают поля составов пироксенов из трахитов и частично поля трахибазальтов и ксенолитов. При этом значительная часть пироксенов из сиенит-порфиров отличается от пироксенов из трахитов несколько пониженными концентрациями титана и повышенными алюминия и кальция.

По геохимическому составу трахиты и трахидациты соответствуют производным трахибазальтовой магмы. Трахиандезиты также лежат на эволюционном тренде трахибазальтовой магмы, занимая промежуточное положение между трахибазальтами и трахитами, но, учитывая, что они имеют минералогические признаки гибридности, есть основания утверждать, что часть трахиандезитов образовалась при эндо-гибридизации (endo-hybridisation) [3], т.е. смешении родственных трахибазальтовых и трахитовых магм.

Сиенит-порфиры по валому химическому составу занимают промежуточное положение между трахитами и вмещающими гранитоидами зазинского комплекса, что в совокупности с петрографическими и минералогическими данными свидетельствует о контаминации трахитовой магмы вмещающими породами.

Таким образом, минералого-петрографические, минералого-геохимические и геохимические особенности трахиандезитов и части сиенит-порфиров (субвулканических аналогов трахитов) свидетельствуют об их гибридной природе, которая обусловлена: для трахиандезитов – смешением трахибазальтовой с трахитовой магмой (эндо-гибридизация); для гибридных трахитов и сиенит-порфиров – контаминацией трахитовой магмы вмещающими породами, позднепалеозойскими гранитоидами зазинского комплекса. Предполагается, что процессы магматической гибридизации имели место в промежуточной магматической зональной камере, в которой салический расплав апикальной части взаимодействовал с породами рамы и с подстилающей более основной магмой.

1. Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации и источники // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 510-531.

2. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Шадаев М.А., Ляпунов С.М. Роль процессов фракционной кристаллизации при формировании трахибазальт-трахитовой бимодальной серии: Мало-Хамардабанская вулканотектоническая структура, Забайкалье // Петрология. 1996. Т. 4, № 1. С. 26-45.

3. Duchesne J.C., Berza T., Liegeois J.P., Auwera J.V. Shoshonitic liquid line of descent from diorite to granite: the Late Precambrian post-collisional Tismana pluton (South Carpathians, Romania) // Lithos. 1998. V. 45. P. 281-303.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Л.И. Худякова¹, О.В. Войлошников¹, Е.В. Кислов²

¹Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия, lkhud@binm.bscnet.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru

Магнийсиликатные горные породы, наиболее характерная из них дунит, входят в состав широко распространённых гипербазитовых массивов, дифференцированных ультрабазит-базитовых комплексов и щелочно-ультраосновных интрузивов. Запасы их неисчерпаемы, а практического применения они не имеют, за исключением весьма ограниченного производства огнеупоров. На месторождениях различных полезных ископаемых они образуют вскрышные и вмещающие породы, образующие отходы горнодобывающих предприятий и формирующие экологические небезопасные отвалы. Данная проблема касается ряда регионов Российской Федерации, особенно Северо-Запада, Урала, Восточной Сибири, Якутии и Камчатки. Поэтому актуальной задачей является вовлечение их в производство с получением высококачественной товарной продукции.

Из отраслей - потребителей промышленных отходов наиболее емкой является промышленность строительных материалов. Поэтому перспективным направлением утилизации отходов является получение принципиально новых строительных материалов на их основе.

Одним из перспективных направлений использования магнийсиликатных пород является применение их в производстве керамического кирпича. Рассмотрим данное направление на примере дунитов Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива, входящего в состав Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации, расположенного в Северном Прибайкалье в 80 км к северо-востоку от северного окончания озера Байкал.

В пределах Йоко-Довыренского массива разведано Байкальское медно-никелевое месторождение, выявлены проявления платиновых металлов, голубого диопсида. В 20 км к югу подготавливается к эксплуатации Холоднинское свинцово-цинковое месторождение.

Дуниты Йоко-Довыренского массива на 80-97% состоят из идиоморфных кристаллов оливина ($f=8-15\%$) размером до 3 мм в поперечнике и хромшпинели (1-2%). Отмечаются также интерстициальные клинопироксен ($f=9-11\%$) и плагиоклаз (битовнит-анортит) в количестве, не превышающем 10%. Дуниты свежие, эпизодически отмечается петельчатая серпентинизация и замещение оливина минералами группы иддингсита-боулингита. Для них не характерны гидроксил- и щелочесодержащие минералы, резко снижающие огнеупорные свойства дунитов [1].

При разработке месторождения возникает вопрос строительства инфраструктуры, что требует поставки строительных материалов в большом объеме. Предлагается частично решить этот вопрос за счет организации собственного производства керамического кирпича с использованием дунитов. Для этого разработана технология получения данного вида продукции.

В качестве сырьевых материалов использовали глину карьера "Тимлюйский" и магнийсиликатные горные породы Йоко-Довыренского массива в виде дунитов следующего химического состава, мас. %: SiO_2 - 37,40; Al_2O_3 - 1,25; MgO - 40,81; CaO - 0,40; Fe_2O_3 - 3,10; FeO - 12,60; Na_2O - 0,14; K_2O - 0,02;

ппп - 2,84.

Магнийсиликатные горные породы истирали в стержневом вибрационном измельчителе типа 75Т-ДрМ в течение 5 минут и использовали в качестве отощающей добавки. Разрабатывалась технология получения строительной керамики пластическим способом формования;

Табл.
Физико-механические показатели образцов керамики
с добавкой дунита, полученных пластическим способом формования

Количество добавки, масс. %	Температура обжига, °С	Средняя плотность, г/см ²	Огневая усадка, %	Водопоглощение, %	Предел прочности при сжатии, МПа
0	950	1,78	5,5	13,6	4,9
	1000	1,80	5,9	12,4	7,2
	1050	1,94	12,8	11,3	17,1
	1100	2,25	15,7	10,9	65,1
10	950	1,69	3,3	12,0	10,8
	1000	1,81	3,9	11,3	15,4
	1050	1,84	10,1	10,7	28,4
	1100	2,21	12,1	10,1	59,5
20	950	1,76	3,0	11,3	8,3
	1000	1,83	3,7	10,9	13,5
	1050	1,93	7,5	9,8	23,4
	1100	2,26	9,5	9,4	50,6
30	950	1,83	2,5	10,8	7,0
	1000	1,84	3,5	10,2	9,8
	1050	1,94	5,2	9,9	15,7
	1100	2,23	7,6	9,5	40,8
40	950	1,92	2,2	9,8	6,2
	1000	1,95	3,1	9,3	7,5
	1050	1,96	4,0	9,0	14,0
	1100	2,12	6,8	8,7	31,4
50	950	1,96	1,8	9,5	4,8
	1000	1,99	2,4	9,0	6,1
	1050	2,01	3,5	8,8	8,6
	1100	2,02	5,2	8,4	21,0

Известно, что на физико-механические показатели керамических материалов влияют вид добавки, ее количество и температура обжига. Для изучения зависимости механической прочности образцов от количества вводимой добавки и температуры обжига готовили образцы-кубы с размером ребра 20 мм. После сушки обжигали в лабораторной электропечи с изотермической выдержкой 3 часа при раз-

личных температурах. Содержание вводимой в смесь с глиной минеральной добавки изменялось от 10 до 50%. Температурный режим менялся каждые 50°C от 950°C до 1100°C. Испытания проводили по ГОСТ 473-81 “Изделия химически стойкие и термостойкие керамические”, ГОСТ 7025-91 “Кирпич и камни керамические и силикатные. Методы определения водопоглощения, плотности и контроля морозостойкости”. Результаты физико-механических испытаний образцов представлены в табл.

Установлено, что вид минеральной добавки, ее количество и температура обжига оказывают влияние на физико-механические показатели керамических образцов.

Наибольшую прочность имеют образцы всех составов, обожженные при температуре 1100°C. При температуре обжига 1050°C прочность при сжатии удовлетворяют требованиям ГОСТ все образцы с добавкой дунита. При температуре 1000°C - образцы с добавкой до 40% дунита. При 950°C имеют прочность при сжатии, удовлетворяющую требованиям ГОСТ для кирпича керамического (7,5-30,0 МПа) только образцы с 10-20% добавки дунита.

В результате проведенных исследований выявлено, что с увеличением количества добавки магний-силикатных пород уменьшается огневая усадка образцов и их водопоглощение за счет замены части глины дунитом, содержащим безводные силикаты магния и железа. С увеличением температуры обжига огневая усадка всех образцов увеличивается и также зависит от вида добавки и ее количества. Наибольшее увеличение огневой усадки наблюдается в образцах при меньшем количестве добавки в интервале температур от 1000°C до 1100°C, что обусловлено полным разрушением кристаллической решетки глинистых минералов и превращение их в аморфные вещества (глинозем, кремнезем).

Установлено, что повышение температуры обжига не вызывает деформации образцов с добавкой магний-силикатных пород в виду того, что в состав дунита входит до 97% оливина, температура плавления которого составляет 1890°C.

Рентгенофазовый анализ обожженных образцов керамики с добавкой дунита показал, что при обжиге шихты происходит разрушение кристаллической решетки исходных соединений с образованием минералов группы кварца, а также корунда и гематита [2]. Кристаллические новообразования позволяют сформировать новую структуру керамического черепка, определяющую физико-механические свойства полученных материалов. Увеличение количества добавки дунита в составе керамических масс приводит к изменению количества минералов группы кварца, корунда, гематита, форстерита, влияющих на прочностные показатели керамического черепка.

Были изучены строительно-технические свойства образцов керамики с добавкой магний-силикатных горных пород в виде дунитов, полученных пластическим способом формования. Морозостойкость определялась по ГОСТ 7025-91 “Кирпич и камни керамические и силикатные. Методы определения водопоглощения, плотности и контроля морозостойкости”. Термическая стойкость полученных материалов определялась по ГОСТ 473.5-81 “Изделия химически стойкие и термостойкие керамические. Методы определения термической стойкости”.

Установлено, что морозостойкость керамических материалов зависит от температуры их обжига. Образцы керамики, обожженные при температуре 1000°C, выдерживают 15 циклов замораживания – оттаивания. При температуре обжига 1050°C количество циклов замораживания – оттаивания увеличивается до 30. И при 1100°C морозостойкость керамических образцов всех видов составляет 100 циклов. Надо отметить, что после 100 циклов замораживания – оттаивания образцы не претерпели никаких изменений, однако мы ограничились данным количеством циклов, и проведение дальнейших испытаний было прекращено.

Полученные закономерности объясняются физико-механическими процессами, происходящими в обжигаемых системах. При 1000°C происходит перестройка структуры в керамических системах, они имеют значительное количество пор. Вода, находящаяся в них, при замораживании расширяется, и в процессе циклического замораживания – оттаивания приводит к разрушению образца. С увеличением температуры обжига начинается подплавление глинистой составляющей. Расплав заполняет образующиеся поры, и заполнение их водой прекращается, что приводит к увеличению количества циклов испытаний.

По термической стойкости необходимо отметить, что данный показатель также зависит от температуры обжига керамических образцов. С увеличением температуры количество термосмен увеличи-

вается. При температуре 1000°С образцы выдержали 15 термосмен, при 1050°С – 25 термосмен и при 1100°С – 35 термосмен.

В целом, образцы керамики с добавкой магнийсиликатных пород в виде дунитов, полученные пластическим способом формования, имеют показатели прочности и водопоглощения, удовлетворяющие требованиям ГОСТ 530-95 “Кирпич и камни керамические. Технические условия”: прочность 7,5÷30 МПа, водопоглощение не менее 8%; ГОСТ 7484-78 “Кирпич и камни керамические лицевые. Технические условия”: прочность 7,5÷30 МПа, водопоглощение 6%÷14% и могут применяться для кладки и облицовки наружных и внутренних стен зданий и сооружений.

Таким образом, в результате проведенных исследований разработана перспективная технология переработки магнийсиликатного сырья Северо-Байкальской рудной зоны в виде дунитов. Показано, что дуниты можно использовать при производстве кирпича керамического высокого качества. При разработке месторождений перспективно создание миникирпичного завода с выпуском продукции не только для обеспечения собственных нужд, а также для продажи.

Выполненный комплекс исследований указывает на возможность создания малоотходного производства, что позволит комплексно использовать сырье с получением высококачественной товарной продукции и решить проблемы экологически чистого горнодобывающего производства.

Работа выполняется по программе ОХНМ РАН № 5.5.2 «Получение новых видов материалов с высокими эксплуатационными характеристиками из отходов горнодобывающей промышленности» и при поддержке проекта МПГК № 592 “Образование континентальной коры в Центральном-Азиатском складчатом поясе в сравнении с современными структурами Западной Пацифики”.

1. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. - Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. - 264 с.
2. Худякова Л.И., Войлошников О.В. Строительная керамика на основе местного сырья Республики Бурятия // Строительные материалы. – 2011. - № 12. – С. 8-9.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, СФОРМИРОВАННЫЕ ПЕРЕМЕЩЕННЫМ КОМПОНЕНТОМ

Д.И. Царев, А.А. Батуева, Е.Е. Дугданова

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, dmtsarev@mail.ru, anbatueva@mail.ru

Останцы базитовых и ультрабазитовых горных пород часто встречаются среди широких полей гранитоидных образований. Эти останцы нередко принимают за ксенолиты в гранитоидах и даже за рвущие их породы. Вероятно, эти базитовые и ультрабазитовые горные породы бывают и ксенолитами в гранитах и рвущими их образованиями. Но мы их оставим в покое. А вот останцов от замещения гранитами нам приходилось встречать множество и среди них не редко базиты бывают рудоносными. На рисунке 1 помещены некоторые из них, встреченные в Западном Забайкалье и других районах. Здесь мы поместили только рудоносные останцы базитов находящихся в «кольце» сиенитов, возникших в контактовых зонах базитов с гранитами. В контакте базитов с гранитами сиениты возникают в том случае, если базиты богаты сильными основаниями (Ca, Mg). Это дает возможность повышать химический потенциал щелочей при гранитизации основных горных пород. Гранитизирующий флюид становится недосыщенным SiO и богатым активными щелочами. Поэтому вместо гранитов метасоматически за счет базитов образуются сиениты [1].

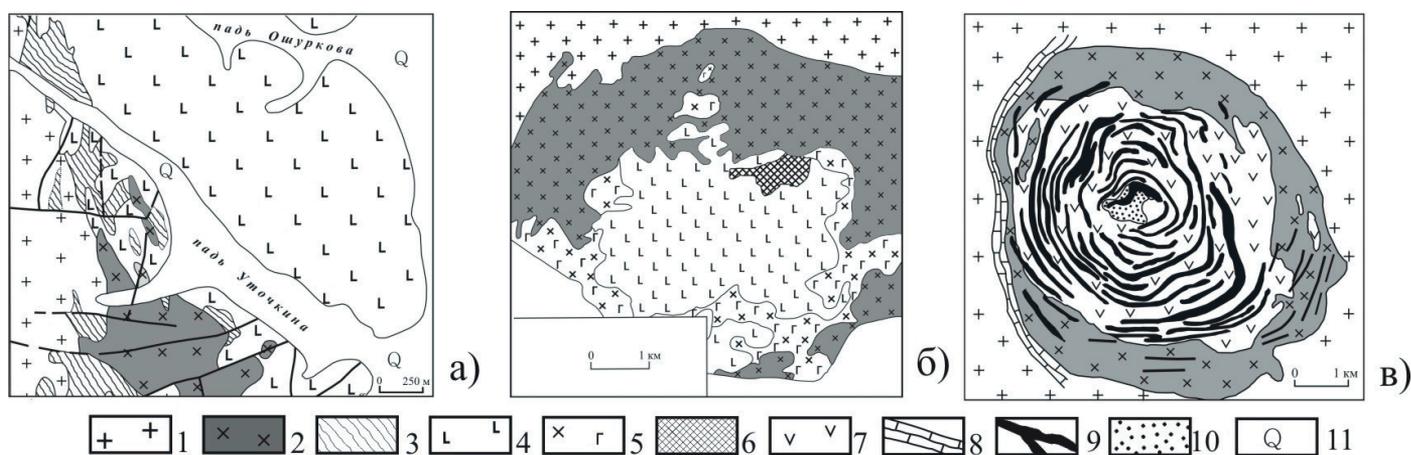


Рис. 1 Месторождения, возникшие в результате гранитизации базитов: а – Ошурковское месторождение апатита, б – Арсентьевский массив, в – массив Арбарастах.

1- граниты; 2 – сиениты; 3 – гнейсы; 4 – габбро; 5 – монцодиориты, сиениты; 6 – рудное тело; 7 – пироксен-флогопитовые породы; 8 – кальцифиры; 9 – карбонаты; 10 – апатит-магнетитовые породы; 11 – четвертичные отложения.

Многочисленные изометричные в плане структуры апатитовых и апатит-карбонатитовых магматогенно-метасоматических месторождений считаются трубчатыми. Это означает, что формировались они при вертикальной подаче магматического и флюидного вещества из глубин к поверхности. Открытые системы, сообщающиеся с дневной поверхностью, представляют, в большинстве случаев, вулканические аппараты. Такое представление считается достоверным, если на поверхности сохраняются продукты вулканических извержений. Если таковых не имеется, то они или срезаны эрозией, или их вообще не было и, в таких случаях, вертикальная рудообразующая или безрудная система остается загадкой.

Трубчатые структуры известны на месторождениях многих полезных ископаемых и обычно их считают глубинными, т.е. выклинивающимися на глубине, не доступной для эксплуатационных работ.

На апатит-карбонатитовых месторождениях, у которых обнажающаяся на дневной поверхности или под рыхлыми молодыми отложениями верхняя часть имеет изометричное в плане тело, окруженное гранитами или гранито-гнейсами, может представлять собою останец базитовой или ультрабазитовой интрузии, замещенной гранитоидами. А таких безрудных останцов от замещения гранитоидами горных пород повышенной основности бесчисленное множество. Протогора нашей планеты в про-

шлом состояла из базитов и ультрабазитов. Большинство полезных компонентов в рассеянном виде находится в этих протопородах. Формирование земной коры происходило и происходит за счет облегчения горных пород на ее поверхности. Осадочный слой коры имеет объемный вес в основном до 2, гранитная часть коры до 2,5, базитовая до 3, ультрабазитовая верхняя мантия – до 3,5. Гидросфера на поверхности Земли имеет объемный вес, близкий к 1. Объемный вес слоев атмосферы облегчается по направлению к экзосфере, где столкновения атомов веществ очень редки. Затем – пространство космоса с объемным весом – 0. В центре Земли масса вещества, по данным расчетов, достигает $1,932 \cdot 10^{24}$ кг.

Дифференциация массы Земли осуществляется в основном потоками водного флюида, преобразующего тяжелые горные породы мантии в более легкие породы коры. Флюиды осуществляют повсеместную гранитизацию горных пород с помощью растворенных в них щелочных компонентов. Они метасоматически преобразуют базиты и ультрабазиты в гранитоподобные кварц-полевошпатовые породы, которые при повышении температуры плавятся с образованием магматических гранитов. Компоненты-примеси, находящиеся в базитах и ультрабазитах в равновесно-рассеянном состоянии, при гранитизации попадают в неравновесные условия и вместе с отделяющимся от кристаллизующегося гранитного очага флюидом выбрасываются в имеющуюся ранее порово-трещинную флюидную систему. При благоприятных для концентрирования компонентов в общей флюидной системе возле экранирующих (трудно проницаемых) или реакционно-способных горных пород осаждаются и образуют эпигенетические геологические тела, в том числе и рудные. Трудно проницаемыми горными породами являются тонкозернистые дайки и другие плотные изверженные породы, из осадочных – аргиллиты, алевролиты. Реакционно-способными являются чаще всего карбонатные породы. Они бурно реагируют на кислые флюиды и осаждают растворенные компоненты. Примером тому является Ермаковское бериллиевое месторождение. В нем экранами являются дайки и карбонатные породы.

Таким путем формируются многочисленные магматогенно-метасоматические месторождения, в том числе и апатитовые и апатито-карбонатитовые. Они представляют собой останцы более плотных образований как результат «некачественной» дифференциации земной коры.

Щелочные флюиды, производящие гранитизацию, как правило, не очень богаты щелочами (Na и K). При замещении базитов и ультрабазитов, богатых Ca, Mg, т.е. сильными основаниями. Растворяемые при гранитизации сильные основания горной породы повышают активность щелочей. Гранитизирующий раствор становится недосыщенным кремнеземом и вместо гранита образуется сиенит. Д.С. Коржинский связывает это явление с повышением во флюиде химического потенциала щелочей. Он назвал его «отраженной щелочностью» [1]. Это явление мы обнаруживаем часто на апатитовых и апатит-карбонатитовых месторождениях, где оно проявляется в определенном порядке в следующих зонах, от периферии к центру месторождения: 1) граниты, 2) сиениты, 3) базиты, ультрабазиты, 4) рудные тела (рис. 1).

Возникает вопрос: вероятно, далеко не все трубчатые структуры являются глубинными, связанными с каналами вулканов. Некоторые из них сформировались при гранитизации базитов и ультрабазитов как останцы протопород при гранитизации. При блоковой тектонике вертикально перемещенные блоки гранитизировались по-разному. В опущенных гранитизация прошла раньше и интенсивнее, в приподнятых – наоборот. Блоки, оконтуренные прямыми линиями сместителей, скруглялись при замещении, которое происходило интенсивнее на углах из-за большей кривизны поверхности. Со временем останцы от гранитизации блоков скруглялись, принимали в вертикальном профиле форму более или менее похожую на перевернутый конус. Фронт метасоматизма становился все меньше, а активность больше. Это приводило к более глубокому метасоматическому преобразованию базитовых и ультрабазитовых останцов горных пород.

Структура перевернутого конуса способствовала сходимости энергетических и вещественных потоков в ее центре. Следовательно, остаточные от выноса продукты метасоматизма скапливались также в центре конусной структуры, подчиняя закону флюидного давления с увеличением кривизны поверхности.

Эта интерпретация процессов гранитизации земной коры и формирование рудных месторождений в структурах перевернутых конусов нам кажется, вполне может заменить, в какой-то мере, рудные структуры диатрем (трубки взрыва). По крайней мере, упрощает генетические представления о глу-

бинности некоторых месторождений полезных ископаемых.

Подобные расположения горных пород имеют место и на Арсентьевском массиве. Такая картина позволяет выразить закономерность в формировании апатитовых месторождений. Она заключается в том, что базитовые горные породы, содержащие апатитовое оруденение, часто заключены в сиенитовое окружение с более обширной гранитизацией на периферии. Это явление служит доказательством того, что гранитизация пород богатых сильными основаниями (Mg, Ca, Fe) осуществляется с повышением химического потенциала щелочей. Потому вместо гранитов при гранитизации этих пород формируются сначала сиениты, а затем граниты.

Длительный период изучения многочисленными исследователями Ошурковского апатитового месторождения не мог однозначно решить его происхождение. Нам удалось выявить неучтенные и мало известные широкому кругу геологов явления, еще более проливающие свет на расшифровку происхождения этого объекта. К ним относятся интенсивное проявление метасоматических процессов, связанных с гранитизацией базитовых пород и развитием в связи с этим гнейсов, мигматитов и сиенитов в тектонически ослабленном массиве габбро.

Региональное тектоно-магматическое воздымание протокры Западного Забайкалья, привело к формированию и обнажению Ангаро-Витимского гранитоидного ареала, частично заместившего базитовую кору на гранитовую. Сохранились лишь отдельные останцы измененных базитов и ультрабазитов, в которых разместились многочисленные апатитовые, железорудные, титановые и редкоземельные карбонатитовые месторождения, среди которых и Ошурковское месторождение апатита.

По типу метаморфизма Ошурковский массив следует отнести к габбро-амфиболитам. Первично-магматический пироксен амфиболизирован и сохранился в основном в реликтах внутри зерен амфибола.

Массив претерпел щелочной метасоматизм, при котором происходила гранитизация с привнесением Na, K, и затем Si. Краевая часть раздробленного тектоникой останца габбро на контакте с гранитами сиенитизирована в результате повышения потенциала щелочей при замещении гранитом пород габбро с высокими содержаниями сильных оснований (Ca, Mg). Такой процесс метасоматического замещения Д.С. Коржинский назвал с отраженной щелочностью [2, 3]. Кроме того, апатитоносные габбро гнейсированы и мигматизированы.

Называемые предыдущими исследователями гибридные породы – это, по нашему мнению, неравномерная сиенитизация при гранитизации раздробленного габбро. Замещение проявилось с выносом Ca и Mg при частичном соединении Ca с фтором и фосфором с образованием вторичного (метасоматического) апатита.

Щелочной метасоматоз, вызванный гранитизацией, привнесил в габброидный останец полевошпатовую минерализацию (альбит-олигоклазовую и калишпатовую). В некоторых местах, особенно в приконтактовых зонах с базитовыми дайками, экранирующими сиенитизирующие флюиды, образовывались сиенитовые и габбровые (в зависимости от количества темноцветных минералов) ореольные и трещенные пегматиты, иногда, с крупными зернами, кристаллами и дендритами апатита и полевых шпатов.

Дайки мелкозернистого габбро, мощностью до метра, редко крупнее, образуют вторую фазу массивного габбро. Они апатитоносны. Как и массивные габбро, сиенитизированны, иногда полностью, оставляя лишь отдельные реликты; местами же они сохранились от замещения. Различная степень сиенитизации заводит в заблуждение геологов и они вместо габбро видят в них различного вида лампрофиры. Более молодые дайки (аплиты и гранитные пегматиты) секут массивные габбро, сиениты, дайки габбро, гнейсы и мигматиты и крупные гнезда апатита.

Последними по времени образовалась гидрогенная минерализация: карбонатные и кварц-карбонатные жилы, приуроченные к трещинам и зонам дробления, и цеолиты (стильбит и гейландит). Они проявляются на поверхностях скальных обнажений и трещин совместно с карбонат-гетитовыми и лимонитовыми натекками, обрушающимися, по мере накопления, под действием дождей и силы тяжести.

В своей работе мы представляем ряд процессов, прошедших за длительный геологический период времени до современного, которые подтверждены взаимоотношениями друг с другом различных геологических тел.

Представление некоторых исследователей об образовании Ошурковского месторождения складывается из того, что при внедрении в габбро гранитной интрузии происходил контактовый метасоматоз с привносом фосфора. Это представление однобокое. Содержание фосфора в гранитах весьма низкое, его хватает только на образование акцессорных минералов.

Фосфор переносился при гранитизации фосфорсодержащих габбро от периферии габброидного тела к его центру, т.е. происходило переотложение фосфора внутри габброидного массива. Такое явление Д.С. Коржинский [2] называл «обогащение перемещенным компонентом». Только комплексное исследование всех горных пород геологического объекта с анализом их взаимоотношений друг с другом помогло нам решить проблему его происхождения.

Следует обратить особое внимание на проявление метасоматизма на Ошурковско месторождении. Многие геологи не придают ему особого внимания, считая его второстепенным. Метасоматические породы часто считают магматическими, или осадочно-метаморфическими и это, несмотря на то, что в процессе эндогенного рудообразования метасоматизм является ведущим.

Основные недочеты предыдущих исследователей в объяснении происхождения Ошурковского апатитового месторождения явились, по нашему мнению, следствием слабого представления о динамике метасоматических процессов. Это можно выразить в следующих примерах.

1. Граниты не прорывают апатитоносные габброиды, а гранитизируют.

2. Ксенолиты метаморфической толщи под именем итанцинской свиты верхнего протерозоя среди гранитоидов – не ксенолиты вмещающих пород, а реликты измененных апатитоносных габбро, сохранившиеся от гранитизации.

3. Габбро мезо- и меланократовые не являются отдельными фазами, так же, как лейкократовые сиенито-диориты. Это одна, в разной степени метасоматически измененная, фаза массива габбро. Второй фазой габброидов являются дайки мелкозернистых габбро.

Г.М. Яценко [4] считал, что Ошурковский массив содержал ультраосновные щелочные породы и нефелиновые сиениты, но они заглушены вторичными процессами. Нашими исследованиями обнаружены лишь единичные метасоматически измененные участки габбро, превращенные в ультрабазиты за счет привноса Mg и Fe. Но нефелиновых сиенитов не встречено.

Богатые апатитовые руды, по мнению Ф.Л. Смирнова, произошли в результате ликвации. По нашим данным, эти руды генетически связаны с ореольными метасоматическими габбро-пегматитами, в процессе сиенитизации.

Согласно Г.В. Полякову и др. [5] Ошурковское апатитовое месторождение находится в составе габбро-монцонитовой формации. Они считают, что с метасоматическими изменениями связано промышленное апатитовое оруденение. Наши исследования подтвердили это.

А.Н. Кузнецов [6] считал, что Ошурковское месторождение не контролируется петрографическими характеристиками вмещающих горных магматических пород. По нашим данным – контролируется степенью базификации горных пород.

Приведенные на рис. 1 карты иллюстрируют концентрическую зональность в их строении. Эта зональность типична для «трубчатых» тел реликтовых останцов базитов, указывающих на роль метасоматизма во многих рудообразующих процессах, как результат обогащения перемещенным компонентом.

1. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.

2. Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972. С. 144-153.

3. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.

4. Яценко Г.М. Об интрузиях Ошурковского типа в центральной части Западного Забайкалья // Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1980. С. 93-99.

5. Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балыкин П.А. О происхождении, формах проявления и распространенности апатитовой минерализации ошурковского типа на юге Сибири // Геология и

геофизика. 1988. №6. С. 19-26.

6. Кузнецов А.Н. Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов (Юго-Западное Забайкалье). Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1980. 102 с.

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В НАМЫВНЫХ СИСТЕМАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

И.Н. Целюк, Д.И. Целюк

ОАО «Гравиметрическая экспедиция № 3», КНИИГИМС, Красноярск, intseluk@mail.ru

На территории Красноярского края накоплены миллионы тонн хвостов производства золотоизвлекающих фабрик ООО «Соврудник», ОАО «Полюс», ЗАО «Васильевский рудник», Артемовской, Богунаевской и Малошущенской ЗИФ. Наибольшее количество связано с деятельностью золотоизвлекающей фабрики ООО «Соврудник». Объем уложенных хвостов в хвостохранилище более 6,2 млн. м³. Мощность техногенной залежи изменяется от 20 до 60 м. В результате потерь при проведении технологического цикла в хвостах происходит накапливание рудных и породообразующих минералов. Процесс их трансформации сопровождается формированием активных геохимических групп халькофильных и сидерафильных элементов, представленных в основном тяжелыми металлами. С целью выявления особенностей поведения геохимических элементов в разрезе массива хвостов буровыми работами вскрыт массив на всю мощность.

В химическом составе хвостов установлено постоянное присутствие следующих элементов: Ag, Au, As, В, Ва, Со, Сг, Сu, Мn, Мо, Ni, Pb, Ti, V, Zn. Концентрации As, Mn, Ti изменяются в пределах 0,1-1%. Содержание В, Ва, Pb, V, Zn от 0,01 до 0,1%. В интервале 0,001 – 0,01% присутствуют: Со, Сг, Сu, Ni. В концентрациях порядка 0,0001 – 0,001% представлены серебро, золото, молибден. При этом необходимо отметить, что в основании техногенного массива выявлены максимальные валовые содержания As, Со, Сг, Сu, Мn, Мо, Ni, Pb, Ti, V, Zn, Au.

Исследования поровых вод из состава отходов по всей мощности вскрытого техногенного массива показали, что из лежалых хвостов в техногенный водоносный горизонт хвостохранилища активно выщелачиваются сульфаты, железо, мышьяк, медь, цинк, никель, марганец, литий. Повышение водорастворимых форм элементов связано с разложением пирита, арсенопирита и, в меньшей степени, галенита, сфалерита и пирротина. При этом происходящие процессы сопровождаются увеличением рН кислотности среды, от фонового показателя 7 ед. до 3 ед. По результатам расчетов высокими миграционными способностями обладают Fe, Cu, Zn, Mn, Со, Ni, Li, As. Доля растворения элементов достигает 5,5%. Переходя в техногенный водоносный горизонт, они сохраняют свои активные миграционные свойства и в составе техногенных вод способны мигрировать из хвостохранилища. V, Мо, Cd, Pb, Cr, Sr, Ва относятся к малоподвижным элементам и остаются в техногенном массиве.

Особенностью преобразования хвостов является то, что при разрушении золотосодержащих минералов происходит механическое высвобождение тонкого золота и последующие его частичное растворение. При этом содержание его в поровых растворах достигает 0,3 мг/кг. Фоновые показатели водорастворимых форм золота в пульпе 0,001 мг/кг. В основании техногенного массива в условиях резкого повышения щелочности среды, часть металла высвобождается из растворов в виде наночастиц и оседает на поверхности золотин. В результате происходит частичное перераспределение золота из рассеянного состояния в горизонты, обогащенные благородным металлом с содержанием от 2 до 10 г/т.

Таким образом, в толще лежалых хвостов установлено неоднородное строение с четко выраженным горизонтом вторичного преобразования вещества в нижней части разреза, где происходит накопление тяжелых металлов Au, Ag, Cu, Zn, Mn, Со, Ni, Li, As, Ti, V, Мо, Cd, Pb, Cr, Sr, Ва. При этом Fe, Cu, Zn, Mn, Со, Ni, Li, As, обладая высокими миграционными способностями, мигрируют за пределы хвостохранилища и способны оказывать негативную техногенную нагрузку на окружающую среду. В техногенном массиве формируются обогащенные горизонты благородных металлов, пригодные для промышленного освоения.

НЕТРАДИЦИОННЫЕ ТИПЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ УЗБЕКИСТАНА

В.Д. Цой, И.В. Королева, Ш.П. Алимов, Л.М.Крикунова

Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз, Ташкент, Узбекиста, gpniimr@evo.uz

Геологические и научно-исследовательские работы последних лет указывают на то, что в Узбекистане имеются вполне обоснованные перспективы выявления новых нетрадиционных типов золотого оруденения.

По мнению Ф.А. Усманова и др. [1] к нетрадиционным типам месторождений в Узбекистане можно отнести: 1) крупнотоннажные месторождения вкрапленных руд в карбонатных породах типа Карлин, расположенные в Восточном Узбекистане - Бешкан и Талбулак в окварцованных доломитах, а также районы развития углеродистых карбонатных толщ с подстилающими эффузивами; 2) крупнотоннажные месторождения прожилково-вкрапленных руд в вулканитах типа Раунд Маунтин – у нас это золотоносная зона в адуляризованных вулканитах на Гава-Сарыкольской площади, Ангрэн-Алмалыкский рудный район; 3) золото-порфиновые аналоги медно-порфиновых месторождений типа Рябиновское (Алдан), Васильковское (Казахстан) – в Узбекистане это районы развития основных пород повышенной щелочности (монциты, сиенито-диориты и др.) нижнего и среднего карбона.

По данным Б.А.Исаходжаева и др. [2] к нетрадиционным месторождениям можно отнести следующие рудно-формационные типы: 1) сульфидно-углеродистую (С, Fe, Co, Ni, Li, Au, Pt), ожидаемую в Центральных Кызылкумах, в зоне Северо-Нуратинского разлома, Каратауской зоне смятия; 2) ильменит-титано-магнетитовую (Fe, Ti, V, Cu, Au, Pt) – Тебинбулак; 3) сульфидно-никелевую (Ni, Cu, Co, Au, Pt) - Шайдарез, Таушан; 4) скарново-железорудную, скарново-медную, скарново-редкометалльную; халькопирит-магнетитовую, молибденит-касситерит-халькопиритовую с висмутом, теллуридами и др. (Fe, Cu, Bi, Mo, Sn, W, Pt, Zn, Au, Pt и др.) - Аяк-Кудук, Ташкерган, Газнок; 5) золото-графитовую (Au, Ni) – Тасказган; 6) медно-висмутную, пирит-сульфовисмутит-халькопиритовую (Cu, Bi, Pb, Zn, Au, Ag) - Катранга, Каракия; 7) медно-колчеданную; пирротин-пирит-халькопиритовую (Cu, Zn, Au) – Карамурун; 8) телетермальную - золото-(ртутно)-сурьмяную; золото-антимонит-кварцевую (Au, Hg, Sb), золото-аргиллизитовую (регенерированную); золото-пиритовую, углеродисто-глинисто-золото-киноварную (Au, As, Hg, Sb) - Чакыл-Калян, Аката, Акба; 9) коры выветривания - золото-аргиллизитовую; золото-гидрослюдисто-каолинитовую с гидрооксидами Fe, Mn, Cu и др. (Au), иногда с цирконом, алунином - Унгурликан, Аджибугут, Колчиктау.

Анализ имеющейся информации и результаты многолетних исследований золоторудных месторождений Узбекистана позволил определить основные нетрадиционные типы месторождений. Среди них наибольший интерес представляют апокарбонатные, коровые, сульфидно-углеродистые и аповулканогенные кварцитовые (рудопоявление Верхне-Каттакашкасайское). Апокарбонатный тип имеет широкое распространение в Узбекистане, достаточно детально изучен и по нему приводится информация в настоящей статье.

В Центральных Кызылкумах основные золоторудные объекты расположены в свитах, имеющих в своем составе карбонатные породы или продукты окремнения карбонатных пород (кремни, кварциты, джаспероиды). Послойные кварцы, имеющиеся на месторождениях Мурунтау, Даугызтау являются апокарбонатными образованиями. Золотоносность последних зависит от степени окремнения. Интенсивно окремненные доломиты, известняки, как правило, несут золотое оруденение. Менее окремненные карбонатные породы, когда различим их первоначальный состав, содержат от нуля до десятых г/т золота. Кроме золота в этих породах отмечается шеелит, пирит, арсенопирит, антимонит и другие минералы.

На основании приведенного выше анализа предлагается следующая схема рудообразования на апокарбонатных золотосодержащих объектах (рис. 1).

На карбонатные породы (известняки и доломиты D_3-C_1) накладываются золотосодержащие существенно алюмосиликатные гидротермальные растворы, которые приводят к окремнению исходных пород. При этом при взаимодействии силикатной и карбонатной сред происходит осаждение золота. Химизм процесса можно представить следующим образом: Са и Mg являются составными частями

карбонатных пород, а Al и Si, Fe и Au идут с гидротермальными растворами. В результате взаимодействия появляются в различной степени окремненные породы с определенными значениями минералов, имеющих в своем составе как Ca, Mg, так и Al, Si, Fe. Оптимальными для золотого оруденения являются средняя степень окварцевания (25-60 вес.% SiO_2), при этом содержания Fe_2O_3 , MnO и Al_2O_3 повышены, а содержания CaO, MgO и CO_2 понижаются. Интересной особенностью этого типа руд является присутствие корунда, что объясняется избыточным содержанием Al_2O_3 в гидротермальном растворе. При максимальном окварцевании карбонатных пород (SiO_2 88-95 вес.%) резко сокращается роль остальных оксидов и падают содержания золота до 0,1 г/т.

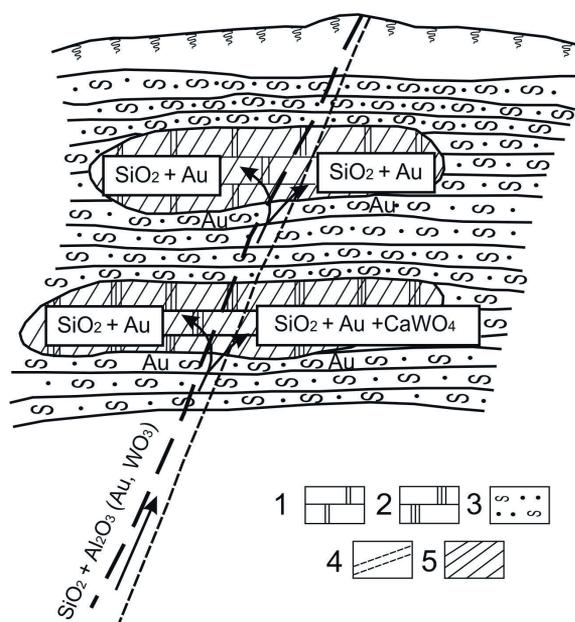


Рис. 1. Схема формирования апокарбонатного золотого оруденения в Центральных Кызылкумах. 1-доломиты, 2-кварциты, 3- терригенные породы, 4- рудоподводящий разлом, 5- рудные тела.

Роль карбонатных пород в локализации золотого оруденения имеет важное значение не только в региональном плане, когда в терригенных образованиях вблизи стратифицированных карбонатных пород располагаются золоторудные месторождения (Мурунтау, Кокпатас и др.), но и в более локальном – в карбонатно-терригенных отложениях, где прослой, линзы окремненных карбонатных пород находятся в сланцах, песчаниках, алевролитах. Приуроченность золота к близкарбонатным позициям отмечается и под микроскопом (рис. 2).

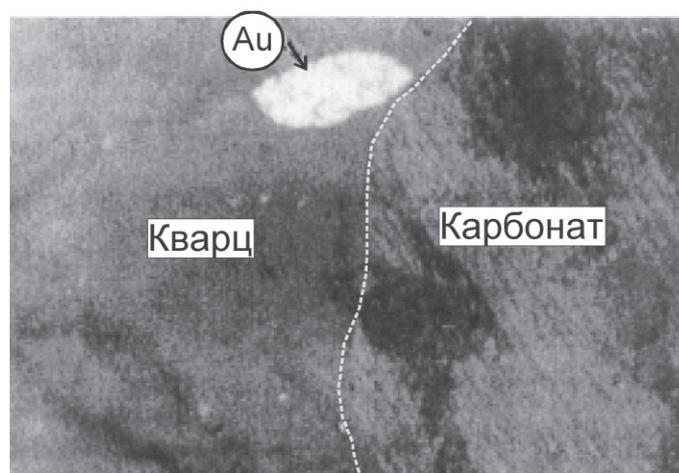


Рис.2. Самородное золото в межзерновом пространстве кварца на контакте с карбонатом. Месторождение Турбай, увел. 320^x.

Для апокарбонатных объектов выделены природные типы руд, дана их минералого-геохимическая характеристика с описанием основных рудных и породообразующих минералов.

Детальные минералогические и геохимические исследования типового апокарбонатного месторождения Булуткан (Центральные Кызылкумы) позволили сделать следующие выводы:

1. На месторождении выделены 5 природных типов руд. Наиболее продуктивными из них являются окварцованные карбонатные породы и колчеданный типы.

2. На месторождении проявлена продуктивная золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация, которая в зоне гипергенеза превращается в гетит-гидрогетитовый тип со свободным золотом.

3. Золотая минерализация расположена в кварце, сидерите, кальците, пропитанных графитом, который со временем затравливается и переходит в углеподобную комковатую массу.

4. Рудоотложение происходит при определенной степени окремнения карбонатных пород. Оптимальными условиями для отложения золота являются содержания кальция и магния на уровне 0,3-0,6%, т.е. рудовмещающие карбонатные породы почти нацело замещены кремнием (окварцованы).

5. Процесс формирования руд представляется следующим образом. Карбонатные осадочные породы (известняки, доломиты) включают в себе прослойки углистого материала. При взаимодействии с рудоносными силикатными растворами происходит превращение известняков-доломитов в разной мере окремненные породы вплоть до кремней и кварцитов. А углистый материал превращается в графит. В бывшем углистом материале, а ныне графите часто наблюдаются скопления самородного золота. Углистый материал (графит) выступает как сорбент.

Процессы развития кор выветривания на территории Узбекистана наиболее интенсивно проявлены в Центральных Кызылкумах и Султан-Увайсе, где по данным палеогеографических исследований на рубеже среднего-позднего карбона началось орогенное развитие территории, завершившееся на большей части Западного Тянь-Шаня к началу мезозоя (триас-ранняя юра) в условиях сочетания относительного тектонического покоя с установившимся гумидным климатом, формированием мощной коры выветривания, продукты которой переоткладывались в течение долгого периода.

Продукты первичных площадных кор выветривания пород палеозойского фундамента в процессе длительной эрозии поставляли материал для формирования осадочных толщ юрского, мелового и палеогенового периодов. На обширных пологих склонах и в структурно-эрозионных впадинах по породам фундамента сформировался сплошной элювиальный чехол, представленный продуктами верхних зон кор выветривания.

В результате анализа и систематизации результатов предшествующих исследований по рудоносности продуктов кор выветривания, а также на основании обследования и опробования участков их развития на территории Центральных Кызылкумов и хребта Северный Нуратау выявлено, что максимальные концентрации золота характерны для продуктов линейных кор выветривания, развивающихся в зонах окисления золотосодержащих месторождений кварц-сульфидного типа, где, как правило, отмечается заметное обогащение золотом лимонитизированных участков.

В продуктах площадных кор выветривания развиты по контактовым зонам ожелезненных карбонатных пород с гранитоидами, выявлены содержания золота от 0,2 до 0,74 г/т и серебра до 22 г/т (в нацело каолинизированных гранитах, хр. Кульджуктау, уч. Западный Султанбиби).

В результате проведения опробования переотложенных продуктов кор выветривания мелового возраста установлено, что максимальные концентрации золота (от 0,2 до 0,9 г/т) характерны для мелкоземистых песчано-глинистых (хр. Кульджуктау, уч. Каттасай) пород, тогда как грубообломочные песчано-гравийные и конгломератовые горизонты содержат золото в пределах 0,02-0,05 г/т (хр. Кульджуктау, участки Султанбиби, Джингельды, Джаманъяр и др.).

1. Усманов Ф.А. и др. Проблемы общей и региональной металлогении золота // Геология и минеральные ресурсы. 1999. № 1. С. 40-49.

2. Исаходжаев Б.А., Парамонов Ю.И., Завьялов Г.Е., Хорват В.А. Перспективы территории Республики Узбекистан на выявление золоторудных месторождений нетрадиционных типов // Геология и минеральные ресурсы. 1999. № 1. С. 49-54.

РАЗНООБРАЗИЕ ТЕКСТУР И СТРУКТУР ЛАМПРОФИРОВ ГУСИНООЗЕРСКОЙ ДАЙКИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) – СЛЕДСТВИЕ ЛИКВАЦИИ МАГМ?

Цыренов Б.Ц., Т.Т. Врублевская, В.Б. Хубанов

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

В петрологии щелочных базальтоидов проблемы образования лампрофировых пород представляются одними из самых дискуссионных и сложных. Лампрофиры характеризуются широкими вариациями минералого-петрографического, геохимического состава и текстурно-структурных особенностей, даже в пределах одного магматического тела. Это послужило основанием для возникновения множества взглядов на их происхождение. Ряд исследователей считают лампрофиры как продуктами кристаллизации расплавов повышенной щелочности, так и типичными гибридными образованиями, либо производными особого флюидонасыщенного источника, или результатом иных специфических процессов, осложняющих ход кристаллизации магм, например, ликвация расплава. Цель настоящих исследований – выявление структурно-текстурных и минералого-петрографических особенностей лампрофировых пород Гусиноозерской дайки применительно к установлению условий их кристаллизации.

Гусиноозерская дайка располагается в южной части Западного Забайкалья в западном борту одноименной депрессии в 8 км от оз. Гусиное в низовьях пади Муртой. Дайка хорошо выражена в рельефе в виде гребня высотой 10-20 м, который прослеживается почти на 7 км. Простирается северо-восточное, падение на юго-восток под углом 70-80°. Мощность варьирует от 6 до 17 м. На всем протяжении она прорывает нижнемеловые полимиктовые конгломераты муртойской свиты. Лампрофиры, слагающие дайку, по химическому составу соответствуют тефритам и фонотефритам. В строении дайки выделено три фазы внедрения [1]. Нами изучены лампрофиры первой фазы, занимающие большой объем в северной части дайки, и третьей, слагающей её южное окончание и представленной черными тонкозернистыми массивными породами с отчетливой столбчатой отдельностью. Вторая фаза, лампрофиры с вкрапленниками амфибола, имеет ограниченное распространение в центральной части тела.

Лампрофиры первой фазы - среднезернистые порфиоровые породы с массивной и глобулярной текстурами. Среди массивных среднезернистых лампрофиров отмечаются более крупнозернистые, лейкократовые полевошпатовые обособления и прожилки. Минеральный состав выделенных структурно-петрографических разновидностей одинаков, но количественные соотношения варьируют. Вкрапленники – биотит, апатит, редко пироксен, в основной массе – плагиоклаз, щелочные и тройные полевые шпаты, пироксен, биотит, анальцит. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, ильменитом, титаномagnetитом, кальцитритом. Лампрофиры с глобулярной структурой, как и лейкократовые полевошпатовые образования, имеют ограниченное распространение, а преобладают в первой фазе мезократовые массивные породы.

Разновидности с глобулярной текстурой характеризуются наличием круглых глобул размером от 0.5 до 3 сантиметров, которые наиболее четко просматриваются на выветренной поверхности. Минеральный состав глобул и матрицы идентичен, за исключением анальцита, который кристаллизуется в глобулах, но наблюдаются петро-структурные различия: микроструктура глобул порфиоровая с тонкопластинчатыми вкрапленниками биотита, разрезы которых, перпендикулярные спайности, характеризуются игольчатым габитусом; на отдельных участках в глобулах отмечается оцеллярная структура, оцелли (глазки) сложены кристалликами полевых шпатов и окружены пластинками биотита, располагающимися тангенциально по отношению к центру оцеллей; в матрице подобные выделения биотита редки, микроструктура основной массы равномернозернистая; глобулы более лейкократовые по сравнению с матрицей.

В породах первой фазы присутствуют мелкозернистые меланократовые включения (ММЕ) округлой, вытянутой червеобразной и крючковидной формы разных размеров – от микроскопических (1-2 мм) до 3-10 см. Как правило, они порфиорового сложения с тонкопластинчатыми вкрапленниками биотита, окруженными лейкократовой оболочкой. Меланократовый облик включений обуславливает обогащенность (до 25 об.%) основной массы Fe-Ti оксидами.

В 2012 г. при проведении полевых работ были выявлены, наряду с описанными, другие структурно-текстурные разновидности лампрофиров. В первой фазе в массивных породах обнаружены глобулы, размер которых колеблется от 1.5 до 7 см. Глобулы лейкократовые, среднезернистые, включенные в темную мелкозернистую матрицу. Здесь как в глобулах, так и в матрице присутствуют мелкие глобулы (менее 1 см), которые визуальнo и под микроскопом еще более темные и тонкозернистые, чем включающие их крупная глобула и матрица. Меланократовый облик этим мелким глобулам придают пылеватые и точечные зерна магнетита в основной массе. Вкрапленники представлены биотитом. По структуре и составу они сопоставимы с описанными выше мелкозернистыми меланократовыми включениями.

В третьей фазе, сложенной темно-серыми тонкозернистыми лампрофирами, также найдены разновидности с глобулярной структурой. Размер глобул колеблется от 0.5 до 2 см. Серые глобулы, окруженные темной оторочкой, хорошо выделяются на фоне более светлой матрицы. На свежем разрезе в образцах отчетливо выявилась коалесценция глобул.

Согласно положению фигуративных точек составов тройных полевых шпатов из глобул и матрицы на диаграмме Ab-An-Or, они кристаллизовались при температурах 800-900° С, тогда как тройные полевые шпаты из мелкозернистых меланократовых включений и пород 3 фазы – 750-800° С. Данные по условиям кристаллизации, полученные с помощью ильменит-магнетитового термометра, также свидетельствуют о более высоких температурах образования минералов глобул, матрицы и части мезократовых лампрофиров (900-1000° С) при фугитивности кислорода, соответствующей QFM буферу. Температуры кристаллизации других разновидностей были ниже (800-900° С), фугитивность кислорода выше (НМ буфер). Это подтверждается и нанесением на диаграмму $Fe^{+3} - Fe^{+2} - Mg$ (Wones et al., 1965) точек состава биотитов из пород с глобулярной структурой, которые ложатся в область QFM-NNO буфера, тогда как биотиты других разновидностей лампрофиров кристаллизовались в условиях фугитивности кислорода, отвечающих НМ буферу. Минеральная геотермометрия по пироксенам [2] показала, что клинопироксены кристаллизовались при температурах 1000-1100° С.

Выявленные структурно-текстурные особенности лампрофиров, в частности, глобулярная структура могут быть следствием как магматических, так и метасоматических процессов. Проведенные исследования показали, что появление такой структуры не может быть результатом гидротермально-метасоматических преобразований, так как температуры кристаллизации лампрофиров от 1100 до 800° С, т.е магматические.

Экспериментальные работы по плавлению и кристаллизации флюидонасыщенных щелочных базальтов, обогащенных фосфором [3], позволяют предполагать, что в случае с Гусиноозерской дайкой глобулярные текстуры могут быть производными ликвационных процессов. Хотя в лампрофирах дайки отличие химического состава глобул от матрицы выявлено только по количеству железа и кальция (больше в матрице), по другим элементам значимых различий нет, но отмечается повышенное содержание CO_2 и H_2O в первых и кристаллизация в них анальцима, что свидетельствует о большей флюидонасыщенности глобул. Кроме того, по всей вероятности, при внедрении лампрофиров Гусиноозерской дайки имела место декомпрессионная кристаллизация, в результате которой произошло переохладение расплава и пересыщение его компонентами, входящими в состав биотита, что обусловило кристаллизацию тонкопластинчатых скелетных кристаллов.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта №17

1. Шадаев М.Г. Условия кристаллизации щелочно-базальтовых магм при формировании Гусиноозерской дайки (Забайкалье) // ЗМВО. 2001. №1. С. 34-48.

2. Putirka K., Ryerson F.J., Mikaelian H. New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid Equilibria // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 1542-1554.

3. Кривенко А.А. и др. Распределение редкоземельных элементов при ликвации базальтового расплава с высоким содержанием фосфора // ДАН. 1984. Т. 275. № 2.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРГУЗИНСКОЙ

ВПАДИНЫ

М.К. Чернявский

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, mitchel1977@mail.ru

Баргузинская впадина является одной из наиболее крупных суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны. Она расположена восточнее оз. Байкал и протягивается субпараллельно его северной части на 190-200 км, ее ширина составляет 13-34 км. С северо-запада впадина ограничена высоким Баргузинским хребтом, с юго-востока – более низким Икатским, на юго-западе замыкается Шаманским отрогом, а на северо-востоке - соединением Баргузинского, Икатского, Северо - и Южно-Муйского хребтов. Поверхность котловины находится на абсолютных высотах 450-900 м. Территория впадины закрыта современными отложениями. Выходы источников приурочены в основном к бортам долины. Разгрузка происходит в пределах распространения кристаллических массивов и осадочных пород межгорных впадин. Выходы азотных гидротерм на поверхность совпадают с участками расположения повышенных или максимальных величин тепловых потоков, располагающихся преимущественно в бортовых частях впадин (рис.1) [1]. Для них характерна приуроченность к пересечению глубинных поперечных разломов фундамента с тектоническими зонами, расположенными параллельно крупным складчатым структурам Байкальского рифта. Именно в северной части долины и находится максимальный тепловой поток районе выходов Аллинского, Кучигерского и Умхэйского источников. В административном отношении гидротермы северной части Баргузинской долины находятся на территории Курумканского района.

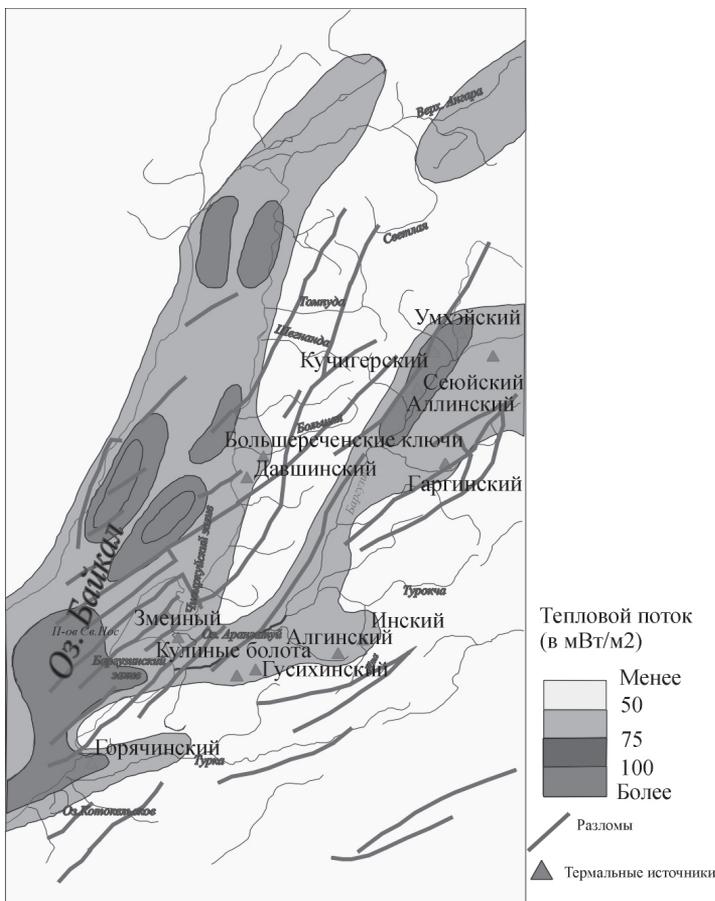


Рис. 1. Тепловой поток

В пределах данной территории развиты термальные источники, газирующие азотом. Они формируются в тектонических разломах и имеют сульфатно-гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый состав, минерализацию 1,0-2,0 г/л, щелочную реакцию с рН от 7,5 до 10 и высокую температуру в естественном выходе. Их отличительной особенностью является обогащенность кремнекислотой. В целом термы характеризуются слабой радиоактивностью (2,9-1,1 эман).

По западному борту долины, вдоль Баргузинского хребта, проходит крутопадающий Западно-Баргузинский разлом, вдоль которого выходят источники Аллинский, Кучигерский и Умхэйский. Более пологий Восточно-Баргузинский разлом проходит вдоль Икатского хребта по восточному борту впадины, с ним связан выход Сеюйского источника. Большая глубина заложения этих тектонических нарушений создает благоприятные условия для проникновения инфильтрационных вод в глубокие горизонты земной коры, где они подвергаются метаморфизации с последующим изменением их химического состава под воздействием высоких температур и давления. Формирование химического состава гидротерм происходит в основном в пределах

интрузивных пород достаточно однообразных по химическому облику (граниты и известняки протерозойского и палеозойского возраста). Воды источников относятся к Аллинскому (Белокурихинскому) типу гидрокарбонатно-сульфатно натриевых терм (группа выходов Аллинских источников) и Кульдурскому типу фторидно-гидрокарбонатных терм (Кучегерские, Умхэйские, Сеюйские источники)[3].

Глубина формирования гидротерм, по данным В.А. Голубева [5], составляет для Аллинского источника 5,6 км, для Сеюйского – 3,4 км, для источника Кулиные болота – 4,9 км, для Умхэйского – 3,5 км. Температура воды на выходе составляет для Аллинского источника – 42-45°C (на правом берегу) и 65-74°C (на левом берегу), для Сеюйского – 50-52°C, для источника Кулиные болота – 32-60°C (в разных выходах), для Умхэйского – 45-48°C. Учитывая увеличение температуры воды с глубиной, а также неизбежные потери тепла при подъеме ее к поверхности за счет теплоотдачи во вмещающие породы и смешения с холодными подземными и поверхностными водами, считается, что в глубоких слоях земной коры Байкальского рифта существуют гидротермы с температурой выше 100°C. О существовании высокотемпературных гидротерм говорит и факт увеличения температуры воды при землетрясениях. Температура воды зависит от того, вытекает она непосредственно из трещин в коренных породах, проходит через толщу рыхлых озерно-аллювиальных и болотных отложений или затапливается речными водами. Расположение выходов источников вблизи крупных водотоков (реки Баргузин и Алла) и в местах наличия аллювиальных образований указывают на возможность разбавления глубинных горячих вод холодными близповерхностными водами.

На основании химического состава вод была рассчитана максимальная температура гидротерм. Для этого мы воспользовались кремниевым геотермометром по формуле Ильина В.А. [6]. Использование геотермометра показало, что интенсивной температурной проработкой характеризуются источники Кучигерский, Умхэйский и Сеюйский. Максимальная температура воды в этих источниках по расчетам превышает 80°C. При этом для них характерна большая разница между измеренной и рассчитанной по геотермометру температурами. Согласно расчетам температура воды на глубине формирования составляет для Аллинского источника – 120°C (на правом берегу), для Сеюйского – 104°C, для источника Кулиные болота – 118°C, для Умхэйского – 106°C.

Рекреационная емкость источников составляет [2] для Умхэйского 1250 койкомест, для Кучигерского 2025, для Сеюйского 2150, для Аллинского 1650. При этом для Алгинского 200 койкомест, для Инского 275, для Гусихинского 625 (табл. 1). При этом основным является бальнеологический потенциал. Он отражает возможное количество бальнеопроцедур, рассчитанное по современному дебиту минеральных источников при ежедневном использовании их вод в дневное время (в течении 12 часов). Бальнеогрязевой, туристский и климатолечебный потенциалы играют лишь второстепенную роль. Так же воду горячих источников можно использовать для теплофикации жилых зданий и теплиц. Как это делалось в недавнем прошлом некоторых курортах в той же Баргузинской долине.

Кучигерский источник. Расположен у северо-западного борта Баргузинской впадины в 75 км на северо-восток от районного центра с. Курумкан.

Термальные воды источника имеют групповой дебит 10-11 л/с. Температура воды в различных выходах колеблется от 21 до 75°C. Основная разгрузка терм происходит на площади примерно 200×500 м² в месте погружения Баргузинского сброса под четвертичные отложения впадины. Многочисленные выходы горячей воды находятся в заболоченной низине.

В зависимости от времени года вода видоизменяет свой химический состав. В летние месяцы в ней преобладают гидрокарбонаты, в зимний период значительно увеличивается удельный вес сульфатов. Важное значение для бальнеологии имеет находящееся в районе выходов Кучигерских источников болото, содержащее огромные запасы лечебной грязи до 20-40 тыс. м³ [3].

Кучигерская грязь представляет собой пластичную маслянистую густую, сметанообразную массу черного цвета с запахом сероводорода. Черный цвет является результатом присутствия в ней сернистого железа, которое находится в коллоидном состоянии, последнее придает ей свойства липкости и вязкости. Несмотря на большое содержание в ней воды, грязь не расплывается по поверхности потому, что ее связывает сернистое железо. Грязь обладает большой поглотительной способностью задерживать в себе газы и соли из воды источников.

На базе минеральных источников функционирует водо-грязелечебница. Туристская инфраструктура представлена неблагоустроенными корпусами МУП «Кучигер» на 30 мест, пансионатом районных электрических сетей на 27 мест, ванными домиками. Над источниками построено 5 ванных помещений. Большие запасы воды, лечебных грязей и близость к населенным пунктам являются надежной базой для крупного курорта.

Рекреационный потенциал источников Баргузинской впадины [2].

Источник	Рекреационная емкость, койко-мест			
	Бальнеологический	Бальнеогрязевой	Туристский	Климатолечебный
Алгинский	200	500	50	100
Гаргинский	500		50	100
Инский	150		25	100
Умхэйский	1000		50	200
Сеюйский	2000		50	100
Кучигерский	1500		25	
Гусихинский	500			
Аллинский	1500		50	100

Аллинский источник. Находится у северо-западного борта Баргузинской впадины, в долине р. Аллы при выходе ее из Баргузинского хребта. На термальной площади находится более 40 выходов термальной воды. Они наиболее сконцентрированы в нижней части долины, где образуют ручей, впадающий в р. Алла. Часть выходов при высоком уровне воды в реке заливается. Выходы расположены по обоим берегам реки Алла. При этом наиболее высокотемпературные находятся на правом берегу. В одном из них температура достигает 77°C. Непосредственно в месте выхода на камнях находятся солевые отложения, на источниках левобережья они отсутствуют. Суммарный дебит гидротерм не менее 10 л/сек. Выход приурочен к месту пересечения Баргузинского разлома с северо-западным разрывом, по которому заложена долина р. Алла.

Водовмещающими породами являются граниты верхнепротерозойского возраста. Горячая вода, поднимаясь по тектоническим трещинам в древних кристаллических породах на поверхность, несколько охлаждается благодаря смешиванию в песчано-галечных отложениях с более холодными грунтовыми водами. С разбавлением глубинной воды приповерхностными водами связано колебание температуры в разные сезоны года. С этим же связано и изменение химического состава – в маловодные сезоны вода бывает сульфатной, а при повышенной влажности в ней преобладают гидрокарбонаты. Ощущается сильный запах сероводорода. Функционирует водолечебница. Имеются 2 неблагоустроенных корпуса на 20 мест, ванный корпус, несколько ведомственных домов.

Наиболее доступные источники, выходящие на левом берегу р. Алла, могут обеспечить лечением ежедневно 200–400 человек. Прогнозные запасы термальных вод составляют 30 л/с, или более 2,5 тыс. куб. в сутки.[2].

Умхэйский источник. Расположен в северной части Баргузинской долины, в месте выхода в нее р. Баргузин. Он находится в 112 км от районного центра Курумкан. Термы разгружаются на острове и по обоим берегам реки. Всего насчитывается 146 выходов. Большинство из них с очень низким дебитом разгружаются прямо в реку. На острове пробурена скважина, из которой горячая вода, вытекая самоотком, поступает в ванный корпус и затем образует горячее озеро шириной 20-30 м и длиной около 100 м. На севере и западе остров отделен от материковой части основным руслом реки Баргузин, а восточная ее граница проходит вдоль крутого и скалистого склона у самого его подножья - по протоке реки. Остров Умхей преимущественно покрыт сосновым лесом с отдельными вкраплениями берез и тополей, лишь небольшой участок в центральной части его свободен от леса. На этой площадке расположены жилые постройки, ванные помещения и водоем с горячей водой - озеро Горячее. Западный берег озера представляет собой грязевое болото с разбросанными по нему черными пятнами грязей и зеленоватыми точками выходов горячих вод. Дебит источника 5-7 л/сек. Вода имеет сульфатно-гидрокарбонатный натриевый состав.

На основе источников в данной время функционирует водолечебница, состоящая из ванного корпуса, столовой, 14 домов отдыха, бильярдной и спортивной площадки. На источнике идет активное строительство, и в данное время этот курорт массово посещается не только жителями Бурятии, но и

людьми из других регионов. Курорт сейчас находится в ведении СПК «Улюнханский». Попасть на остров можно вброд через реку или по подвесному мосту.

Сеюйский источник. Выход источника находится у северо-восточного замыкания Баргузинской впадины, на правом берегу р. Сеи, левого притока реки Баргузин, в смешанном сосново-лиственнично-березовом лесу в 4 км от устья реки. Выход терм расположен у подножья террасы высотой 12-15 метров, сложенной мелкозернистым песком. В месте выхода источника образовано озеро размером 5×15 метров и глубиной до 1,5 метров, со дна которого бьют многочисленные струи воды с температурой 55°C. Дно имеет необычайно красивый голубой оттенок. Дебит источника равен 15 л/сек, pH воды 9. Источник относится к фторидно-сульфатному гидрокарбонатному типу. Содержание кремниевой кислоты – 62,3, фтора – 17,5 мг/л. До середины 1990-х гг. функционировала здравница. Было построено 4 корпуса на 24 места, ванный корпус. Сейчас все находится в полуразрушенном состоянии, и источник практически не посещается.

Выводы: Находясь на довольно компактной территории, данные термальные источники можно объединить в единую туристско-рекреационную зону, на которой можно развивать не только рекреационную составляющую (как в Байкальской ТРЗ), но и бальнеологическую. Источники могут использоваться для лечения широкого круга заболеваний, они являются привлекательными объектами для туристов. Они так же являются ценными объектами природного наследия.

1. Байкал. Атлас. М., 1993. 160 с.
2. Баргузинская впадина. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1993. 157с.
3. Борисенко И.М., Замана Л.В. Минеральные воды Бурятской АССР. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1978. 164с.
4. Водные системы Баргузинской котловины / Б.Б. Намсараев, В.В. Хахинов, Е.Ж. Гармаев, Д.Д. Бархутова, З.Б. Намсараев, А.М. Плюсин. Улан-Удэ: Издательство Бурятского государственного университета, 2007. 154 с.
5. Голубев В.А. **Кондуктивный** и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Гео, 2007. 222 с.
6. Ильин В.А., Кононов В.И., Поляк Б.Г., Козловцева С.В. Оценка глубинных температур с помощью геохимических показателей // Геохимия. 1979. № 6. С. 888-901.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮЖНО-ПРИМОРСКОГО РИФТОГЕННОГО ПРОГИБА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Б.Ф. Шевченко, М.В. Горошко, Г.З. Гильманова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, shevchenko@itig.as.khb.ru

Исследуемый объект – Южно-Приморский рифтогенный прогиб (ЮПП) расположен на границе докембрийского Ханкайского массива с мезозойским Сихотэ-Алиньского орогенным поясом [3, 7]. Для прогиба ранее были выполнены комплексные геолого-геофизические исследования, которые позволили рассмотреть его геологическое строение, построить глубинную модель земной коры (первое приближение). Установлен ранг основной дизъюнктивной структуры района – Арсеньевского разлома (мантийное заложения), уточнено распределение рудной (U, Sb, Hg) минерализации [2].

Привлечение новых однородных (одномасштабных) геолого-геофизических данных (радарные космические съемки, среднемасштабные карты потенциальных геофизических полей) и применение новых специализированных пакетов программ для их обработки (WinLESSA, Коскад 3D) в сочетании с переинтерпретацией глубинных геофизических профилей (МТЗ, ГСЗ) позволило составить комплексную геолого-геофизическую модель Южно-Приморского рифтогенного прогиба.

В результате дешифрирования космических снимков SRTM-03, для которых предварительно была составлена цифровая модель рельефа земной поверхности и выполнен расчет модуля градиента рельефа (МГР), получен структурная схема линеаментов земной коры (рис. 1).

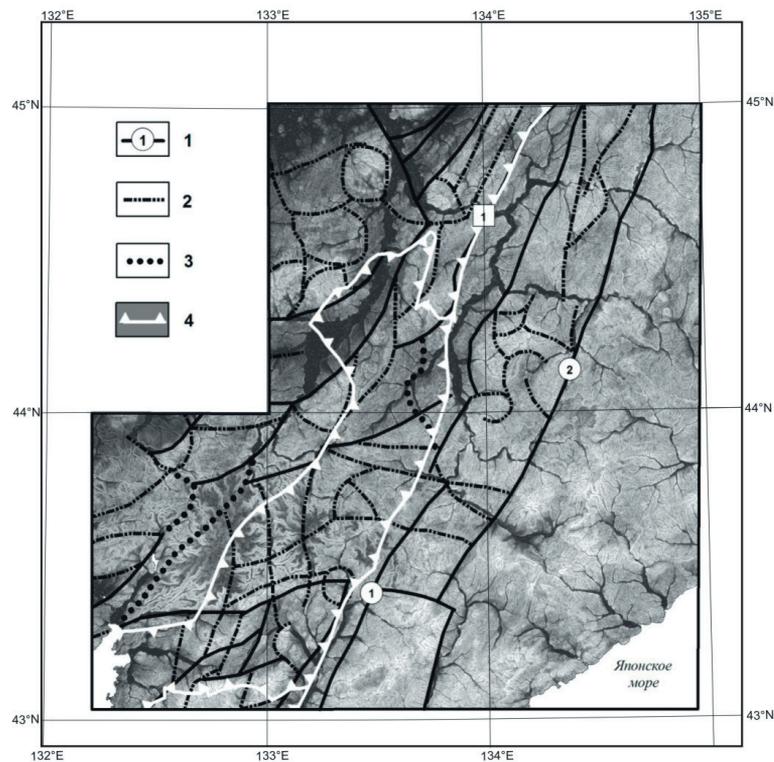


Рис. 1. Схема делимости верхней части земной коры по данным радарной съемки (дешифрирования модуля градиента рельефа земной поверхности)

1 - линеаментные структуры соответствующие региональным тектоническим нарушениям: Арсеньевский разлом (1), Сихотэ-Алиньский (2); 2 – границы доменов рельефа со статистически значимыми различиями линий вытянутости элементарных линеаментов. Прямолинейные границы соответствуют дизъюнктивным нарушениям районного уровня; 3 – предполагаемые тектонические нарушения; 4 – геологическая граница Южно-Приморского рифтогенного прогиба.

Генетически часть линеаментов, как и в случаях для иных тектонических районов [1, 4], обусловлена системами разломов как в пределах Ханкайского массива, так и в изучаемой части Сихотэ-Алиньского орогена.

Восточное ограничение ЮППП проходит по Арсеньевскому разлому. Западная граница прогиба уверенно выделяется по системе разломов, которые выделены по результатам. Более детальные особенности ограничения рифтогенного прогиба получены в результате статической обработки МГР пакетом программ WinLESSA [8].

На основании дешифрирования выделены новые элементы в строении прогиба – субширотные системы, разделяющие его территорию на три части: северную, центральную и южную (рис.1). Такая делимость может быть связана как с изначальными особенностями заложения прогиба, так и с его последующим развитием. Возможно, что эти факторы в конечном итоге определили металлогенический облик рассматриваемых участков прогиба.

На основании районирования аномального гравитационного поля с количественными расчетами до верхних кромок и центров тяжести изолированных тел, а также глубин заложения вертикальных границ делимости составлен структурный план распределения плотностных объектов в пределах верхней части земной коры (рис.2). Часть линейных границ делимости плотностной модели частично согласуется с поверхностными (геологическими) и приповерхностными (линеаменты МГР) дизъюнктивными структурами. В плотностной модели районирования, так же как и в линеаментной модели рельефа, присутствуют субширотные глубинные линейные плотностные границы. Расхождение в плановом положении глубинных (плотностных) и поверхностных линейных границ (разломов), вероятнее всего, является результатом смещений (подвиг, надвиг) горно-породных комплексов. Данные космической геодезии свидетельствуют о возможности подобных горизонтальных перемещений в верхних частях

земной коры [4, 6].

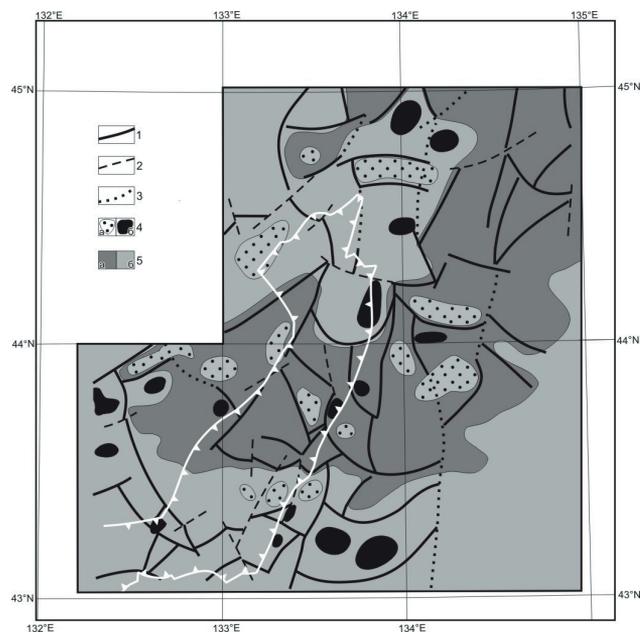


Рис. 2. Схема плотностного районирования Южно-Приморского рифтогенного прогиба и прилегающих территорий.

Типы границ плотностных доменов: градиентные (1), трансформные (2), предполагаемые (3); 4 - изолированные тела с пониженной (а) и повышенной (б) плотностью; 5 – области с аномально пониженной (а) и повышенной плотностью земной коры (остальные условные рис. 1).

Результат интерпретации космогеодезических, геофизических (рис. 1, 2) и геологических данных [2] представлен в виде комплексной геолого-геофизической модели изучаемого прогиба (рис. 3). Различием в строении северной и южной частей прогиба можно объяснить их разную металлогеническую специализацию. В северной части присутствуют рудопроявления сурьмы и ртути, в южной части установлены урановые рудопроявления.

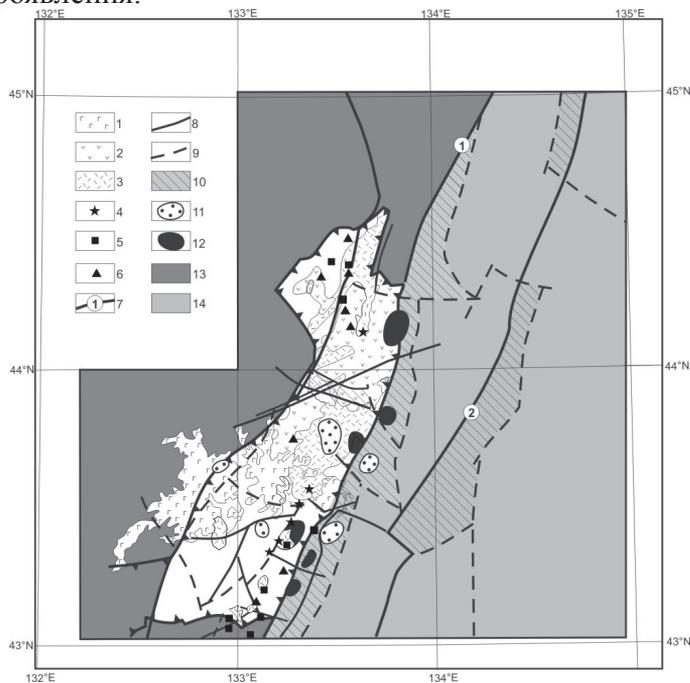


Рис. 3. Комплексная геолого-геофизическая модель Южно-Приморского рифтогенного прогиба
 1 – базальты, трахибазальты, андезитобазальты N_2 ; субвулканические тела: андезитов $K_2 - P_1$ (2), риолитов и риодацитов K_2 (3); рудопроявления и месторождения урана (4), ртути (5), сурьмы (6); разломы: основные (7) – Арсеньевский – 1, Центральный Сихотэ-Алиньский (2), прочие (8); 9 – проекция на земную поверхность осей верхнекоровых разломов (глубины 10 – 15 км); 10 – проекция плоскости

падения верхнекоровых коровых разломов на земную поверхность; эруптивные центры субвулканических тел (глубины 8 – 10 км) риолитового (11), андезитового (12) профиля; региональные тектонические структуры: докембрийский Ханкайский массив (13), мезозойско – кайнозойский Сихотэ-Алинский орогенный пояс(14).

К различиям указанных частей Южно-Приморского рифтогенного прогиба отнесены: тип земной коры, который установлен по знаку аномального гравитационного поля (отрицательный - «сиалический» - Sb, Hg; положительный - «мафический» - U), разноранговость разломных систем (нижнекоровые и мантийные - Sb, Hg; коровые - U), состав вмещающих рудопроявления вулканогенно-осадочных пород прогиба (трахибазальт-трахириолитовые толщи верхнего мела - палеогена - Sb, Hg; трахидацит-трахириолитовые толщи верхнего мела - U). Вопрос о временных взаимоотношениях между имеющимися группами рудопоявлений, что является важным фактором для дальнейшей оценки перспектив исследуемой площади, остается открытым.

Авторы благодарны А.А. Степашко за конструктивные замечания при подготовке данного материала. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН (проект № 12-III-A-08-44 «Глубинное строение и геодинамика мезозойско-кайнозойских рифтогенных структур зоны перехода континент-океан в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов»).

1. Гильманова Г. З., Шевченко Б.Ф., Рыбас О.В, Диденко Е.Ю., Головей С.В. Линейные геологические структуры юга Алдано-Станового щита и восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: геодинамический аспект // Тихоокеанская геология. 2012. Т.31, № 1. С. 62-71.

2. Горошко М.В., Шевченко Б.Ф. Глубинное строение, геология и металлогения Южно-Приморского рифтогенного прогиба //Отечественная геология. 2011. № 4. С.11-23.

3. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.

4. Тимофеев В.Ю., Шевченко Б.Ф., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Пересторонин А.Н. Приморская сеть GPS-станций для геодинамических исследований и современная кинематика Центрального Сихотэ-Алинского разлома // Материалы XXXIX Тектонического совещания «Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли». Москва, 2006. Т. 2. С. 301-305.

5. Шевченко Б. Ф., Гильманова Г.З., Рыбас О.В. Кайнозойский рифтогенез и линеаментные структуры восточной части Амурской плиты //Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20-23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С.137-139.

6. Shestakov N.V., Gerasimenko M.D., Takahashi H., Kasahara M., Bormotov V.A., Bykov V.G. et al. Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS observations //Geophysical Journal International. 2011. V. 184. P. 529-540.

7. Tectonic Map of the Central Asian – Pacific Belts junction area, 1:1 500 000. Khabarovsk – Shenyang, 2001

8. Zlatopolsky A. Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA //Computers&Geosciences. 1997. V. 23. N. 1. P. 45-62.

ОПЫТ ВНЕДРЕНИЯ СОВРЕМЕННОЙ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТЕХНОЛОГИИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ОРУДЕНЕНИЯ МАЛОГЛУБИННОЙ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЙ ФОРМАЦИИ

Г.А. Юргенсон

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, yurgga@mail.ru.

Известно, что крупными запасами при стабильно высоких содержаниях золота и серебра обладают месторождения малоглубинной золото-серебряной формации (МЗСФ) (Балейско-Тасеевское, Дукаатское, Карамкенское, Многовершинное, Агинское и др. в России, месторождения Трансильвании, Ка-

лифорнии, Колорадо, Мексики, Японии, Индонезии и др.). Например, за достаточно короткий период эксплуатации (с 1929 по 1993 гг.) Балейско-Тасеевское месторождение дало около 400 т золота при среднем содержании 20,5 г/т. При этом на отдельных участках содержание металла достигало 78-346 кг/т [7]. Трехзначные содержания были довольно обычным явлением. В недрах этого месторождения числится еще более 140 т золота.

В Забайкалье и на Северо-Востоке страны на этот формационный тип приходилось до половины запасов рудного золота. Особенности геолого-структурной позиции, условий локализации и руды этих месторождений достаточно хорошо изучены [1-5]. Месторождения рассматриваемой формации характеризуются неглубоким залеганием от земной поверхности и концентрированной локализацией металлов на вертикальном интервале примерно 350 м. Это позволяет использовать дешевые открытые способы разработки, а также процессы извлечения металла современными методами. Все вышесказанное свидетельствует о целесообразности прогноза малоглубинных золотосеребряных месторождений с целью вовлечения их в промышленную эксплуатацию. Структурно-текстурные особенности строения и минеральный состав руд позволяет успешно прогнозировать их технологические свойства.

Особенности месторождений малоглубинной золотосеребряной формации

Большинство эксплуатируемых месторождений этой промышленно важной формации открыто в результате опробования свалов халцедоновидного жильного кварца на открытой местности. После того, как были открыты и изучены широко известные месторождения США, Мексики, Румынии, Забайкалья, Северо-Востока России, Средней Азии и Узбекистана, выявилось достаточно широкое разнообразие условий их локализации. Тем не менее, главным геолого-структурным признаком их локализации является сочетание жесткого фундамента, на котором залегают вулканогенные или вулканогенно-осадочные толщи, и вулканогенных построек.

Рудоносные кварцевые жилы могут находиться как в горных породах фундамента (Крипл Крик, собственно Балейское месторождение), так и вулканогенных (Карамкенское) и вулканогенно-осадочных образованиях мезозойского (Тасеевское месторождение) возраста.

Многолетний опыт изучения этих месторождений показал, что они являются продуктами эволюции близповерхностных вулканогенных рудно-магматических систем. Месторождения этой формации связаны главным образом с наземным преимущественно андезит-дацитовым вулканизмом поздней стадии геосинклинального этапа, рифтогнных впадин, а также с щелочными и трапповыми магматическими формациями активизированных платформ.

Среди них наиболее характерны месторождения, приуроченные к жерлам вулканов и их периферии. Им свойственны конические, кольцевые, трубчатые внутрижерловые и радиально-трещинные внежерловые структуры. Известны также месторождения, контролируемые разломами в лавовых и пирокластовых эффузивных породах. Рудные тела имеют форму жил, труб и штокверков. Размеры их переменны, часто они не крупные (первые сотни метров), быстро выклиниваются с глубиной, но нередко сложены очень богатой рудой, образующей спорадические скопления или так называемые «бонанцы».

Для вулканогенных месторождений рассматриваемой формации, к которой относится Балейско-Тасеевское рудное поле, чрезвычайно характерно специфическое гидротермальное изменение рудовмещающих эффузивных пород, проявляющееся в их окварцевании, пропилитизации, алунитизации, каолинизации, иногда адуляризации, свидетельствующие о кислом характере рудообразующих растворов и обогащенности их калием, литием, реже – рубидием. Эти месторождения формировались в приповерхностной зоне на глубине от первых десятков - сотен метров до 1 км из неглубоко расположенных магматических очагов. Они возникали в условиях резкого спада температуры и давления при стремительно возрастающем воздействии кислородного потенциала. Начальная температура рудообразования на ряде этих месторождений могла быть высокой. Например, на месторождении Лалагуа в Боливии в начальную стадию выделения турмалина, касситерита и вольфрамиты она соответствовала формированию грейзенов при температуре 600-500°. Но во всех случаях она быстро спадала до 200-100° и даже ниже, что соответствует низким температурам заключительного этапа гидротермального процесса. Такая обстановка приводила к большой скорости минералообразования в сокращенном по вертикали интервале, способствующей образованию в рудных телах слож-

ных и разнообразных парагенетических ассоциаций, в состав которых в качестве специфических входят сульфосоли (тетраэдрит, теннантит, фрайбергит, шватцит, энаргит, люционит и др.), теллуриды и селениды, сульфаты (барит, ангидрит, гипс), окислы железа (магнетит, гематит, гётит), алунит и т.д. Для руд рассматриваемых месторождений характерно обилие метаколлоидных текстур. Многие жилы, теряя высокие содержания золота и серебра, с глубиной переходят в рядовые по их содержанию тела кристаллически-зернистого кварца или выклиниваются, или переходят в карбонатные жилы. На рисунке дана принципиальная схема распределения оруденения в промышленных рудных зонах Баллейско-Тасеевского рудного поля

К типичным вулканогенным месторождениям относится Карамкенское, находящееся в 100 км от Магадана на Северо-Востока России. Здесь богатые золотом и серебром, с теллуридами олова и серебра адуляр-кварцевые жилы уже на глубине 250-300 м переходят в карбонатные жилы.

Кроме этих классических месторождений малоуглубинной золотосеребряной формации в последние годы выявлены новые их разновидности, отличающиеся присутствием флюорита [6].

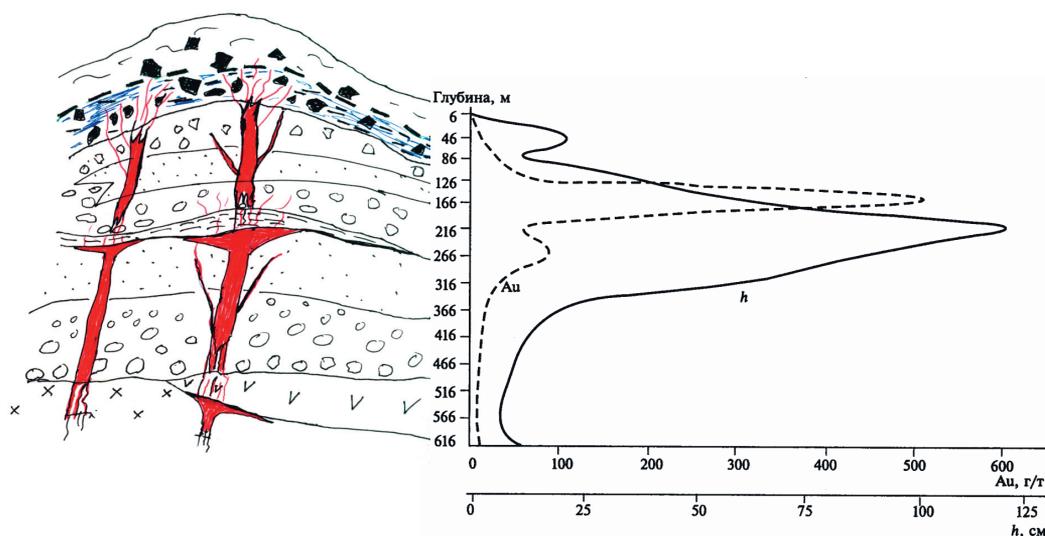


Рис. Принципиальная схема распределения оруденения (Au) и мощностей (h) кварцевых жил Тасеевского месторождения.

В надрудной части жил Тасеевского месторождения, где они ветвятся и переходят в фангломераты мелового возраста, содержащие множество слоев туфопесчаников и глин с туфовым и пепловым материалом, линз и прожилков опал-халцедонового состава с пиритом, антимонитом, аурипигментом, реальгаром, развиты остатки фауны временных кальдерных озер [8].

Крупным месторождениям этой формации свойственно: локализация в оперяющих структурах тектонических швов глубинного заложения; сочетание вулcano-купольных структур с грабенами или кальдерами; обогащенность золотом древних метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ, вмещающих и генерирующих полихронные гранитоидные комплексы, субщелочные монцодиоритовые, дацитовые и собственно кварцевые производные которых обогащены благородными металлами, халькофильными элементами и As, Sb, Se, Te, S; сочетание молодого вулканизма трещинного и центрального типов среднего и кислого составов; сочетание кварцевых жил и жильных зон с мощными зонами аргиллизации, обогащенными золотом, серебром, халькофильными элементами, Li, Cs, Rb, K, As, Sb, Te, S; формирование верхних частей рудоносных существенно кварцевых жил и зон в интервале глубин 0-300 м от дневной палеоповерхности; обилие продуктов близ поверхностных гидротерм и фумаролл; контрастность физико-химических характеристик рудообразующей системы (обогащенный рудными и летучими компонентами водно-силикатный расплав) и водонасыщенной холодной вулканогенно-осадочной толщи, обуславливающая высокие градиенты T, P, pH, окислительно-восстановительного потенциала и, как следствие, большие скорости кристаллизации расплава с образованием алюмосиликатной корки, препятствующей интенсивному выносу рудных элементов во вмещающие породы и способствующей образованию богатых руд.

Основные положения метода и технологии поисков и оценки новых объектов

Глубинные поиски и оценка принадлежности жильного кварца месторождений этой формации сопряжена с определенными трудностями, так как типичный для них халцедоновидный кварц, часто образующий крупноглыбовые россыпи и свалы, широко развит также в связи с заключительными стадиями формирования среднеглубинных месторождений и дезинтеграцией безрудных жил. Поэтому автором на основе использования явления типоморфизма были изучены геолого-структурные и минералого-геохимические особенности рудоносных жил МЗСФ и разработан минералого-геохимический способ поисков и разведки подобных месторождений, который включает всего семь признаков, однозначно свидетельствующих о принадлежности жильного кварца к месторождению этой формации на основе использования их критических величин [3]. В соответствии с разработанной методикой в кварце определяется содержание золота, серебра, теллура, калия, натрия и лития. Определяется температурный диапазон выхода из него воды при нагревании, снимаются в определенном режиме термолунограммы. При необходимости методом ИК-спектроскопии определяется соотношение воды и углекислоты, дифрактометрическим методом – степень совершенства кристаллического строения кварца. Производится обработка полученных количественных данных методами математической статистики и типоморфическим анализом определяется индекс близости к эталонам, за которые приняты известные разномасштабные промышленные месторождения рассматриваемой формации.

Величина индекса близости к эталону рассчитывается по формуле
$$I_{B_{\text{э}}} = \frac{1}{m} \sum \left[\frac{\bar{X}_0 - \bar{X}_{\text{э}}}{\sigma_{\text{э}}} \right]^2,$$
 где \bar{X}_0 и $\bar{X}_{\text{э}}$ – среднеарифметические значения типоморфных признаков, соответственно, одного из объектов и эталона;

$\sigma_{\text{э}}$ – среднеквадратичное отклонение численных значений признаков эталона.

$I_{B_{\text{э}}}$ – индекс близости к эталону;

m – число учтенных признаков.

Полученные в результате расчетов данные иногда оформляются в виде таблиц, в которых приводится весь процесс вычисления индекса близости к эталону. Для эталона он равен нулю. Чем меньше вычисленный индекс конкретного оцениваемого объекта, тем больше вероятность его близости к эталону, масштабы и запасы руды в котором известны.

Опыт внедрения

Внедрение способа широко проводилось на территории СССР в 1985–1989 гг. в Забайкалье, Магаданской области, на Кавказе, в Казахстане. Экономически эффект составил 1550000 руб. в ценах тех лет.

В 2009-2010 гг. внедрение проведено в северо-восточной Монголии. В этой стране золотое оруденение этой формации уже известно (Готовсурен, Спиридонов, 2009). По данным Н.С. Соловьева, В.К. Львова, Ю.В. Пропилова и др. (1988) в Дагайском блоке Северо-Восточной Монголии также присутствует халцедоновидный кварц, содержащий непромышленные концентрации золота и серебра в полях развития халцедоновидного кварца в условиях сочетания древних горных пород фундамента и юрско-мелового вулканизма андезит-дацитового состава.

Исходя из этого Компания «Монгол Ойл Шейл» в лице её генерального директора Б.Ш. Батсамбуу предложила автору провести исследование жильного кварца из свалов, широко развитых в Дагайском блоке. На местности из множества зон его развития выбрали две и для определения элементов залегания в июне 2009 г. прошли две канавы №2 и №3, заданных при консультации геолога В.М. Негоды и задокументированных автором.

После выполнения необходимого объема аналитических работ выяснилось, что кварцевый материал одной из канав совершенно не удовлетворяет критическим величинам для оценки его как имеющего отношение к месторождению малоглубинной золото-серебряной формации (табл. 1). Результаты обработки данных по другой канаве оказались удовлетворительными по всем признакам, за исключением главного – минимального предела содержания золота (табл. 2), которое должно быть не менее 0.2 г/т. Поскольку согласно условиям отнесения объекта к имеющему отношению к месторождению МЗСФ

необходимо, чтобы все без исключения признаки находились в пределах критических величин, по формальным признакам оба участка нельзя было однозначно отнести к ней.

Заказчикам очень хотелось иметь месторождение. Поэтому, учитывая высокие содержания серебра и другие косвенные данные (золотоносность 10.9 г/т и сереброносность 9.7-121 г/т окисленного пирита, содержание серебра в легкой до 54.9 г/т и отмученной фракциях слоистых силикатов до 64 г/т, а также до 22.4 г/т серебра в гидроксидах марганца в жильном кварце канавы №3, было принято решение пересечь эту зону шестью встречными скважинами на глубинах 50, 10 и 150 м. Положительным фактором для принятия решения бурить скважины явилось также высокое содержание As (5260 – 7140 г/т), Sb (1260 – 1710 г/т), Zn (380 – 1050 г/т), присутствие теллура и селена и др. Кроме того, в одном из образцов полосчатого кварца в аншлифе обнаружили три золотины размером до 0.05 мм.

Табл. 1

Типохимические признаки легкой фракции жильного кварца жилы №3

Статистические характеристики	Au, г/т	Ag, г/т	K ₂ O,%	Na ₂ O,%	Li ₂ O,%	K ₂ O/ Na ₂ O	K ₂ O/Li ₂ O
n	27	27	27	27	27	27	27
x	0.053	5.9	0.54	0.064	0.075	8.43	7.2
σ	0.048	11.36	0.34	0.013	0.011	0.08	0.09

Таблица 2

Типохимические признаки легкой фракции жильного кварца жилы №2

Статистические характеристики	Au, г/т	Ag, г/т	K ₂ O,%	Na ₂ O,%	Li ₂ O,%	K ₂ O/ Na ₂ O	K ₂ O/Li ₂ O
n	26	26	26	26	26	26	26
x	0.022	0.42	0.69	0.037	0.11	18.65	6.27
σ	0.026	0.21	0.36	0.013	0.013	0.18	0.13

Вскрыв участок канавы №3 экскаваторной траншеей длиной 60 м и глубиной до 4 м в августе 2009 г., подсекли серию кварцевых жил и жильных зон мощностью до 1-4 м. Определив их элементы залегания, в конце марта – начале апреля 2010 г. пробурили 5 скважин, вскрыв жильные зоны с пиритом и примесями других сульфидов, наложенных на полосчатый кварц. Опробовав два неполных сечения и получив содержания золота менее 0.1 г/т, заказчики, угольщики по профилю работ, решили, что БалеЙского месторождения они не получили, и отказались от затрат на выполнение анализов проб из полученного керна.

Автор продолжил работы по изучению части вывезенных из Монголии с разрешения заказчиков проб, установил в одном из сечений халцедоновидного кварца продуктивные минеральные ассоциации, содержание золота до 4.18 г/т и серебра до 12.1 г/т, а во вмещающих горных породах также содержания Se, As, Sb, Cu и других элементов, типичных для окolorудных пород золоторудных месторождений.

Выводы

1. Требование о соответствии всех типоморфных признаков жильного кварца для принятия однозначного решения о принадлежности изучаемого объекта к месторождению малоглубинной золотосеребряной формации оказалось правильным.

2. Тем не менее, близость численных признаков к критическим величинам в каждом конкретном случае может быть показателем вероятности промышленного оруденения, и требует проверки буровыми работами.

3. В пределах ДагаЙского блока целесообразно проведение дальнейших исследований для обнаружения месторождения золота в пониженных участках, где сохранились вмещающие его эффузивы, близкого по условиям залегания к месторождению Крипл-Крик.

4. Полученные данные поисково-оценочных работ показали, что на участке канавы №3 следует продолжить ГРП с целью выяснения особенностей его геологического строения и месте в нем золотого оруденения.

1. Балейское рудное поле. М.: ЦНИГРИ, 1984. 269 с.
2. Сидоров А.А. Золотосеребряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. Магадан, 1978. 369 с.
3. Юргенсон Г.А. Методические рекомендации по изучению и использованию типоморфизма халцедоновидного жильного кварца при поисках и оценке месторождений малоглубинной золото-серебряной формации. Чита-Москва, 1987. 44 с.
4. Юргенсон Г.А. Особенности крупных месторождений малоглубинной золото-серебряной формации и использование типоморфизма жильного кварца при их поисках и оценке // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб, 1998. С. 298 – 315.
5. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудные формации. Новосибирск: Наука, 2003. 368 с.
6. Юргенсон Г.А. О возможности существования малоглубинной золотофлюоритовой формации. // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Тезисы Третьего Всероссийского симпозиума с международным участием, г. Улан-Удэ, 21–25 сентября 2004 г. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. С. 256-258.
7. Юргенсон Г.А. Минеральное сырье Забайкалья. Учебное пособие. Ч. I. Кн. 3. Благородные металлы. Чита: Поиск, 2008. 256 с.
8. Юргенсон Г.А. Малоглубинные месторождения золота и серебра, условия образования и минералого-геохимическая технология их глубинных поисков и оценки // Ученые записки ЗабГГПУ. Серия Естественные науки. 2011. №1 (36). С. 136-145

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПИКРИТОВОЙ СЕРИИ КИНГАШСКОГО КОМПЛЕКСА (СЗ ВОСТОЧНОГО САЯНА)

А.Н. Юричев

Томский государственный университет, Томск, juratur@sibmail.com

Ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые тела пользуются значительным распространением среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных комплексов зеленокаменных поясов Канского блока северо-западной части Восточного Саяна. Они картируются в виде многочисленных мелких массивов и привлекают внимание многих исследователей в связи с потенциальной рудоносностью на Ni, Cu и благородные металлы. Проведенные нами ранее детальные петрологические исследования позволили отнести данные интрузивы к четырем формационным типам и объединить в четыре комплекса: реститовый – идарский дунит-гарцбургитовый и магматические – кингашский дунит-верлит-пикритовый, талажинский плагиодунит-троктолит-габбро-анортозитовый и кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый [2-4].

В настоящее время наибольший практический интерес представляют ультрамафиты кингашского комплекса, слагающие тела субвулканической фации, с которыми связаны крупные Pt-Cu-Ni Верхнекингашское и Кингашское месторождения и установлены ряд рудопроявлений. Они представлены дунитами, верлитами, вебстеритами, их серпентинизированными разностями и разнообразными по составу пикритами, которые являются производными единой первичной высокомагнезиальной пикритовой магмы. Характерной особенностью этих пород является наличие в них кумулятивных и бластопорфировых структур, свидетельствующих об их образовании в гипабиссальных и субвулканических условиях. Такое разнообразие состава ультрамафитов кингашского комплекса на исследуемой территории, вероятно, обусловлено различной степенью дифференцированности исходного магматического расплава и глубиной кристаллизации пород в промежуточных магматических камерах.

Установлено, что промышленные пирротин-пентландитовые руды с минералами ЭПГ в кингашском комплексе обособляются, главным образом, в интерстициях, либо основной массе преобладающих в петрографическом составе кумулятивных дунитов и их серпентинизированных разностях [2]. Это привело к пристальному вниманию многих исследователей именно к этим породам и «отводу на второй план» более дифференцированных разновидностей пород, в частности – пикритов. Цель настоящей работы – изучение рудной минерализации пород пикритовой серии и оценка вероятности обнаружения потенциальной рудоносности в последних.

Петрография. Пикриты *по характеру* порфировых вкрапленников (количество последних до 50%, размер – 1-3 мм, иногда до 8 мм) подразделяются на оливиновые, оливин-пироксеновые, пироксеновые и амфиболовые (роговообманковые) разновидности. Они постоянно обнаруживают бластопорфировую структуру, их основная масса нематобластовая, иногда лепидонематобластовая, вследствие ее интенсивного замещения вторичными минералами. Текстура пикритов однородная, иногда сланцеватая и полосчатая. Минералогический состав: оливин (10-50%), клинопироксен (10-50%); роговая обманка (до 25%), рудные минералы (до 10%), из вторичных минералов характерны тремолит (15-90%), хлорит (до 30%), карбонаты (до 15%). Отмечаются флогопит, брусит, сфен и рутил.

Оливин образует порфировые вкрапленники размером 1-3 мм и по химическому составу соответствует хризолиту (Fa=21,3%). Довольно часто оливин псевдоморфно замещается лизардитом и антигоритом, иногда по оливину развивается иддингсит.

Клинопироксен наблюдается как во вкрапленниках, так и в основной массе с размером зерен от 0,5 до 4 мм (преимущественно 1-2 мм). В зернах клинопироксена иногда встречаются мелкие пойкилитовые включения оливина. По химическому составу минерал имеет неоднородный состав и представлен клиногиперстеном (En=82%, Fs=17,5%, Wo=0,5%) и диопсидом (En=45,5-47%, Fs=7,5-9%, Wo=45,5-48%).

Роговая обманка отмечена в виде бесцветных либо с зеленоватым оттенком зерен размером до 2 мм. В них часто проявляется зональное строение, обусловленное наличием узкой внешней каймы, которая отличается от центральной основной части зерна более яркой интерференционной окраской и по углу погасания. Такое зональное строение может быть обусловлено реакционным взаимодействием ранее образовавшихся зерен роговой обманки с остаточными расплавами. Реакционное зональное строение часто устанавливается в порфировых вкрапленниках клинопироксена в гипабиссальных и эффузивных основных породах.

Основная цементирующая масса тонкозернистая и сложена вторичными минералами: тремолитом и хлоритом, а также рудными минералами, среди которых отмечаются мелкие зерна шпинелидов и сульфидов. Иногда в интерстициях отмечаются флогопит, брусит и кальцит.

Выделенные разновидности пикритов, очевидно, кристаллизовались последовательно из остаточных дифференцированных расплавов. При этом оливиновые, оливин-пироксеновые и, частично, пироксеновые пикриты, как и кумулятивные дуниты, вероятно, выполняют подводящие каналы и слагают гипабиссальные тела. А пироксеновые и амфиболовые пикриты, которые кристаллизовались из наиболее дифференцированных расплавов, очевидно, совместно с базальтами образуют эффузивные тела базальт-пикритовой формации.

Рудная минерализация. Определение химического состава минералов и получение их микроизображений осуществлялось на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega III LMU» в Аналитическом центре «Геохимия природных систем» Томского государственного университета, аналитик Кульков А.С. Изучение вкрапленной рудной минерализации было проведено в основных разновидностях пикритов по мере их дифференциации из остаточного пикритового расплава: оливиновые пикриты → оливин-пироксеновые пикриты → пироксеновые пикриты → амфиболовые пикриты.

Проведенные исследования позволяют объединить по химическому составу рудные минералы в два типа минерализации: шпинелидовую и сульфидную.

Шпинелиды отмечаются в виде рассеянной вкрапленности мелких одиночных зерен хромистого магнетита (Cr=4,5-6,5%) и магнетита размером от 0,05 до 0,2 мм. При этом хромистые магнетиты обладают большим идиоморфизмом, нежели магнетиты, и образуют прямоугольные, округлые зерна (рис. 1). В химическом составе постоянно присутствует TiO_2 (0,5-0,9%) и MgO (0,35-0,65%). От ранних разновидностей – оливиновых пикритов к поздним – амфиболовым, количественная роль шпинелидов возрастает.

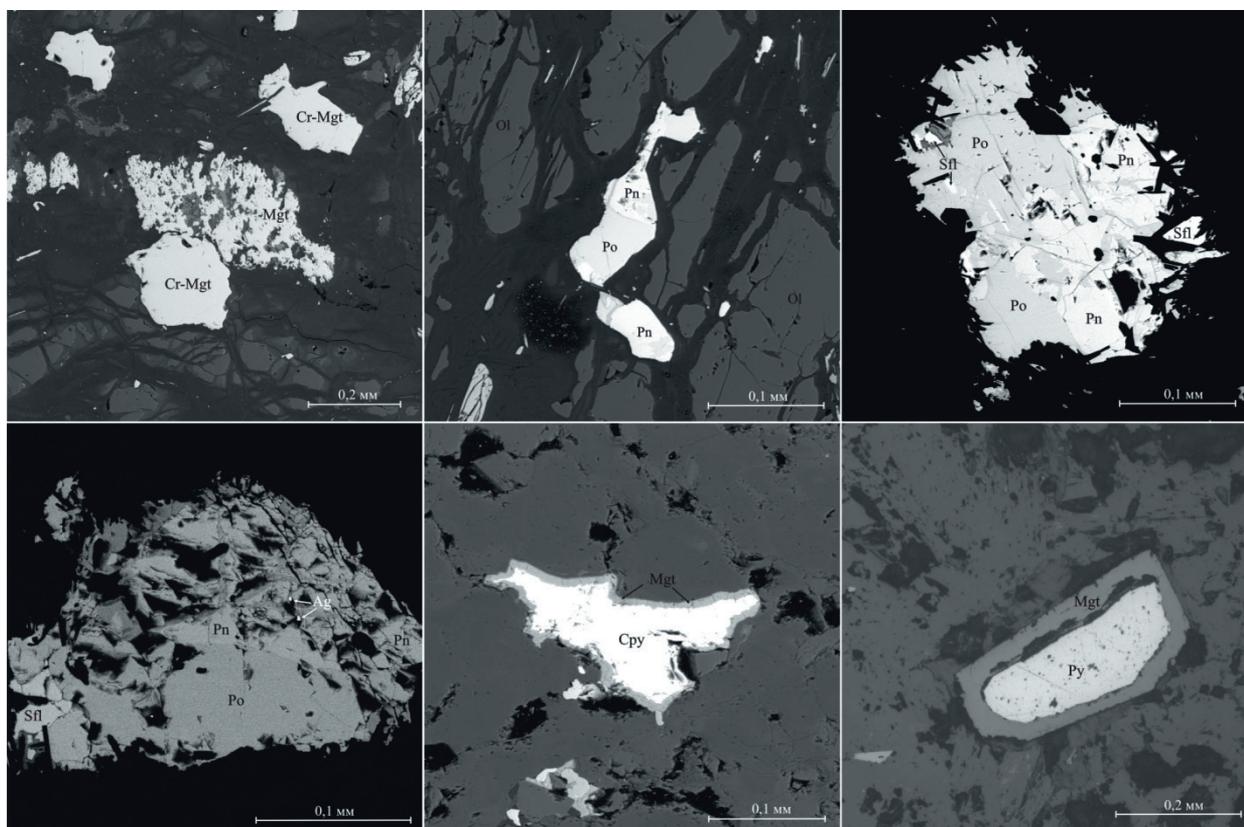


Рис. 1. Рудная минерализация пикритов кингашского комплекса: Cr-Mgt – хромистый магнетит, Mgt – магнетит, Po – пирротин; Pn – пентландит; Cpy – халькопирит; Py – пирит; Sfl – сфалерит; Ag – самородное серебро; Ol – линзочки оливина.

Сульфидная минерализация, представляющая наибольший практический интерес, выполнена пирротинном, кобальтистым пентландитом, макинавитом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом и галени- том. Нередко по периферии сульфидных зерен и выделений наблюдается развитие кайм магнетита.

Пирротин. Отмечен в оливиновых, оливин-пироксеновых и пироксеновых пикритах. В первых двух разновидностях минерал совместно с пентландитом образует каплевидные пирротин-пентландитовые выделения (структуры распада твердого расплава) размером до 0,3 мм, приуроченные к оливиновым зернам либо к интерстициям силикатных минералов (рис. 1). В пироксеновых пикритах пирротин формирует самостоятельные округлые, овальные зерна размером до 0,01 мм, которые, нередко, совместно с пиритом и халькопиритом образуют неравномерную сульфидную «сыпь». От оливиновых пикритов к амфиболовым в химическом составе пирротинов отмечается увеличение количества S, Ni при уменьшении Fe и Co (табл. 1).

Кобальтистый пентландит. Обнаружен только в оливиновых и оливин-пироксеновых пикритах. При этом в последней разновидности, он представлен более широко. Как отмечалось выше, минерал распространен в виде округлых, пламевидных либо неправильных по форме включений распада внутри пирротина. На диаграммах отношений Ni-Fe и Co-Fe (рис. 2) точки составов пентландитов образуют единый тренд, отражающий дифференциацию сульфидного расплава. От оливиновых пикритов к оливин-пироксеновым пикритам в пентландитах происходит возрастание Fe, Co при уменьшении Ni (рис. 2). Данная тенденция не согласуется с трендом эволюции сульфидного расплава в ультрамафитах Кингашского месторождения и позволяет предположить дефицит Ni в сульфидном расплаве вследствие его практически полного «выхода» из системы в более ранние дифференциаты, в частности, в дуниты.

Табл. 1

Средние составы сульфидных минералов из пикритов кингашского комплекса (вес. %)

Минерал	Разновидность пикрита	N	S	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb
Пирротин	Оливиновый	2	35,87	63,62	0,31	0,20	0,51	–	–
	Оливин-пироксеновый	12	35,96	63,60	0,37	0,17	–	0,28	–
	Пироксеновый	2	38,95	60,02	–	1,02	–	–	–
Со-пентландит	Оливиновый	3	32,40	37,68	2,61	27,31	–	–	–
	Оливин-пироксеновый	7	31,57	39,63	3,51	25,29	–	–	–
Макинавит	Оливин-пироксеновый	2	36,90	57,40	2,20	3,18	–	0,11	–
Со-пирит	Оливиновый	1	53,84	43,65	2,51	–	–	–	–
Пирит	Оливиновый	3	53,28	46,23	–	0,43	1,04	–	–
	Пироксеновый	3	53,31	46,61	–	0,23	–	–	–
	Амфиболовый	3	52,75	46,73	0,78	–	–	–	–
Халькопирит	Оливиновый	2	34,77	31,98	–	–	33,25	–	–
	Оливин-пироксеновый	3	33,14	31,26	–	–	35,60	–	–
Сфалерит	Оливин-пироксеновый	2	30,57	5,94	–	0,19	–	63,30	–
Галенит	Оливиновый	1	13,47	1,78	–	–	–	–	84,75

Примечание. N – количество анализов, «–» – элемент не выявлен.

Отмечается, что наибольшей никелистостью обладают пентландиты из оливиновых пикритов (Ni до 29%, Ni/Fe до 0,81), а максимальные содержания Co в пентландитах из оливин-пироксеновых пикритов достигают 3,8%. При этом все проанализированные пентландиты по содержанию Co относятся к высококобальтовым (табл. 1).

В пентландитах из оливин-пироксеновых пикритов нередко наблюдаются тонкие выделения самородного серебра (рис. 1).

Макинавит. Отмечен в виде мелких (до 0,01 мм) чешуйчатых, пластинчатых агрегатов, развивающихся по пентландиту в оливин-пироксеновых пикритах. В составе минерала постоянно отмечается значимая примесь Ni и Co (табл. 1).

Здесь же в пирротин-пентландитовых выделениях обнаруживается сфалерит в виде мелких агрегативных скоплений (до 0,4 мм) (рис. 1). В химическом составе часть Zn постоянно изоморфно замещается Fe (до 6,39%), в качестве примеси чаще присутствует Ni (до 0,21%).

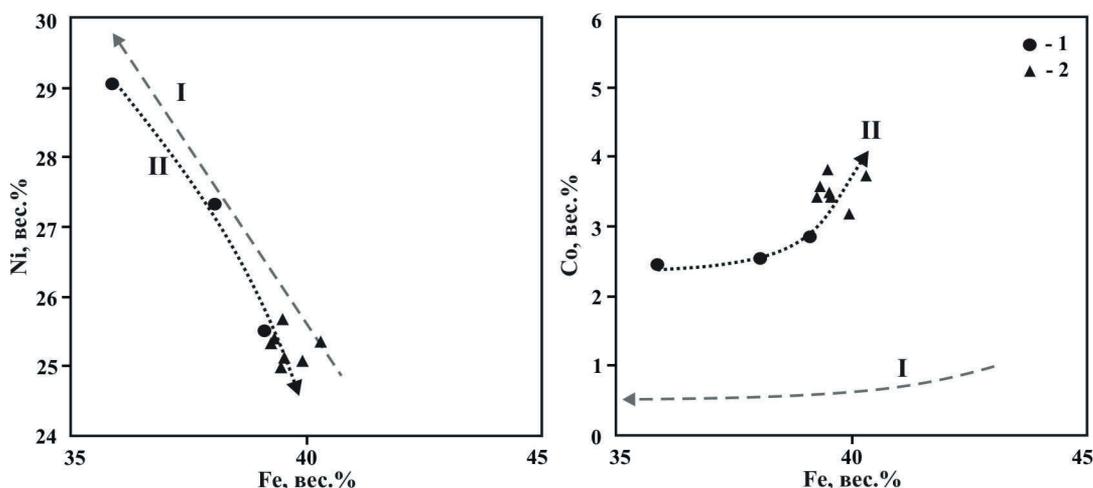


Рис. 2. Химические составы пентландитов из пикритов кингашского комплекса: 1 – оливиновых; 2 – оливин-пироксеновых. Тренды: I – дифференциации сульфидного расплава в породном ряду дуниты-верлиты-клинопироксениты Кингашского месторождения [1]; II – эволюции сульфидного расплава в пикритах кингашского комплекса.

Пирит. Наблюдается во всех основных разновидностях пикритов, за исключением оливин-пироксеновых. Минерал формирует мелкие самородные округлые зерна размером до 0,02 мм, а в амфиболовых пикритах – образует агрегаты отдельных метакристаллов с размером до 0,4 мм (рис. 1). Химический состав пиритов из оливиновых и пироксеновых пикритов обнаруживает значительное сходство и отличается от пиритов из амфиболовых пикритов более высокими содержаниями S, присутствием в составе Ni при отсутствии Co (табл. 1). Отдельноавтором выделен кобальтистый пирит, с содержанием Co (~2,5%) и меньшей железистостью (табл. 1).

Халькопирит. Отмечен в оливиновых и оливин-пироксеновых пикритах в виде мелких (до 0,15 мм) агрегативных выделений неправильной формы в интерстициях силикатных минералов. Химический состав халькопирита близок его стехиометрической формуле и отличается только несколько повышенными содержаниями Fe (табл. 1), отношение Cu/Fe колеблется незначительно – от 1,0 до 1,1.

Галенит. Распространен крайне незначительно. Отмечен в виде одиночных тонких (до 0,01 мм) округлых зерен в интерстициях силикатных минералов. В химическом составе минерала часть Pb частично изоморфно замещена Fe (до 1,78%).

Выводы. Проведенные исследования позволили впервые диагностировать вкрапленную рудную минерализацию пикритовой серии кингашского комплекса. Выделены шпинелидовая и сульфидная минерализации. Первый тип минерализации представлен магматическим хромистым магнетитом и эпимагматическим магнетитом. Изучение сульфидной минерализации также позволило выделить минералы магматического (пирротин-пентландитовые выделения, самостоятельные зерна пирита в оливиновых и пироксеновых пикритах) и эпимагматического низкотемпературного (халькопиритовые и пиритовые агрегативные выделения, макинавит, сфалерит, галенит) этапов кристаллизации.

Для оливин-пироксеновых пикритов характерна наиболее частая вкрапленность пирротин-пентландитовых капель (до 7-10%). Однако вопрос возможного обнаружения в них малоникелистых высококобальтистых руд остается открытым, т.к. анализ эволюции сульфидного расплава в пикритах указывает на дефицит Ni в сульфидной системе вследствие его значительного «выхода» из нее в более ранние дифференциаты, в частности, в дуниты.

1. Радомская Т.А. Минералогия и геохимия кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (В. Саян): автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, 2012. 23 с.

2. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петрохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. 2010. № 2. С. 1-25.

3. Юричев А.Н. Геолого-генетическая модель образования и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна: автореф. дис. ... к.г.-м.н. Томск, 2011. 22 с.

4. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Ультрамафиты северо-западного окончания Канской глыбы (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: матер. всерос. науч. конф. Вып. 7. Томск: ЦНТИ, 2009. С. 328-338.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ НА СТАДИИ ПОИСКОВЫХ И ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫХ РАБОТ НА МОЛИБДЕН-МЕДНО-ПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Ю.В. Юрчук, Н.И. Петров, В.Н. Чеботарева

ООО «Управляющая компания «НГК», Москва, ngk@mail.redcom.ru

Гидротермально-метасоматические изменения, связанные с медно-порфировыми месторождениями, имеют отчетливо выраженную рудную и метасоматическую зональность, которая определяет предсказуемость пространственных характеристик геофизических полей и аномалий. Это создает предпосылки для широкого применения геофизических методов на всех стадиях: от поисков до разведки порфировых месторождений. При поисках и разведке медно-порфировых месторождений сложился наиболее оптимальный комплекс геофизических методов: аэро- и наземная магнитная съемка, электроразведка методом вызванной поляризации и радиометрические методы.

В настоящее время многими авторами разработаны геолого-геофизические модели порфировых месторождений и рудно-магматических систем (РМС) с которыми они связаны. Анализ этих моделей говорит о том, что порфировые РМС имеют различный характер проявления в геофизических полях, в зависимости от уровня эрозионного среза.

Простые модели для медно-порфировых месторождений [1, 2] основываются на контрастных зонах изменений в центральной части месторождения.

В идеальной модели наблюдается кольцевое низкое магнитное поле, обусловленное интенсивными изменениями в сочетании локальным аномальным полем калия разной контрастности. Интенсивность аномалий калия меняется в соответствии с уровнем эрозионного среза.

В докладе рассмотрены результаты комплексных геологоразведочных работ на примере изучения Гуликского рудного поля с молибден-порфировым оруденением на разных стадиях исследований и проявленность поисковых критериев и признаков в зависимости от масштаба работ.

Гуликское рудное поле находится в Зейском районе Амурской области и входит в состав Арбинского рудного узла. Арбинский рудный узел объединяет: рудное поле Боргуликанс золотосодержащим медно-порфировым оруденением рудопроявлений Арбинское и Боргуликанское, Иканское месторождение; рудное поле Шаман с золотым оруденением; рудное поле Известковое со скарновым и медно-порфировым оруденением; рудопроявление Пещерное с молибден-медно-порфировым оруденением; золоторудное проявление Знаменское.

Результаты работ и анализ полученных результатов представлены в последовательности их проведения:

- Масштаб 1:200000 – 1:50000: геохимические поиски, аэрогеофизическая съемка;
- Масштаб 1:25000: площадные геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния; геологические маршруты; симметричное электропрофилирование и геоэлектрические зондирования в модификации вызванной поляризации, магниторазведка;
- Масштаб 1:5000: поверхностные горные выработки (бульдозерные канавы) с результатами бороздового опробования; буровые работы с результатами кернового опробования; комплекс каротажных исследований (магнитная восприимчивость, вызванная поляризация, кажущееся сопротивление, естественная радиоактивность).

Разработана комплексная модель для рудного поля Гулик, отражающая закономерности локализации медно-молибденового оруденения по комплексным данным, с учетом таких факторов как: литология пород, характер и интенсивность гидротермально-метасоматических изменений, жильные образования, интенсивность сульфидной минерализации и соответствующие им физические свойства, содержания молибдена, меди, свинца в первичных ореолах.

Произведена оценка прогнозных ресурсов по данным литохимических поисков и горно-буровых работ P_1 .

Выявленная прямая статистическая зависимость интенсивности вызванной поляризации по данным каротажа от уровня содержания меди и молибдена по данным кернового опробования, а также корреляция вызванной поляризации по данным каротажа с интенсивностью вызванной поляризации по данным геоэлектрических зондирований, позволили оценить прогнозные ресурсы категории P_2 для участка Гулик по объемной модели распределения вызванной поляризации.

1. Berger B.R., Ayuso R.A., Wynn J.C., Seal R.R. Preliminary model of porphyry copper deposits. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008–1321.55 p.

2. Lowell J.D., Guilbert J.M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // Economic Geology. 1970. V. 65. P. 373-408.

СОДЕРЖАНИЕ

Г.С. Анисимова, Л.А. Кондратьева НЕСТЕХИОМЕТРИЧНОСТЬ СОСТАВА СЕРЕБРЯНЫХ МИНЕРАЛОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ	5
И.Г. Антропова, Гуляшинов А.Н., Гуляшинов П.А. ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ТЕХНОЛОГИИ ПЕРЕРАБОТКИ ОКИСЛЕННОЙ МОЛИБДЕНСОДЕРЖАЩЕЙ РУДЫ.....	8
Д.Ц. Аюржанаева ОКВАРЦЕВАНИЕ ПЕСЧАНИКОВ НА ЧЕРЕМШАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КРЕМНЕЗЕМНОГО СЫРЬЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	10
Е.Е. Барабашева КОМПЛЕКСНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНО-РОССЫПНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТОНОСНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ ВИТВАТЕРСРАНД (ЮАР) И КАМЕНСКОЕ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ).....	13
Е.Е. Барабашева, Е.О. Стремечкая РУДОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ.....	17
Е.В. Беляев НОВЫЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ И ГОРНО-ПРОМЫШЛЕННЫЙ РАЙОН ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ	21
А.П. Берзина, А.Н. Берзина, В.О. Гимон, Р.Ш. Крымский, С.В. Палесский, П.А. Серов МАГМАТИЗМ ЖИРЕКЕНСКОГО МО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ	24
А.Е. Будяк, Э.А. Развозжаева, Н.Н. Брюханова ПЕРСПЕКТИВЫ ПЛАТИНОНОСНОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ	28
М.Д. Булгакова ОСОБЕННОСТИ РАННЕКЕМБРИЙСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЭПОХИ В КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СЕКТОРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ	31
Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков СМЕШЕНИЕ МАГМ И ГРАНИТОИДНЫЙ ПЕТРОГЕНЕЗИС (Западное Забайкалье)	35
Т.В. Володькова РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЕАО ПО АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ	39
Т.Т. Врублевская, В.Б. Хубанов УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОМБИНИРОВАННОЙ ДАЙКИ БИЛЮТИНСКОГО КАРЬЕРА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ХИМИЧЕСКОЕ СМЕШЕНИЕ КОНТРАСТНЫХ МАГМ	43

О.В. Гракова СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО ТИМАНА	45
Ю.А. Давыденко ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ (ЭМЗВП) ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ РУДНОЙ ГЕОФИЗИКИ	47
Б.Б. Дамдинов, П.А. Роцектаев, С.В. Канакин ИНТЕРМЕТАЛЛИДЫ Au-Ag-Hg В РУДАХ КОНЕВИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	51
Б.В. Дампилова СОРБЦИОННЫЕ СВОЙСТВА МОДИФИЦИРОВАННЫХ ЦЕОЛИТОВ.....	54
Р.Ш. Донгак, Ч.К. Ойдуп, С.С. Шацкая ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ВОДЫ И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СОЛЕННЫХ ОЗЕР ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ	57
К.Н. Егоров, А.И. Мельников СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ ТРУБКИ «УДАЧНАЯ» (ЯКУТИЯ)	64
Н.Н. Зинчук ОБ ОСНОВНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ ПО ТЕКТОНИЧЕСКИМ КРИТЕРИЯМ	68
Н.Н. Зинчук, Н.Н. Зинчук, Е.В. Золтое О СТРУКТУРНОМ КОНТРОЛЕ И РАЙОНИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИИ ОСНОВНЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО СТЕПЕНИ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПРОДУКТОВ ИХ ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ	72
А.А. Иванов ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ СИСТЕМ В СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ.	83
И.К. Иванова, Е.Ю. Шиц ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ РАСТВОРИТЕЛЕЙ ДЛЯ УДАЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПАРАФИНА НА НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ	87
Е.Г.Иволга ПЕРСПЕКТИВЫ ГЛУБИННОЙ РУДОНОСНОСТИ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ.....	88
В.П. Исаев, Г.И. Татьков, А.М. Бадерин, И.Г. Татьков ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН РЕСПУБЛИКИ БУРЯТИЯ.....	92
Е.В. Кислов РИФЕЙСКАЯ ЭПОХА ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В Р	

ИФТОГЕННЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ: РОЛЬ ПЛЮМОВ, ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ И КОНТАМИНАЦИИ	94
В.Л. Коломиец НЕРУДНОЕ СТРОИТЕЛЬНОЕ СЫРЬЕ МУЙСКИХ ВПАДИН: СИСТЕМАТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ, КРИТЕРИИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ	97
Коломиец В.Л. УСЛОВИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТЕКОЛЬНЫХ ПЕСКОВ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА	101
В.М. Макагон ЛИТИЕВАЯ И ТАНТАЛОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПЕТАЛИТОВЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТАХ ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО ПОЯСА	103
В.А. Мельников, А.Е. Будяк, М.Г. Волкова, А.М. Спиридонов ЗОЛОТО-УРАНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ХАДАТКАНДА (КОДАРО-УДОКАНСКИЙ ПРОГИБ)	106
Л.К. Мирошникова ЗОНАЛЬНОСТЬ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ АПОФИЗ РУДОНОСНОГО ХАРАЕЛАХСКОГО ИНТРУЗИВА ТАЛНАХСКОГО РУДНОГО УЗЛА	110
С.К. Мустафин ГЕОЭКОЛОГИЯ РЕГИОНОВ ОСВОЕНИЯ ОБЪЕКТОВ МЕДНО-КОЛЧЕДАНОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УРАЛА)	114
С.К. Мустафин СТРАТЕГИЯ КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ СТАРЫХ РЕГИОНОВ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ	116
В.Г. Невструев, Б.Ф. Шевченко МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ МОДЕЛЕЙ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ (СОЛОВЬЕВСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)	122
М.А. Нефедьев ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ХОЛОДНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГРАВИРАЗВЕДКИ	127
Ю.О. Редин ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ АРСЕНОПИРИТОВ СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	130
Г.С. Рипп, А.Г. Дорошкевич, Е.И. Ласточкин, И.А. Избродин, М.Бурцева, М.О. Рампилов ВЛИЯНИЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕХНОЛОГИЧНОСТЬ РУД (НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТИТОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЕ)	132
П.А. Рощектаев, А.В. Гонегер НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА И СВЯЗЬ С НИМ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ	136

Т.А. Садчикова, В.А. Друщиц, В.В. Петрова, Н.П. Чамов АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ИЗМЕНЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА НА ШЕЛЬФЕ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ В КАЙНОЗОЕ.....	141
В.С. Салихов ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ПОГРАНИЧНЫХ ЗОН НЕОДНОРОДНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ.....	144
С.С. Санжанова, Э.Л. Зонхоева ПОИСК МАЛОЗАТРАТНЫХ СПОСОБОВ ОЧИСТКИ РУДНИЧНЫХ ВОД.....	148
В.Ю. Семенов, Б.Б. Дамдинов, Е.В. Кислов ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ХУРАЙ-ЖАЛГИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ).....	149
Л.Б.Сушкин О ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ХОР-АНЮЙСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА (СИХОТЭ-АЛИНЬ, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ).....	154
А.В. Татаринов, Л.И. Яловик БЫСТРИНСКИЙ ФРАГМЕНТ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГОЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА – ПЕРСПЕКТИВНАЯ ПЛОЩАДЬДЛЯ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (Ni, Co, Cu, ЭПГ).....	158
И.Г. Татьков, Г.И. Татьков, А.М. Бадерин, Н.Е. Астахов, А.Б. Цыденов КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПОИСКОВ НЕРАВНОВЕСНОГО УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ТОНГОКОЧИНСКОГО РАЙОНА ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ.....	160
И.Г. Татьков, Г.И. Татьков, А.М. Бадерин, А.В.Минеев РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ НА РУДНОЕ ЗОЛОТО НА ТЕРРИТОРИИ КАРАЛОНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА.....	162
И.В. Тибилев О ГЕНЕТИЧЕСКОМ ЕДИНСТВЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ РАЗНОФОРМАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРА ЧУКОТКИ	163
М.К. Турапов, Н.Ю. Дулабова, Б.О. Жанибеков, Ш.Х. Сагдуллаев, А.А. Вахитов К ПРОБЛЕМЕ ПОТЕНЦИАЛА МУРУНТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ	167
М.К. Турапов, Н.Ю. Дулабова, Б.О. Жанибеков, Ш.Х. Сагдуллаев, А.А. Вахитов РЕКОНСТРУКЦИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ПЛОЩАДИ МУРУНТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В ЭТАПЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ	170
М.К. Турапов, С.Т. Марипова, Н.Ю. Дулабова, Б.Б. Василевский, Б.О. Жанибеков ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МУРУНТАУСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ.....	172
З.И. Хажеева ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕК БАССЕЙНА СЕЛЕНГИ	174

В.К. Хрусталеv БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МИНЕРАГЕНИЯ УДИНО- ВИТИМСКОЙ И МОНГОЛО-АЛТАЙСКОЙ СИСТЕМ ПАЛЕОЗОИД (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ И ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ).....	177
В.Б. Хубанов, Т.Т. Врублевская, Б.Ц. Цыренов, А.А. Цыганков ПРОЦЕССЫ ГИБРИДИЗАЦИИ МАГМ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МАЛО-ХАМАРДАБАНСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	180
Л.И. Худякова, О.В. Войлошников, Е.В. Кислов ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	182
Д.И. Царев, А.А. Батуева, Е.Е. Дугданова МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, СФОРМИРОВАННЫЕ ПЕРЕМЕЩЕННЫМ КОМПОНЕНТОМ.....	186
И.Н. Целюк, Д.И. Целюк ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В НАМЫВНЫХ СИСТЕМАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ.....	190
В.Д. Цой, И.В. Королева, Ш.П. Алимов, Л.М.Крикунова НЕТРАДИЦИОННЫЕ ТИПЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ УЗБЕКИСТАНА.....	191
Цыренов Б.Ц., Т.Т. Врублевская, В.Б. Хубанов РАЗНООБРАЗИЕ ТЕКСТУР И СТРУКТУР ЛАМПРОФИРОВ ГУСИНООЗЕРСКОЙ ДАЙКИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) – СЛЕДСТВИЕ ЛИКВАЦИИ МАГМ?	194
М.К. Чернявский МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ.....	196
Б.Ф. Шевченко, М.В. Горошко, Г.З. Гильманова СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮЖНО- ПРИМОРСКОГО РИФТОГЕННОГО ПРОГИБА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ).....	199
Г.А. Юргенсон ОПЫТ ВНЕДРЕНИЯ СОВРЕМЕННОЙ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТЕХНОЛОГИИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ОРУДЕНЕНИЯ МАЛОГЛУБИННОЙ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЙ ФОРМАЦИИ	202
А.Н. Юричев РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПИКРИТОВОЙ СЕРИИ КИНГАШСКОГО КОМПЛЕКСА (СЗ ВОСТОЧНОГО САЯНА)	207
Ю.В. Юрчук, Н.И. Петров, В.Н. Чеботарева КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ НА СТАДИИ ПОИСКОВЫХ И ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫХ РАБОТ НА МОЛИБДЕН-МЕДНО-ПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ	211

МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Материалы III Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 20-летию кафедры геологии Бурятского государственного университета

Научное издание

Издание утверждено к печати Ученым советом Геологического института СО РАН
Статьи печатаются в авторской редакции

Подписано в печать 01.11.2012. Формат 60×84 1/8
Печать офсетная. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 30. Уч.-изд. л. 30.
Тираж 100.

Издатель: ООО «Издательский дом «ЭКОС»
670000, г. Улан-Удэ, ул. Каландаришвили, 23, оф. 24, тел. (3012)21-48-89.

Отпечатано в типографии Центр «Аватар»
670024, г. Улан-Удэ, ул. Революции 1905 года, 56, тел. (3012)28-27-50.

