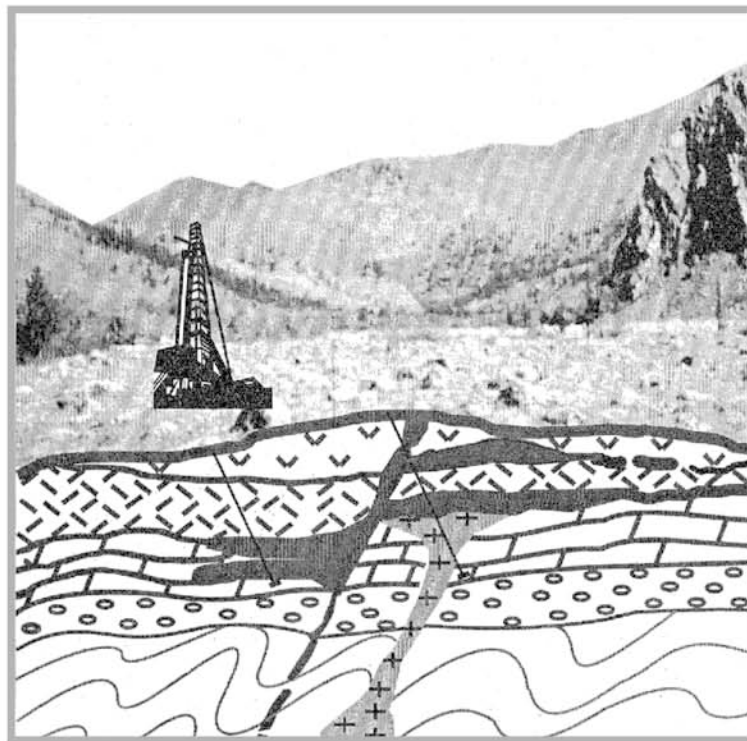


ИЗВЕСТИЯ

СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК



**ГЕОЛОГИЯ,
ПОИСКИ И РАЗВЕДКА
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



2008

Выпуск 7 (33)



ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выпуск 7 (33)



ИЗДАТЕЛЬСТВО
Иркутского государственного технического университета
2008



**УДК 550: 533 ИЗВЕСТИЯ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ СЕКЦИИ НАУК О
ЗЕМЛЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК. Геология, поиски и
разведка рудных месторождений. Выпуск 7 (33). – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008. – 160 с.**

Опубликованы статьи по металлогении, геологии, геохимии золоторудных узлов и месторождений других полезных ископаемых. Значительное внимание уделено вопросам связи месторождений полезных ископаемых с магматическими формациями, особенностями геотектонического строения регионов. Уделено внимание поисковым предпосылкам и прогнозированию площадей, перспективных на локализацию месторождений алмазов, «жидких» руд редких и редкоземельных металлов, порфировых полиметаллических руд. освещены отдельные вопросы обработки поисковой и разведочной информации с применением ГИС-технологий и математических методов.

Материалы предназначены для научных работников вузов, НИИ, геологов практиков и студентов. Авторами статей явились научные работники, профессорско-преподавательский состав и аспиранты вузов, НИИ АН и производственных организаций г. Иркутска, Якутска, Читы, Новосибирска, Улан-Батора (Монголия), Ханоя (Вьетнам). Статьи журнала реферируются и рецензируются.

Редакционная коллегия:

Главный редактор – проф. Ж.В. Семинский, действительный член РАЕН, ИрГТУ.

Заместители главного редактора – проф. А.П. Кочнев, член-корр. РАЕН, ИрГТУ;
проф. М.С.Учитель, ИрГТУ.

Члены редколлегии:

проф. В.М. Старостин, действительный член РАЕН, Московский государственный университет; проф. В.Е. Бойцов, действительный член РАЕН, Российский государственный геологоразведочный университет; проф. Р.М. Лобацкая, действительный член РАЕН, ИрГТУ; проф. В.Ю. Фридовский, действительный член РАЕН, Якутский государственный университет; проф. А.Г. Дмитриев, член-корр. РАЕН, ИрГТУ; проф. В.А.Филонюк, член-корр. РАЕН, ИрГТУ; проф. Н.А. Буглов, член-корр. РАЕН, ИрГТУ; проф. А.Н. Иванов, действительный член МАН ПО, член-корр. АН ВШ РФ, ИрГТУ; проф. Ю.В. Лир, Санкт-Петербургский государственный Горный Институт имени Г.В. Плеханова (Горный институт, Технический университет); проф. В.А. Душин, Уральская горно-геологическая академия; проф. А.Ф. Коробейников, Томский политехнический университет; проф. А.И. Трубачев, Читинский государственный университет; проф. Н.А. Макаров, Институт цветных металлов Сибирского федерального университета, г. Красноярск; проф. И.И. Верхозин, ИрГТУ; Н.В. Родионова, ст. редактор издательства ИрГТУ.

Ответственный редактор выпуска – проф. М.С.Учитель.

Ответственный секретарь – ст. преподаватель М.В. Яхно

Рекомендовано к изданию редакционно-издательским советом Иркутского государственного технического университета.

© Иркутский государственный
технический университет, 2008

СОДЕРЖАНИЕ

Геология, методика поисков и разведки месторождений полезных ископаемых

В.Д. Козлов, А.М. Спиридонов, В.М. Чокан. Петролого-геохимические особенности и металлогеническая специализация гранитоидов Любавинско-Хапчерангинского рудного района Центрального Забайкалья.....	4
Гомбожавын Жаргалжав, Имантс Кавалерис. Петрографо-геохимические особенности рудовмещающих пород и метасоматитов месторождения Центральный Оюу.....	18
А. Г.Вахромеев. Поисковые гидрогеологические критерии локализации месторождений редкометалльных промышленных рассолов Сибирской платформы.....	30
А.С. Борисенко, Чанг Чонг Хоа, П.А. Неволько, Нго Тхи Фыонг, А.Э. Изох, А.В. Травин, Е.Г. Дашкевич. Возрастные рубежи формирования золотого, сурьмяного и сурьмяно-ртутного оруденения Северного Вьетнама.....	42
Т.С. Никанюк, Г.Д.Мальцева. Вещественный состав руд золоторудного месторождения Купол.....	50
А.С. Барышев, К.Н. Егоров, Д.А. Кошкарев. Прибайкальский потенциально алмазонасный район.....	58
С.И. Костровицкий, Н.В. Алымова, Д.А. Яковлев, Л.Ф. Суворова, Г.П. Сандиминова, И.В. Сандимиров, С.И. Дриль. Мегокристная ассоциация минералов из кимберлитов Якутской провинции.....	68
Л.К. Мирошникова. Особенности геохимического строения трубки взрыва Веткинской площади юго-западной оконечности Норильского плато.....	85
А.В.Костин. ГИС как средство оценки рудообразующего потенциала интрузивных образований Верхоянского складчатого пояса (Восточная Якутия).....	97
А.А. Шиманский, И.А. Кузнецова. Использование разложения Тейла при оценке качества опробования геохимических полей и объектов.....	106

Тектоника, петрология и геммология

К.Ж. Семинский, Н.О. Кожевников, А.В. Черемных, А.А. Бобров, В.В. Оленченко, Д.Л. Авгулевич. Структура разломных зон Приольхонья (Байкальский рифт) по данным полевой тектонофизики и геофизики.....	111
А.Н. Иванов Л.А. Рапацкая. Формирование и рудоносность гранит-базитовых серий габброидных тел.....	124
М.Г. Волкова. Моделирование физико-химических параметров процесса дифференциации рудоносной перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива.....	134
А.А. Нуриева, Л.А. Иванова, В.Я. Медведев. Облагораживание Сибирских нефритов.....	145

Технология и техника геологоразведочных работ

П.Я. Зельцер. Обоснование и выбор конструктивных и схемных решений оборудования в Арктическом исполнении для разобщения пластов.....	150
--	-----

Память о них сохраним

Валерий Васильевич Шевелев.....	155
К сведению авторов.....	158

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

УДК 552.321.1/322.1:550.42:553.064/065(571.55)

В.Д.Козлов¹, А.М.Спиридонов², В.М.Чокан³

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ ЛЮБАВИНСКО-ХАПЧЕРАНГИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Проведено петрохимическое и геохимическое сопоставление разновидностей гранитоидов юга Даурского свода Центрального Забайкалья: кыринского гранодиорит-гранитного, сохондинского дацит-гранодиорит-гранитного и харалгинского лейкогранитного комплексов ($T_1 - J_2-J_3$), сопровождающихся разнотипным оловянно-вольфрамовым оруденением, и гранитоидов Любавинской золоторудной тектонической зоны, представленных штоками гранодиоритов и дайковой серией серицитизированных кварцевых порфиров и фельзитов. Выявленные отличительные особенности гранитоидов Любавинской зоны свидетельствуют о генетической самостоятельности гранитоидного магматизма Любавинской тектонической зоны в системе гранитоидных комплексов юга Даурского свода, отражающей их разную металлогеническую специализацию – золоторудную магматизма Любавинской зоны и вольфрам-оловорудную гранитоидных комплексов Даурского свода. *Ключевые слова:* гранитоиды, золото-кварцевое и оловянно-вольфрамовое оруденение, петрохимические особенности, кларки - кларковые концентрации, распределение редких гранитофильных и редкоземельных элементов. Библиогр. 21назв. Ил.4. Табл. 2.

¹Козлов Валерий Дмитриевич – главный научный сотрудник, доктор геол.-минералог.наук, профессор, Институт геохимии СО РАН, ул. Фаворского, 1а, 664033, г. Иркутск-33, а/я 4019, тел: (3952)429935, e-mail: kvd@igc.ru

Kozlov Valeri Dmitrievich – principal research scientist, doctor of geological-mineralogical sciences, professor, Institute of Geochemistry, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Favorsky str. 1 a, 664033, Irkutsk-33, P.O. Box 304, phone 3952 42 99 35

²Спиридонов Александр Михайлович – заместитель директора по научной работе Института геохимии СО РАН, доктор геол.-минералог.наук, зав. отделом прикладной геохимии Института геохимии СО РАН, ул. Фаворского, 1а, 664033, г. Иркутск-33, а/я 4019, тел: (3952)511463.

Spiridonov Alexander Mikhailovich – vice-director, head of the Department of Applied Geochemistry, doctor of geological-mineralogical sciences, Institute of Geochemistry, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Favorsky str. 1 a, 664033, Irkutsk-33, P.O. Box 304, phone 3952 51 14 63

³Чокан Владимир Михайлович – кандидат геол.- минералог. наук, инженер по информационной безопасности, Иркутская таможня, ул. Александра Невского, 78, 664081, г. Иркутск-81, тел: (3952) 261508.

Chokan Vladimir Mikhailovich – candidate of geological-mineralogical sciences, engineer of information safety, Irkutsk custom-house, Alexander Nevsky str. 78, 664081, Irkutsk-81, phone (3952) 261508

PETROLOGICAL-GEOCHEMICAL FEATURES AND METALLOGENIC SPECIALIZATION OF THE GRANITOIDS OF THE LUBAVA-KHAPCHERANGA ORE DISTRICT, CENTRAL TRANSBAIKALIA

V.D.Kozlov, A.M.Spiridonov and V.M.Chokan

Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk Russia, kvd@igc.irk.ru

Petrochemical and geochemical comparison was done for granitoids of the South Daurian dome of the Central Transbaikalia: the Kyra granodiorite-granite, the Sokhondo dacite-granodiorite and the Kharalga leucogranite complexes (T_1 - J_2 - J_3) which are associated with different types of Sn-W mineralization and granitoids of the Lubava gold-bearing tectonic zone, which includes granodiorite stocks and extended dyke series of sericitic quartz porphyries-felsites. We have revealed distinctive features of the Lubava zone granitoids. These features indicate the independent genesis of the granitoids from the Lubava tectonic zone included in the system of granitoid complexes of the Daurian dome which demonstrate their different metallogenic role – gold-bearing specialization of the Lubava zone granitoids and Sn-W-bearing one of the granitoid complexes of the Daurian dome. *Key words:* Granitoids, Au-quartz and Sn-W mineralization, petrochemical features, Clarke-concentrations, rare-granitophile and REE elements distribution.

Sources 21, illustr. 4, table. 2

Введение

Особенностью хорошо известного в Центральном Забайкалье Любавинско-Хапчерангинского рудного района является необычное для региона тесное пространственное сочетание золото-кварцевого (Любавинское рудное поле) и касситерит-сульфидного (Хапчерангинское месторождение) оруденения. В геологическом отношении район расположен в южной приграничной области обширного Даурского свода СВ простирания. Территория свода (бассейны рек Чикоя, Ингоды в верховьях, Кыры, Былыры, Туры, Оленгуя и др.) сложена преимущественно гранитоидами крупных батолитовых массивов, подразделяемых на верхнепалеозойский даурский и триас-среднеюрский кыринский комплексы. В юго-восточной, приграничной области свода с Агинской зоной, расположенной восточнее, широко развиты субвулканические и интрузивные образования средне-верхнеюрских сохондинского дацит-гранодиорит-гранитного и харалгинского лейкогранитного комплексов [4, 5]. В тектонических депрессиях Онон-Туринской зоны

разломов СВ простирания, разграничивающей территории Даурского свода и Агинского блока, выполненного терригенными образованиями, широко проявлен верхнеюрский латитовый щелочно-базальтоидный магматизм (трахидолериты-трахиандезиты-трахириолиты, бырцинская свита, J_3), геохимически детально изученный Л.В.Таусоном с соавторами [6].

В металлогеническом отношении рассматриваемый рудный район находится во внутренней области выделенного академиком С.С.Смирновым громадного субширотного оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья [14], северной границей которого служит зона Монголо-Охотского линеамента. К северу от него был выделен обширный золото-молибденовый металлогенический пояс, на территории которого размещено подавляющее большинство известных молибденитовых месторождений и рудопроявлений Восточного Забайкалья, сочетающихся с рядом золоторудных районов. Согласно современным данным, размещение золоторудных районов в пределах обоих металлогенических поясов Восточного Забайкалья

контролируется зонами глубинных разломов [16].

Прилегающая к рассматриваемому Любавинско-Хапчерангинскому рудному району территория южной части Даурского свода характеризуется преимущественным развитием оловянно-вольфрамового оруденения, генетически связанного [10] с гранитоидами кыринского комплекса (Былыринский рудный район), сохондинского (рудопоявления гольцов Сохондо) и харалгинского комплексов (Хапчерангинское, Тарбальджейское, Ингодинские и др. месторождения). Вопросы о роли выделяемых в регионе магматических комплексов в формировании Любавинской группы малосульфидных золото-кварцевых ме-

сторождений остаются до настоящего времени открытыми.

Геологическая схема Любавинско-Хапчерангинского района, составленная с упрощениями на основе Геологической карты Читинской области масштаба 1:500 000 [5], приведена на рис.1. Главным объединяющим магматическим образованием района является субмеридиональный Хамаро-Тыринский (Х.-Т.) массив (№ 6) кыринского комплекса с его северным Арыцирским сателлитом (№ 6а). ССЗ удлинение массива практически перпендикулярно общему северо-восточному простиранию всего Даурского свода [11; 7].

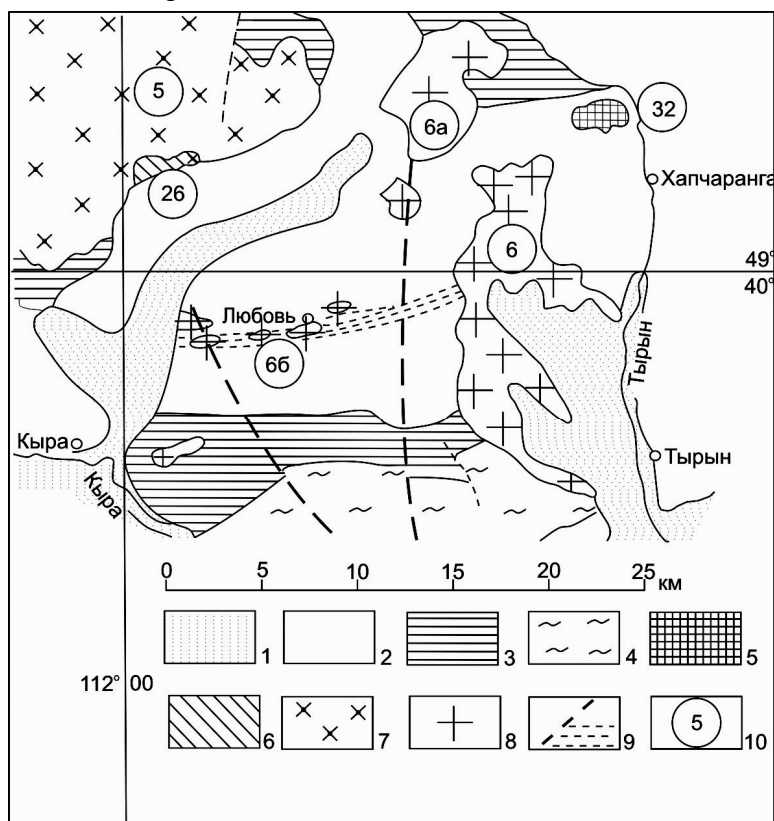


Рис. 1. Геологическая схема Любавинско-Хапчерангинского района (по [4, 5, 16], с упрощениями): 1 – современные отложения долин; 2 – свиты хапчерангинской серии (T_1): глинистые сланцы, алевролиты, песчаники с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов; 3 – агуцинская свита ($D^?ag$): углисто-глинистые сланцы, песчаники, с прослоями кристаллических известняков и метаэффузивов основного–среднего состава; 4 – ононская свита (R_{2on}): филлиты, алевролиты, песчаники, с прослоями яшмоидов, кварцитов, известняков; 5 – харалгинский комплекс (J_{2-3}): граниты и лейкограниты ГФ; 6 – сохондинский комплекс (J_{2-3}): риолиты ЗФ; 7 – даурский комплекс (PZ_3): гранодиориты ГФ; 8 – кыринский комплекс (T_1-J_1): гранодиориты ГФ; 9 – главные разломы и Любавинская субширотная тектоническая зона; 10 – номера массивов (по [10]): 6 – Хамаро-Тыринский (Х.-Т.), 6а – Арыцирский, 66- магматиты Любавинской тектонической зоны, 26 – Улетуйский, 32 – Хапчерангинский

Массив интрузирует вмещающие песчано-сланцевые породы нижнего триаса (тарбальджейская, курултыкенская, хамарская свиты) и сложен в основной части роговообманково-биотитовыми среднезернистыми гранодиоритами главной фазы (ГФ) с зоной эндоконтактовых диоритов; в центральной части ГФ массива выделяется участок биотитовых с мусковитом среднезернистых гранитов фазы дополнительных интрузий (ФДИ) [10].

На СВ фланге Х.-Т. массива расположен Хапчерангинский шток (см. рис.1, № 32) резкопорфировидных гранитов и лейкогранитов харалгинского (J_{2-3}) комплекса, с которым генетически связано одноименное касситерит-сульфидное месторождение. Рудное поле месторождения с его субмеридиональными жилами располагается южнее Хапчерангинского штока.

На западном фланге Х.-Т. массива в песчано-сланцевых породах (T_1) выделяется протяженная (14 км при мощности до 1,5 км) субширотная Любавинская тектоническая зона (см. рис.1), вмещающая несколько удлиненных в широтном направлении гранодиоритовых штоков и практически непрерывную субширотную дайковую серию, преимущественно гранит-порфирового, кварцево-порфирового и фельзитового состава с подчиненным количеством даек гранодиорит-порфиров и лампрофиров [16]. С исключительной детальностью породы Любавинской тектонической зоны закартированы Г.В. Шубиным [21]. Зона объединяет рудные поля многочисленных жильных золоторудных месторождений и рудопроявлений, сопровождающихся золотоносными россыпями.

Проведенные в последние годы дополнительные полевые исследования и новые подробные аналитические данные по редкоэлементному составу гра-

нитойдов, включая редкоземельные элементы (РЗЭ), позволили вернуться к вопросам формационного расчленения гранитоидов рассматриваемого района и оценки их металлогенической роли.

Ниже проводится сравнительный анализ петрохимического, редкоэлементного и редкоземельного составов разновидностей гранитоидов перечисленных выше комплексов краевой юго-восточной части Даурского свода и гранитоидов Любавинской тектонической зоны.

Петрохимическое сопоставление гранитоидов района

В петрохимическом анализе наиболее существенными для сравнения оказываются сведения о распределении щелочных элементов, которые иллюстрируются диаграммой $SiO_2 - Na_2O - K_2O$ (по [7]). Особенностью диаграммы является составление по многочисленным петрохимическим сводкам двух совмещенных кривых кларковых концентраций Na_2O и K_2O в зависимости от концентраций SiO_2 в наиболее распространенных известково-щелочных гранитоидах мира. Из диаграммы, в частности, следует, что если средние концентрации Na_2O изменяются в пределах 3,65-3,70 % и практически не зависят от содержания SiO_2 , то средние концентрации K_2O прямо зависят от SiO_2 , изменяясь в пределах от 2-2,5 % в гранодиоритах до 5% и более в лейкогранитах.

Диаграмма (рис.2) для гранитоидов изученного района и прилегающей зоны Даурского свода составлена по многочисленным публикациям средних петрохимических составов гранитоидов, приведенных в ряде работ [21; 10; 16], а также по результатам дополнительного опробования (табл.1).

Таблица 1

Петрохимическая, редкоземельная и редкоземельная характеристики гранитоидов
Любавинско–Хапчерангинского района Центрального Забайкалья

Компо- ненты, масс. %; эле- менты, г/т	Кыринский ком- плекс, Хамаро- Тыринский мас- сив № 6		Сохон- динский компл. Уле- туйск. масс. № 26	Харал- гинский компл., Хапче- ранг. масс. № 32	Гранитоиды Любавинского рудного поля			
	Диори- ты эн- докон- такто- вые	Грано- диори- ты ГФ	Риоли- ты ЗФ	Лейко- границы ГФ	Штоки		Дайковая серия	
					Грано- диори- ты	Грано- диориты изме- ненные	Фель- зиты	Квар- цевые порфи- ры
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	63.85	67.31	69.17	72.79	64.97	65.92	72.03	73.57
TiO ₂	0.67	0.43	н.о.	0,17	0,62	0,50	0,07	0,06
Al ₂ O ₃	15,22	15,28	13,97	13,54	16,58	14,48	15,48	15,58
Fe ₂ O ₃	0,45	1,06	2,19	0,33	1,38	2,74	0,91	0,89
FeO	4,71	2,75	1,30	1,96	2,62	0,72	0,17	0,08
MnO	0,11	0,06	0,04	0,04	0,07	0,08	0,02	0,01
MgO	2,59	1,71	0,82	0,12	1,63	1,16	<0,05	<0,05
CaO	3,57	2,87	1,79	0,79	4,29	3,46	1,83	0,36
Na ₂ O	3,66	4,02	3,65	3,82	4,02	3,74	4,23	4,68
K ₂ O	3,21	3,38	4,88	5,16	2,38	3,31	2,86	3,60
P ₂ O ₅	0,23	0,09	-	0,05	0,18	0,15	0,03	0,08
ппп	0,58	0,82	1,03	0,62	0,81	3,53	2,33	0,86
Σ	98,85	99,78	98,84	99,39	99,55	99,79	100,01	99,82
N	2	7	4	9	2	2	1	1
B	24	14	19	17,5	-	-	-	-
F	500	370	700	3700	580	530	<200	<200
Li	55	57	52	85	22	15	27	5
Rb	100	114	250	400	65	86	80	110
Cs	5	4	10	14	4	4	3	3
Be	2.4	3	4.7	14	2.3	2.2	2.9	2.9
Sr	430	425	320	90	360	310	550	350
Ba	670	630	620	270	570	540	650	730
Sn	~3	2,6	4,4	12,5	2,6	3,7	2,2	3,4
W	~2	1,1	1,0	2,6	~0,3	41	0.2	0.8
Mo	-	-	-	-	0,6	6-8	~0,1	0,4
Pb	16	21.6	24	28	21	11.8	28	21
Nb	7,4	6	15,1	20	5,3	6,4	2,9	3,4
Ta	1,1	0,7	1,6	3,0	0,5	0,6	0,3	0,03
Th	13,4	9,3	26,1	29	7,5	5,4	0,5	0,5
U	1,3	1,2	4,1	5,1	2,4	2,2	1,3	1,6
Zr	135	112	194	168	150	126	90	<80
Hf	4,4	3,7	5,0	5,9	3,9	3,4	2,4	2,1

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Se	15	9,2	5,1	4,4	8,6	6,2	1,4	1,3
V	100	57	59	11,5	37	32	1,2	1,7
Cr	145	82	43	8,1		-	-	-
Co	15,6	10	6,9	2,1	9,6	7,2	0,4	0,6
Ni	46	29,3	15,3	8,8	-	-	-	-
Cu	11	11	14	11	~18	~80	2,8	0,4
Zn	61	54	62	55	75	48	32	28
Ag	~0,10	0,12	~0,10	<0,03	0,051	1,34	0,11	0,14
Au	-	0,0061	0,0015	0,0028	0,0050	~0,28	0,0009	0,0008
Y	22,8	14,9	17,9	52	8,9	7,3	0,42	0,38
La	36,8	23,1	53,9	41,9	24,9	18,4	0,70	0,74
Ce	81,2	58,2	122,8	96,9	54	37,7	1,42	1,05
Pr	7,9	5,2	13,3	11,3	5,6	4,0	0,12	0,15
Nd	28,0	18,0	44,8	36,6	19,5	14,6	0,57	0,69
Sm	5,0	3,6	7,2	9,2	4,1	3,1	0,16	0,16
Eu	1,07	0,86	0,43	0,17	0,93	0,71	0,16	0,12
Gd	5,0	3,2	4,8	7,9	3,1	1,9	0,18	0,19
Tb	0,5	0,38	0,58	1,4	0,43	0,34	0,02	0,02
Dy	3,5	2,5	2,7	8,0	2,2	1,8	0,09	0,11
Ho	0,74	0,5	0,62	1,7	0,35	0,32	0,01	0,01
Er	2,2	1,5	1,6	5,4	0,71	0,72	0,04	0,01
Tm	0,32	0,2	0,25	0,83	0,13	0,11	0,00n	0,01
Yb	2,0	1,3	1,1	3,9	0,68	0,64	0,03	0,03
Lu	0,38	0,22	0,20	0,78	0,11	0,11	0,00n	0,00n
n	8	3-7	5	11-23	2	2	1	1

Примечание. Аналитические данные получены в подразделениях Института геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН. Петрохимия гранитоидов приводится по данным силикатного рентгено-спектрального анализа на отечественном квантометре СРМ-25. Содержания редких щелочных металлов (*Li, Rb, Cs*) определялись методом фотометрии пламени, концентрации *Sr, Ba, Zr, Nb* – количественными методами рентгено-спектрального анализа, содержания *B, F, Be, Sn, W, Mo, Pb, Zn, Sc, V, Ni, Co* – количественными методами эмиссионного спектрального анализа, содержания *Y*, редких земель (14 элементов), а также *Hf, Th, U* определены растворным методом на аналитическом комплексе ICP-MS. Группы элементов и исполнители анализа – аналитики: *Sr, Ba, Nb, Zr* – Т.С.Айсуева; *F, Be* – О.М.Чернышова; *B, Cu, Zn, Mo, Sn, Pb* – Н.Л.Чумакова; *Sc, Cr, V, Co, Ni* – С.С.Воробьева; редкие земли, *Y, Nb, Hf, Th, U* и уточнение концентраций ряда других элементов – аналитический комплекс ICP-MS, аналитики-методисты Е.В.Смирнова, Г.П.Сандимирова.

П.п.п. – потери при прокаливании; Σ – сумма; N – число проб силикатного анализа; n – число проб на редкие элементы; прочерк – нет данных. ГФ – главная интрузивная фаза, ФДИ – фаза дополнительных интрузий, ЗФ – заключительная фаза.

Диаграмма иллюстрирует общую повышенную щелочность гранитоидов и их субвулканических аналогов всех выделяемых в регионе гранитоидных комплексов – кыринского, сохондинского и харалгинского, обусловленную как не-

сколько вышекларковыми содержаниями Na_2O , так и, в особенности, повышенными – K_2O , т.е.их калиевую специфику, включая гранитоиды Х.-Т.массива (значки № 6 на диаграмме).

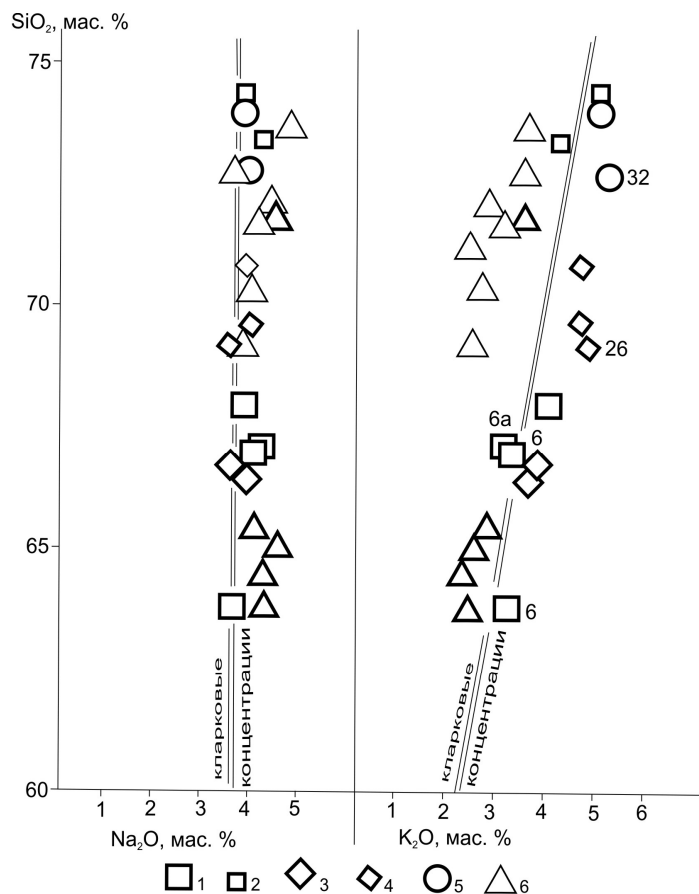


Рис. 2. Соотношение SiO_2 – Na_2O и K_2O в гранитоидах района: 1,2 – кыринский комплекс: 1 – гранодиориты ГФ, 2 – граниты и лейкограниты мелко-среднезернистые ФДИ; 3,4 – сохондинский комплекс: 3 – дациты и гранодиорит-порфиры ГФ, 4 – гранит-порфиры, риолиты ЗФ; 5 – харалгинский комплекс, граниты и лейкограниты ГФ; 6 – гранитоиды Любавинской тектонической зоны (гранодиориты штоков – 63,5-66 % SiO_2 , граниты, кварцевые порфиры и фельзиты даек – 69-74 % SiO_2); жирным контуром значков показаны средние данные по сериям проб или нескольким пробам, тонким контуром – единичные пробы. Номера условных значков на диаграмме соответствуют номерам массивов на рис. 1: 6 – Х.-Т., 6а – Арыщирский, 26 – Улетуйский, 32 – Хапчерангинский

В отличие от перечисленных комплексов породы Любавинской зоны – и гранодиориты штоков и гранитоиды дайковой серии, – отчетливо выделяются существенно пониженными относительно кларкового уровня содержаниями K_2O , и как следствие, суммы щелочей. Эта особенность может рассматриваться как свидетельство генетической общности гранодиоритовых штоков и последующей дайковой серии кварцевых порфиров-фельзитов Любавинской

зоны.

Распределение в гранитоидах района концентраций гранитофильных редких элементов, Sr и Ba, Ag и Au

Гранитофильными принято называть группу летучих и редких элементов, преимущественно концентрирующихся в породах кислого состава – гранитоидах: F, B, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Mo, Ta, Pb, Th, U [8]. Степень обогащения –

обеднения ими конкретной разновидности гранита по сравнению с кларковыми концентрациями в гранитах может быть оценена с помощью *элементных формул и индекса концентрации* (ИНК) [8].

Элементная формула – результат нормирования концентраций гранитофильных элементов в анализируемом граните по их кларковым концентрациям из справочных работ по геохимии [3; 13]. В числителе формулы записываются через тире гранитофильные элементы, кларки концентрации которых по отношению к кларковому уровню повышены, в знаменателе формулы – элементы с пониженными кларками концентрации. Элементные формулы дополнены данными по негранитофильным *Sr* и *Ba*, концентрации которых в наиболее рудоносных редкометалльных гранитах минимальны, и они попадают в знаменатель формулы таких гранитов с самыми низкими значениями кларков концентрации (0,3 – 0,1 и ниже).

Индекс концентрации показывает суммарный уровень избыточности (+) или дефицита (–) гранитофильных элементов в анализируемом граните по сравнению с кларковым гранитом, выраженный в количестве кларков гранитофильных элементов.

В табл. 2 приведены элементные формулы и значения ИНК гранитофильных элементов в разновидностях гранитоидов района, рассчитанные по данным табл. 1. Из табл. 2 следует, что большей части гранитоидов района свойственны пониженные, нижекларковые концентрации гранитофильных элементов. Контрастом являются только данные по гранитам Хапчерангинского массива рудоносного харалгинского комплекса, в которых суммарный средний уровень концентрации гранитофильных элементов составляет для 12-гранитофильных элементов +17,1 их кларков. Попутно следует отметить, что это очень невысокий показатель ИНК для рудоносных редкометалльных гранитов мира [7], отражающий невысокие продуктивность и

экономические показатели оловянного оруденения Хапчерангинского месторождения. Пониженными концентрациями гранитофильных элементов в районе характеризуются и граниты X.-Т. массива кыринского комплекса, а слабо повышенными – риолиты заключительной фазы (ЗФ) сохондинского. Но наиболее низкие концентрации гранитофильных элементов характерны для гранитоидов Любавинской зоны – гранодиоритов (ИНК = –4,7 кларка) и кварцевых порфиров и фельзитов даек (–5,7 ÷ –6,1 кларка), несмотря на лейкогранитный характер последних. При этом очень низкие концентрации гранитофильных элементов в любавинских гранитоидах коррелируются с низкими концентрациями в них петрогенного калия.

Полученные данные по гидротермально измененным гранодиоритам Любавинского штока показывают, что низкие концентрации гранитофильных элементов в гранитоидах Любавинской зоны с влиянием гидротермального процесса не связаны. Согласно данным табл. 2 по измененным гранодиоритам, их гидротермальные изменения сопровождаются интенсивным привнесением элементов золоторудной гидротермальной ассоциации – Au, Ag, S, W, Mo, Cu (выделены в элементной формуле жирным шрифтом).

Присутствие среди них двух гранитофилов – W и Mo, – определило резкое возрастание в измененных гранодиоритах ИНК до +27,8 кларков (см. табл.2), а концентрации остальных гранитофильных элементов в неизмененных и измененных гранодиоритах одинаково низки.

Отдельно необходимо остановиться на распределении в гранитоидах Любавинской зоны Ca и особенно Sr и Ba. Пониженные концентрации этих элементов свойственны кислым дифференциатам известково-щелочных гранитных интрузий, и минимальные их содержа-

Таблица 2
Редкоэлементный состав гранитодов Любавинско-Хапчерангинского района Центрального Забайкалья в элементных формулах и индексах концентрации гранитофильных элементов (ИНК)

Комплекс, массив, порода, № колонки анализов в табл.1	Элементная формула	ИНК* (в скобках - число гранитофильных элементов)
Гранитоидные комплексы юга Даурского свода		
Кыринский комплекс, Хамаро-Тыринск. масс. Диориты ГФ, № 2	<u>Bi</u> 1.6-Li1.4-Sr1.4-W1.3-Cs1-Sn1 Ta0,3-U0,4-F0,6-Rb0,6-Th0,7-Be0,8-Pb0,8-Ba0,8	-1,5 (12)
Хамаро-Тыринск. масс. Гранодиориты ГФ, № 3	<u>Li</u> 1.4-Sr1.4-Pb1.1-Be1 Ta0,2-U0,3-F0,5-Th0,5-Rb0,7-W0,7-Cs0,8-Ba0,8-B0,9-Sn0,9	-3 (12)
Соохондинский компл., Улутуйский массив. Риолиты ЗФ, № 4	<u>Cs</u> 2-Be1.6-Rb1.5-Sn1.5-Th1.5-Bi1.3-Li1.3-Pb1.2-U1.2-Sr1.1 Ta0,5-W0,7-Ba0,8-F0,9	+3,2 (12)
Харалгинский комплекс, Хапчерангинский масс. Лейкограниты ГФ, № 5	<u>Be</u> 4.7-F4.6-Sn4.2-Cs2.8-Rb2.4-Li2.1-W1.7-Th1.6-U1.5-Pb1.4-Bi1.2 Sr0,3-Ba0,3-Ta0,9	+17,1 (12)
Гранитоиды Любавинской тектонической зоны		
Любавинский шток. Гранодиориты, № 6	<u>Sr</u> 1.2-Pb1.1 Ta0,1-W0,2-Rb0,4-Th0,4-Li0,6-Mo0,6-F0,7-U0,7-Ba0,7-Cs0,8-Be0,8-Sn0,9	-4,7 (12)
Любавинский шток. Гранодиориты гидротермально-измененные, № 7	<u>Au</u> 100 - <u>Sr</u> 1.7 - <u>W</u> 27,3 - <u>Ag</u> 23,9 - <u>Mo</u> 7 - <u>Cu</u> 4 - - Sn1.2 - Sr1 Ta0,2-Th0,3-Li0,4-Rb0,5-Pb0,6-U0,6-F0,7-Be0,7-Ba0,7-Cs0,8	+27,8 (12) (за счет гранитофильных W и Mo)
Дайковая серия. Фельзиты серицитизированные, № 8	<u>Sr</u> 1.8-Pb1.4-Be1 W0,1-Mo0,1-Ta0,1-Th0,1-F0,2-U0,4-Rb0,5-Cs0,6-Li0,7-Sn0,7-Ba0,8	-6,1 (12)
Кварцевые порфиры серицитизированные, № 9	<u>Sr</u> 1.2-Sn1.1-Pb1.1-Be1 Th0,1-Ta0,1-Li0,1-F0,2-Mo0,4-W0,5-U0,5-Cs0,6-Rb0,6-Ba0,9	-5,7 (12)

Примечание: Элементная формула – результат нормирования содержания элементов в данном граните по их кларковым концентрациям: B-15г/т, F-800, Li-40, Rb-170, Cs-5, Be-3, Sr-300, Ba-800, Sn-3, W-1,5, Mo-1, Pb-20, Ta-3,5, Th-18, U-3,5, S-300, Cu-20, Ag-0,056, Au-0,0028 г/т). ИНК* – индекс концентрации фиксирует суммарный уровень избыточности (+) или дефицита (–) гранитофильных редких элементов в данном граните по отношению к кларковому уровню в количествах гранитных кларков элементов: $ИНК_{ГРЭ} = \frac{K_1 + K_2 + \dots + K_n}{K_1 + K_2 + \dots + K_n} - n$ (т.е. минус n), где n – число гранитофильных элементов, участвующих в расчете ИНК, (без негранитофильных Sr и Ba); $K_1, \dots, K_n$ – кларки концентрации соответствующих гранитофильных элементов

фиксируются в самых кислых конечных дифференциатах – аплитах. Пониженные и низкие концентрации стронция и бария свойственны кислым дифференциатам всех гранитоидных комплексов Забайкалья [10]. В рассматриваемом районе в гранитах главной фазы (ГФ) Хапчерангинского массива харалгинского лейкогранитного комплекса (SiO_2 72,79%) концентрации стронция и бария понижены до 0,3 кларкового уровня (см. табл.2).

В неизмененных гранодиоритах Любавинского штока при повышенных содержаниях CaO (4,29 %) концентрации Sr и Ba составляют соответственно 1,2 и 0,7 кларкового уровня. В фельзитах и кварцевых порфирах при существенном повышении содержаний SiO_2 до 72,03 и 73,57 % и снижении CaO до 1,83 и 0,36 % соответственно (табл.1) концентрации Sr и Ba не снижаются, а *повышаются*, составляя для Sr 1,8 – 1,2, а для Ba – 0,8 – 0,9 кларкового уровня, что совершенно необычно для лейкогранитных дифференциатов гранитоидов.

Исходя из развития в Любавинской тектонической зоне золотого оруденения, в гранитоидах района изучено также распределение содержаний золота и его постоянного спутника серебра. Первые подробные *количественные* сравнительные данные по уровням концентраций золота в гранитоидных оловянно-вольфрамового металлогенического пояса Забайкалья, полученные на основе усовершенствованной аналитической методики [12], опубликованы авторами в 2005 г [15]. Было показано, что наиболее высокими концентрациями золота характеризуются гранодиориты ГФ крупных батолитовых интрузий – ундинского пермо-триасового комплекса на востоке региона (0,0037 – 0,0061 г/т Au в среднем в разных массивах) и кыринского триас-среднеюрского комплекса на западе региона (0,0051 г/т в среднем), при изменениях средних концентраций Au в отдельных массивах ГФ комплекса в пределах 0,0037 - 0,0087 г/т. По шкале

А.П.Виноградова [3] кларк Au в гранитах составляет 0,0045 г/т, и средние концентрации Au в гранитоидах ГФ батолитовых массивов региона изменяются в диапазоне 0,8 – 2 кларка золота. Согласно более современной шкале кларковых концентраций Л.Н.Овчинникова [13], в которой проведено разделение шкал гранодиоритов (69,6 % SiO_2) и гранитов (73,2 % SiO_2), кларковые концентрации Au в гранодиоритах составляют 0,0028 г/т, т.е. средние концентрации золота в гранодиоритах ГФ кыринского комплекса изменяются в пределах 1,3 – 3 кларков.

Во всех гранитоидах более поздних, средне-верхнеюрских (позднеколлизийных) комплексов региона, включая сохондинский и шахтаминский комплексы повышенной основности, средние концентрации Au в подавляющем большинстве массивов относительно кларкового уровня *понижены*. В Даурской зоне, где находится рассматриваемый район, средние концентрации Au по комплексам составляют: сохондинский комплекс (дациты-гранодиорит-порфиры) – 0,0018 г/т, харалгинский лейкогранитный редкометалльный – 0,0014 г/т; в соседней к востоку Агинской зоне: шахтаминский комплекс (габбродиориты-диориты-гранодиориты) – 0,0014, кукульбейский редкометалльный, граниты ГФ – 0,0028 г/т.

В гранитоидах рассматриваемого района содержания золота (см. табл. 1) отчетливо повышены в гранодиоритах Х.-Т. массива (0,0061 г/т или 2,2 кларка) и в неизмененных гранодиоритах Любавинского штока (около 2-х кларков); в гранитах Хапчерангинского массива харалгинского комплекса концентрации Au кларковые, пониженные (0,6 кларка) – в риолитах ЗФ сохондинского комплекса, и резко пониженные (~0,3 кларка) в серицитизированных фельзитах – кварцевых порфирах даек Любавинской тектонической зоны, т.е. последние обеднены и гранитофилами, и золотом.

Распределение серебра более ста-

бильно: повышено до уровня двух кларков (0,10 – 0,12 г/т) в гранодиритах Х.-Т. массива, дайках Любавинской зоны, риолитах сохондинского комплекса и резко понижено ($< 0,5$ кларка) в гранитах Хапчерангинского массива.

Особенности редкоземельных спектров гранитоидов района

Распределение в горных породах редкоземельных элементов (РЗЭ) принято анализировать на основе диаграмм редкоземельных спектров, в которых концентрации РЗЭ (ось абсцисс) нормированы по метеоритному веществу (ось ординат) [20]. К настоящему времени установлены нижеследующие общие закономерности в распределении РЗЭ в дифференцированных гранитоидных сериях [1, 2, 17]: 1) связь легких РЗЭ (La - Nd) в основном с полевыми шпатами, а тяжелых РЗЭ (Sm - Lu) – со слюдами и акцессорными минералами гранитоидов; 2) рассеяние основной массы РЗЭ в Са-содержащих минералах гранитоидов, благодаря чему в последовательных дифференциатах гранитоидных интрузий обычно наблюдается снижение суммы РЗЭ по мере снижения в них кальция, т.е. плагиоклазовой составляющей гранитоидов в кислых дифференциатах; 3) появление на нормированных по метеоритному веществу графиках (спектрах) РЗЭ *европиевого* минимума (Eu-минимум) и его усиление в кислых дифференциатах гранитоидных интрузий благодаря тесным изоморфным связям двухвалентного европия с Са и особенно со Sr и Ba, концентрации которых в ряду от основных к кислым дифференциатам существенно снижаются.

На рис. 3 приведена диаграмма редкоземельных спектров отдельных массивов гранитоидов ГФ кыринского комплекса по сборным (объединенным) пробам [15] на обширной территории

юга Даурского свода от бассейнов рек Букукун-Агуца на юго-западе до бассейнов рек Былыра-Тырын, включая рассматриваемый район. Диаграмма иллюстрирует высокую степень компактности спектров РЗЭ гранитоидов ГФ кыринского комплекса. В РЗЭ спектрах всех массивов ГФ комплекса внутренней области свода (см. рис.3, спектры №№ 1, 2, 4а) проявлен неглубокий Eu-минимум, свидетельствующий об умеренной дифференциации расплавов при становлении массивов. В спектрах РЗЭ периферийных массивов – Х.-Т. (спектр 6/2) и Любавинского гранодиоритового (спектр 6в/1) практическое отсутствие Eu-минимума свидетельствует о слабой магматической дифференциации на периферии свода. Совпадение спектра РЗЭ гранодиорит-порфиров ГФ сохондинского комплекса (спектр 24/1) со спектрами гранодиоритов ГФ кыринского комплекса подтверждает давно обосновывавшееся генетическое родство гранитоидов этих комплексов [18]. Согласно данным Л.В.Таусона с соавторами [6], средний латит Забайкалья (спектр ЛТ-3), представляющий в регионе средний состав щелочно-базальтоидных расплавов зон глубинных разломов, по сравнению с батолитовым магматизмом слабо обогащен легкими РЗЭ. Диаграмма фиксирует значительную обедненность гранодиоритов Любавинского штока (спектр 6в/1) тяжелыми РЗЭ (в интервале Dy - Lu). Этим гранодиориты Любавинской зоны существенно отличаются от гранитоидов ГФ кыринского комплекса, включая гранодиориты Х.-Т. массива.

Рассмотренные на рис.3 спектры РЗЭ гранодиоритов ГФ района дополнены на рис. 4 спектрами кислых дифференциатов фазы дополнительных интрузий (ФДИ) и ЗФ кыринского и сохондинского комплексов и лейкогранитов ГФ харалгинского.

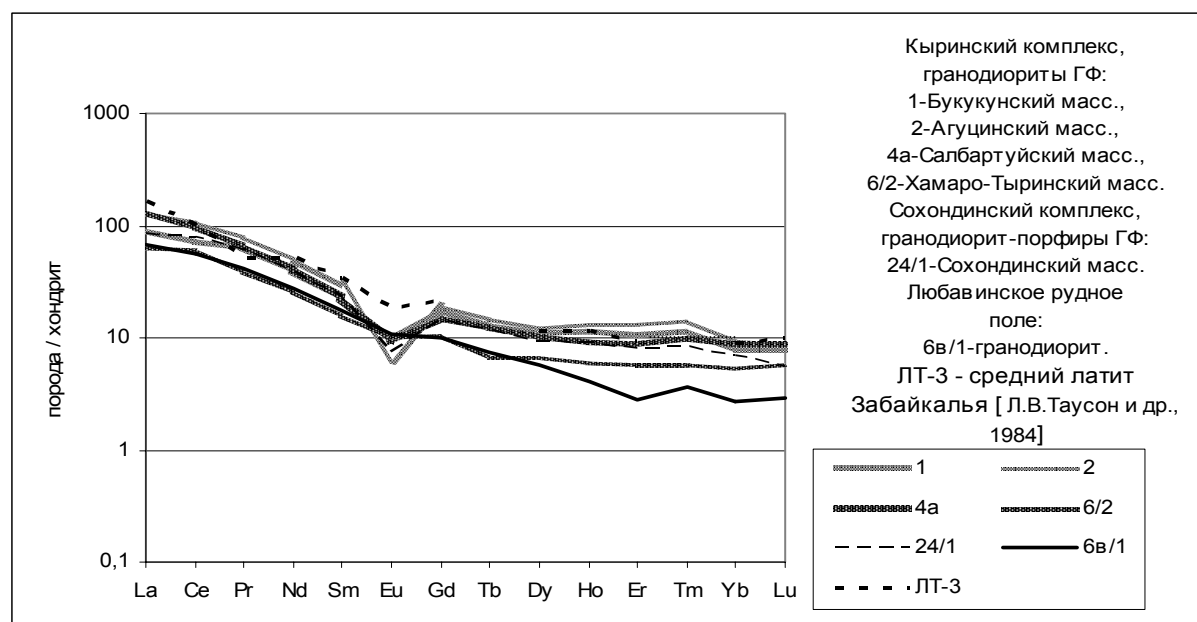


Рис. 3. Редкоземельные спектры гранитоидов ГФ юга Даурского свода (пояснения в тексте)

Мелко- среднезернистые биотитовые лейкограниты ФДИ кыринского комплекса представлены спектром (20в) Ульзутуйского массива, сопровождающегося касситерит-кварцевой минерализацией. Спектр РЗЭ лейкогранитов массива характеризуется глубоким Eu-минимумом, подтверждающим их дифференциальное происхождение, понижением концентраций легких лантаноидов в связи с резким снижением анортитовой составляющей полевых шпатов по сравнению с гранодиоритами ГФ и умеренным повышением содержаний тяжелых лантаноидов, накапливавшихся в лейкогранитах ФДИ вместе с гранитофильными элементами (ИНК=+13 кларков). Соответственно, гораздо слабее Eu-минимум проявлен в риолитах 3Ф сохондинского комплекса (спектр 26, ИНК= +3,2 кларка, см. табл.2). Максимальным Eu-минимумом характеризуется спектр РЗЭ (32) лейкогранитов ГФ Хапчерангинского массива, с которым связано одноименное касситерит-сульфидное месторождение (ИНК=+17 кларков, см. табл.2). Спектр характеризуется умеренным накоплением как легких, так и тяжелых лантаноидов, оущее-

ствлявшимся в процессе интенсивного концентрирования в исходных расплавах редких элементов под воздействием летучих компонентов [19], представленных в харалгинском комплексе фтором [10].

Всем этим общим закономерностям распределения РЗЭ в дифференцированных гранитоидных сериях [9] полностью противоречит их распределение в кислых дифференциатах Любавинской тектонической зоны – дайках серицитизированных фельзитов – кварцевых порфиров (см. рис.4, спектры РЗ 4 и РЗ 6), характеризующихся исключительно низкими, пониженными по отношению к кларковому уровню на два порядка (~ в 100 раз) содержаниями и легких, и тяжелых лантаноидов, за исключением одного двухвалентного европия. Концентрации последнего в дайках относительно повышаются вслед за Sr и Ba, с которыми Eu изоморфен, следствием чего является появление в РЗЭ-спектрах даек Eu-максимума, совершенно необычного для гранитоидных серий [20]. Разумеется, это явление требует дальнейшего изучения с точки зрения его возможного индикаторного значения

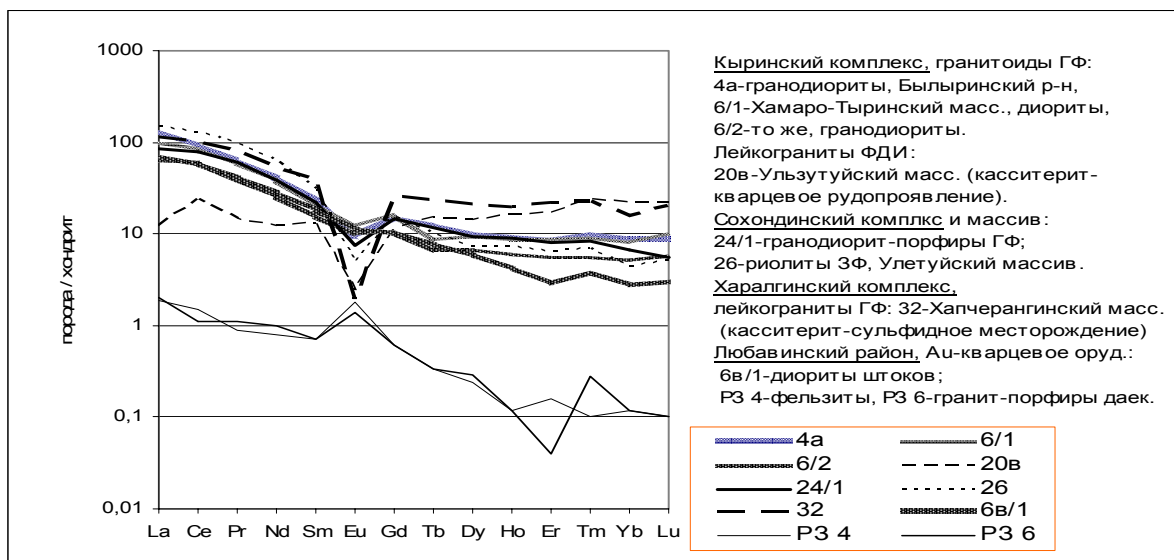


Рис. 4. Редкоземельные спектры разновидностей гранитоидов юга Даурского свода (пояснения в тексте)

прежде всего на дайковых породах других золоторудных полей.

Основные выводы

Отчетливые отличительные петрохимические и геохимические особенности гранодиоритов и кварцевых порфиров-фельзитов дайковой серии Любавинской тектонической золоторудной зоны (пониженные содержания K_2O , существенно пониженные концентрации гранитофильных редких элементов при повышенных негранитофильных бария и стронция, резко пониженные в породах дайковой серии редкоземельных, за исключением европия, элементов и появление в редкоземельных спектрах даек Eu-максимума) свидетельствуют о генетической самостоятельности гранитоидного магматизма Любавинской тектонической зоны в системе гранитоидных комплексов юга Даурского свода, отражающей их разную металлогеническую специализацию – золоторудную магматизма Любавинской зоны и вольфрам-оловорудную гранитоидных комплексов Даурского свода. Этот вывод согласуется со сделанными ранее выводами Л.В.Таусона и его коллег [16].

Библиографический список

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. – 267 с.
2. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. – М.: Наука, 1985. – 221 с.
3. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах горных пород земной коры // Геохимия, 1962. № 7. – С. 557 – 571.
4. Геологическое строение Читинской области: Объяснит. записка к Геологической карте м-ба 1:500000 / Отв. ред.: И.Г.Рутштейн, Н.Н.Чабан. – Чита, 1997. – 239 с.
5. Геологическая карта Читинской области. Масштаб 1:500 000 / Отв. редакторы И.Г.Рутштейн, Н.Н.Чабан. – Чита: ГГУП «Читагеолсъемка», 1997. – 23 л.
6. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Л.В.Таусон, В.С.Антипин, М.Н.Захаров, В.С.Зубков. – Новосибирск: Наука, 1984. – 215 с.
7. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. – М.: Наука, 1985. – 304 с.
8. Козлов В.Д. Введение в геохимию. – Иркутск: ГОУ ВПО «Иркутский го-

- сударственный университет», 2007. – 220 с.
9. Козлов В.Д. Отражение особенностей генезиса и рудоносности редкоземельных спектров // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: материалы Всероссийской научной конференции. Т.2. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. – С. 115 – 118.
 10. Козлов В.Д., Свядковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1977. – 251 с.
 11. Менакер Г.И. Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье // Геология рудных месторождений, 1972. № 6, – С. 3 – 16.
 12. Меньшиков В.И., Хлебникова А.А., Цыханский В.Д., Малых В.Д. Атомно-абсорбционное определение золота в геохимических образцах с использованием импульсных анализаторов // Аналитическая химия, 1977. Т.32. №5. – С. 954 – 959.
 13. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990. – 248 с.
 14. Смирнов С.С. Схема металлогении Восточного Забайкалья // Проблемы сов. геологии. 1936. – Т.6, № 10. – С.846 – 864.
 15. Спиридонов А.М., Козлов В.Д. Особенности распределения золота в гранитоидах оловянно-вольфрамового и золото-молибденового металлогенических поясов Забайкалья. // Труды IV Международного симпозиума по геологической и минералогической корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии и Чтений памяти академика С.С.Смирнова. – Чита: Изд-во БНЦ СО РАН, 2005. – С. 32 – 35.
 16. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. – Новосибирск: «Гео», 2006. – 291с.
 17. Солодов Н.А., Семенов Е.И., Бурков В.В. Геологический справочник по тяжелым литофильным редким металлам. – М.: Недра, 1987. – 438 с.
 18. Старченко В.В. Краткий очерк геологического строения Центрального Забайкалья. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. 1. – М.: Госгеоллиздат, 1963. – С. 3 – 15.
 19. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 279 с.
 20. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
 21. Шубин Г.В. Типы золоторудной минерализации Даурской зоны. – Новосибирск: Наука, 1984. – 209 с.

Рецензент: кандидат геолого-минералогических наук, профессор Иркутского технического университета А.А. Шиманский

УДК 553.3

Гомбожавын Жаргалжав¹,
Имантс Кавалерис²,

ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И МЕТАСОМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ОЮУ

Рудное поле Оюу Толгой расположено в Южно-Гобийском пустынном районе, в 650 км на юг от столицы Монголии Улан-Батора и в 70 км на север от границы с Китаем. В пределах рудного поля выявлены запасы золота и меди (руды 2.6 млрд тонн с 35 млн. тонн меди при содержании $>0.6\%$ Cu, 1200 тонн Au). Месторождения рудного поля отнесены к крупным золото-медным (молибденовым) порфировым месторождениям мира. Месторождение Центральный Оюу отличается четким проявлением зон вторичного сульфидного обогащения. Преобладающими сульфидами являются халькозин, ковелин, диженит, халькоперит, борнит, энаргит и в небольшом количестве теннантит, колусит, молебденит и золото. Около двух третьих меди связано с ковелином. *Ключевые слова:* месторождение, золото, медь, порфировое, сульфиды. Библ. 11, рис. 10.

Gombodjavyn Jargal, Imants Kavaleries
jargaljavg@ivancoep.net, imantsk@yahoo.com

PETROLOGICAL-GEOCHEMICAL FEATURES OF THE ORBEARING ROCKS OF CENTRAL OYU DEPOSIT

The Central Oyu deposit is one of several porphyry Cu-Au deposits in the Oyu Tolgoi mineral district, located in the South Gobi desert, Mongolia, 650 km south from the capital city Ulan-Bator. Central Oyu is characterized by high-sulfidation pyrite-chalcocite, pyrite - covellite mineralization overprinting a gold-rich porphyry system dominated by chalcopyrite. Extensive diamond drilling has defined a resource of 147 Mt 0.84% Cu, and 0.24 g/t Au (0.6% Cu cutoff), for which about two thirds of the copper occurs as covellite. *Key words:* deposits, gold, copper, porphyry, sulfides. Sources 11, illus. 10.

Введение

Порфировые месторождения, расположенные в современных континентальных и островных дугах Тихоокеанского пояса, а также в древних складчатых областях, являются главными источниками добычи меди, золота

и молибдена. На многих месторождениях мира золото-медное оруденение связано с порфировыми комплексами от диоритового до гранитного состава. Они обычно ассоциируют с порфировыми интрузивами или дайками над куполами известково-щелочных батолитов [8].

¹Гомбожавын Жаргалжав – аспирант кафедры геологии и геохимии Иркутского технического университета, старший минералог компании «Ivanhoe mines Mongolia Inc ». 210349, Монголия, Улан-Батор, Залуучуд Авеню, 26, Сеул Бизнес- Центр

Gombodjavyn Jargal – post-graduate student, Irkutsk State Technical University, senior mineralogist in “Ivanhoe mines Mongolia Inc”. “Seoul Business” Center, 1-st khoroo Bayanzurkh district, Zaluuchud Avenue-26 Ulanbaator-210349. Mongolia.

²Имантс Кавалерис – геолог-консультант компании «Ivanhoe mines Mongolia Inc ». 210349, Монголия, Улан-Батор, Залуучуд Авеню, 26, Сеул Бизнес Центр

Imants Kavaleries – consultant geologist in “Ivanhoe mines Mongolia Inc”. “Seoul Business” Center, 1-st khoroo Bayanzurkh district, Zaluuchud Avenue-26 Ulanbaator-210349. Mongolia.

Однако промышленное содержание меди связано с одной или двумя ранними фазами интрузии, тогда как поздние фазы пересекают их и разубоживают содержание полезных компонентов.

В порфировых интрузиях структура и минеральный состав вмещающих пород весьма разнообразны и свидетельствуют об относительно неглубоких условиях кристаллизации магмы. Интрузивные породы, с которыми ассоциируют порфировые месторождения, сильно окислены [4]. При этом медьсодержащие порфировые интрузии непосредственно ассоциируют с адакитовыми, а золотоносные интрузии со щелочными породами [9].

Главной целью данной работы является рассмотрение петрохимических и петрографических особенностей метасоматитов и вмещающих пород месторождения Центральный Оюу в связи с тектонической обстановкой.

Геологические особенности рудного поля

Район медно-золоторудного поля Оюу Толгой расположен в пределах орогенного пояса Центральной Азии, в котором в результате тектонической суперколлизии образовались кратонные фрагменты, офиолиты протерозойского и палеозойского возраста и аккрезированные вулканические дуги [1].

Рудное поле Оюу Толгой локализовано в толщах пород девона Гурвансайханского террейна Южной Монголии, интерпретируемого как океаническая островная дуга (рис.1).

На рудном поле золото-медное оруденение генетически и по времени образования связано с интрузивными, вулканическими, вулканокластическими породами девона, на которых несогласно лежат вулканогенно-осадочные толщи карбона и нелитифицированные красные глины мелового возраста [5].

Рудное поле Оюу Толгой состоит

из 6 отдельных месторождений, которые локализованы в пределах площади 6.5×1.5 км, вытянутой в северо-северо-западном направлении: Хюго Дамметт (Северный и Западный), Южный Оюу, Северо-Западный Оюу, Центральный Оюу и Херуга (рис. 2). Каждое отдельное месторождение отличается характером рудовмещающих пород, особенностью оруденения и гидротермально-метасоматических изменений.

Месторождения Херуга, Южный и Юго-Западный Оюу характеризуются штокверками кварца с халькопиритом, борнитом и золотом, ассоциирующими преимущественно с авгитовыми базальтами и их вулканокластическими породами, которые изменены с образованием ранней калишпат-биотит-магнетитовой (potassic) ассоциации.

На Центральном Оюу и Хюго Дамметт сульфидные минералы представлены гипогенным халькозином, ковеллином, энаргитом, ассоциирующими с минералами интенсивной аргиллизации, такими как пиррофиллит, каолинит, алунит, топаз, диаспор, зунит, алюмино-фосфат-сульфатные минералы, андалузит и диксит, которые замещают первичное золото-халькопирит-теннантитовое оруденение порфирового типа.

Хашгерел и др. [3] рассматривали все месторождения Оюу Толгой как типичные порфировые месторождения, которые формировались в условиях островных дуг.

Рудовмещающие породы месторождения Центральный Оюу

Месторождение Центральный Оюу имеет в плане овально-округлую форму диаметром 600 м, на вертикальном разрезе – конусовидную форму, прослеживающуюся на глубину около 800 м. Оруденение генетически связано с несколькими фазами даек кварцевых монцодиоритов (80%) и базальтами позднего девона.

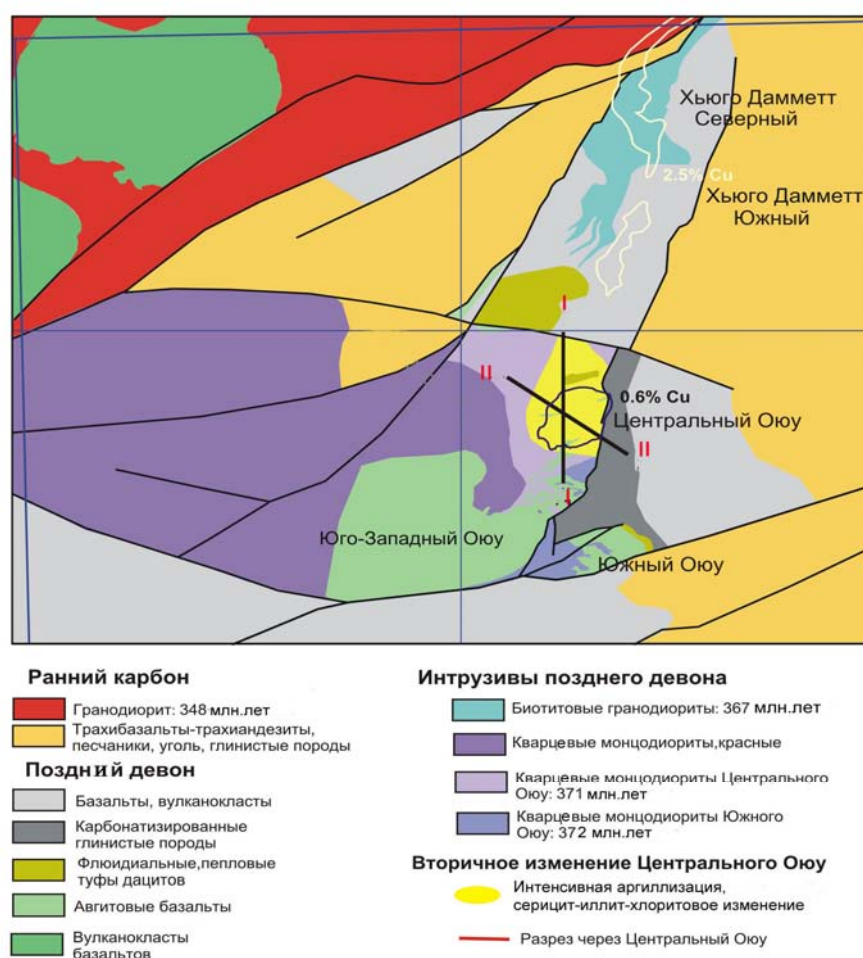
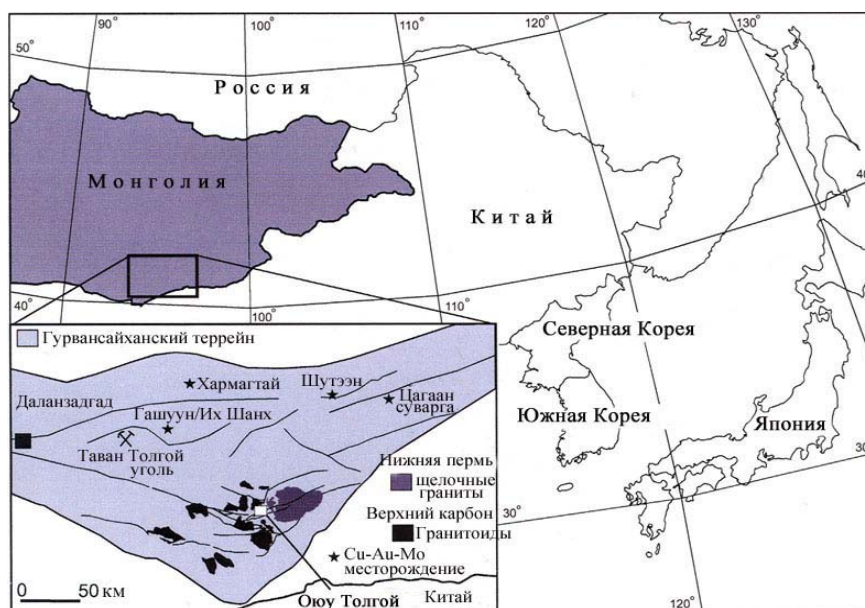


Рис.2. Схематическая геологическая карта рудного поля Оюу Толгой

Они пересечены поздними дайками гранодиоритов, биотит-роговообманковых андезитов, риолитов и базальтов нижнего карбона.

На основе взаимного расположения и характера оруденения среди кварцевых монцодиоритов нами выделены пять фаз: 1 - ранняя фаза оруденелых кварцевых монцодиоритов; 2 - поздняя фаза слабооруденелых кварцевых монцодиоритов; 3 - фаза кварцевых монцодиоритов с повышенным содержанием золота; 4 - фаза слабоизмененных равномерно-зернистых кварцевых монцодиоритов; 5-фаза гидротермальных брекчий. Отличия этих разновидностей пород следующие:

1. Ранняя фаза оруденелых кварцевых монцодиоритов характеризуется присутствием разноориентированных неровных кварцевых прожилков (рис. 3-А), которые уменьшаются по мере ослабления минерализации и вторичных изменений. В интенсивно измененных оруденелых разновидностях полностью уничтожена первичная структура пород.

2. Поздняя фаза слабооруденелых кварцевых монцодиоритов с порфировой структурой, обычно интенсивно измененных. В относительно свежих разновидностях фенокристаллы представлены таблитчатыми зернами плагиоклаза размером 1-3 мм и мелкозернистой основной массой, состоящей из относительно мелких зерен калиевого полевого шпата, кварца и роговой обманки размером 0.5-0.8 мм (рис. 3-Б). Апатит и сфен встречаются в качестве аксессуарных минералов. Для них характерно отсутствие кварцевых прожилков, и они обычно отделены от других фаз мелкими разломами, выполненными дайковыми породами нижнего карбона.

3. Фаза кварцевых монцодиоритов с повышенным содержанием золота макроскопически трудно различима по причине вторичного интенсивного изменения. Данная фаза четко выделяется на основе содержания золота и петрохимических данных (рис. 3-Д).

4. Фаза слабоизмененных равномерно-зернистых кварцевых монцодиоритов включает породы, которые характеризуются равномернозернистой, гипидиоморфнозернистой структурой, макроскопически имеют красноватый цвет, состоят из таблитчатых зерен плагиоклаза (60%), ксеноморфных зерен кварца (10%) и калиевого полевого шпата (20%) размером 1 - 3.0 мм. Темноцветным минералом (10%) является роговая обманка, которая обычно замещается хлоритом. Плагиоклаз отчетливо зонален (рис. 3-В). Породы этой фазы распространены на нижних горизонтах месторождения.

5. Фаза гидротермальных брекчий, состоящих из 25-30% округлых или полуугловатых фрагментов кварцевых монцодиоритов и ранних кварцевых прожилков размером от нескольких сантиметров до нескольких дециметров с вкрапленниками сульфидов в цементе (рис.3-Г). Гидротермальные брекчии на месторождении Центральный Оюу пересекают кварцевые монцодиориты.

О существовании нескольких фаз дайковых пород свидетельствует то, что некоторые дайки содержат обломки ранних брекчий и массивных сульфидов. Вкрапленники сульфидов рассеяны в цементе этих брекчированных даек. Авгитовые базальты являются одной из главных рудовмещающих пород, они так же, как кварцевые монцодиориты ранней фазы, сильно изменены. Слабоизмененные разновидности, найденные на других участках рудного поля Оюу Толгой, состоят из крупных фенокристаллов авгита размером 2-4 мм и лейст плагиоклаза с разными размерами, что обуславливает сериально-порфировую структуру. Вулканическое стекло замещено хлоритом и агрегатами рудного минерала.

На основе данных U/Pb-цирконового датирования (TIMS), возраст оруденелых кварцевых монцодиоритов на месторождении Центральный Оюу

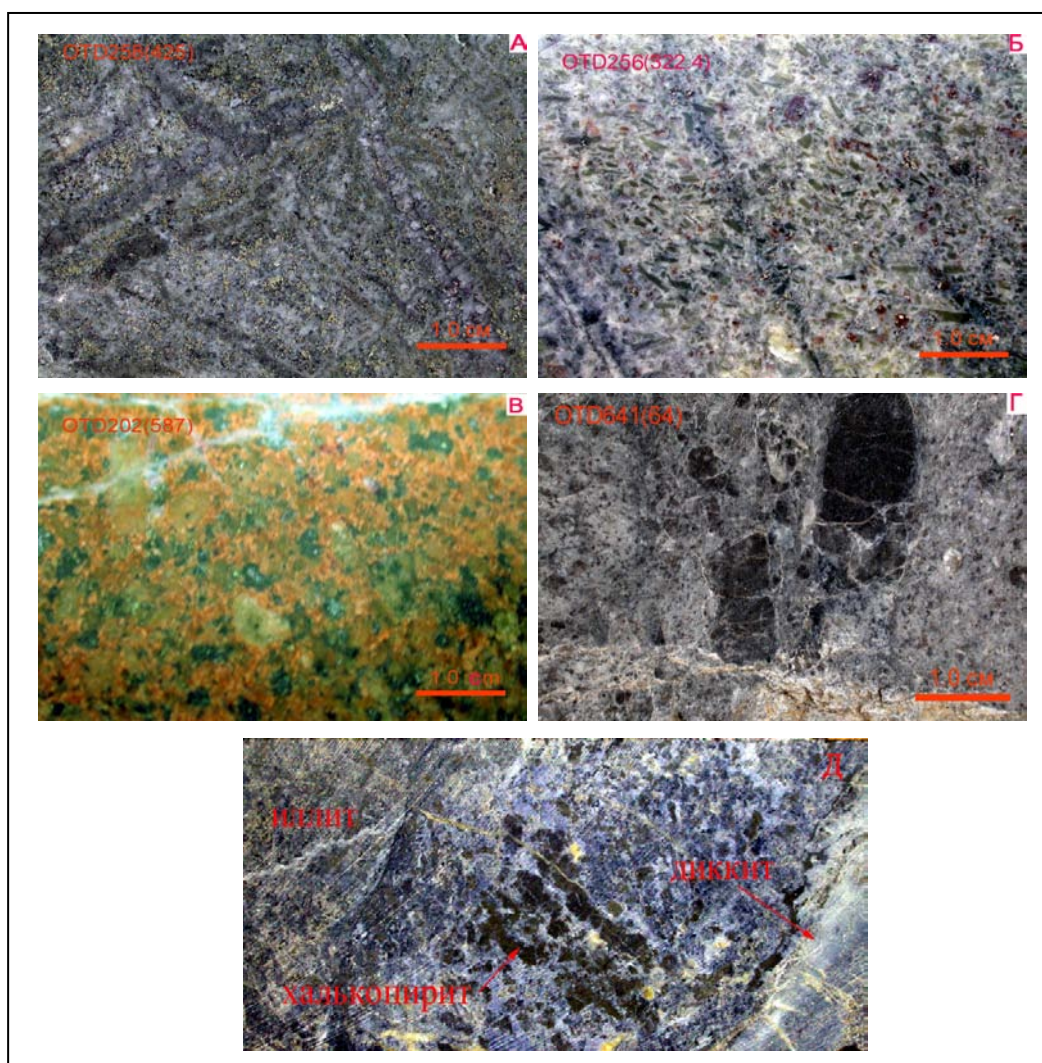


Рис.3. Фазы кварцевых монцодиоритов: А-ранняя фаза оруденелого кварцевого монцодиорита с прожилками кварца и с высоким содержанием ковеллина и пирита; Б-поздняя фаза слабооруденелых кварцевых монцодиоритов; В-фаза слабоизмененных равномернозернистых кварцевых монцодиоритов; Г-фаза гидротермальных брекчий с характерными ранними обломками кварцевых прожилков; Д-фаза с повышенным содержанием золота

установлен как поздний девон (371 ± 1 млн. лет); возраст поздней фазы кварцевых монцодиоритов составляет 362 ± 1 млн. лет [10].

Рудовмещающие кварцевые монцодиориты и авгитовые порфиоровые базальты на Центральном Оюу сильно изменены (снизу вверх): ранние калишпат-биотит-магнетитовые, кварц-серицит-иллитовые, интенсивные аргиллизитовые метасоматиты (рис.4), которые обуславливают определенную зональность. В этих зонах первичная структура пород обычно не сохраняется. Минеральные агрегаты метасоматитов определяются с помощью

SWIR спектрометра и микроскопа Leica DMEP(с фотокамерой Nikon Cool Pix 6500) (рис.5).

Ранние калишпат-биотит-магнетитовые метасоматиты (potassic). В вертикальном разрезе ранние калишпат-биотит-магнетитовые метасоматиты обычно сохранились на нижних горизонтах месторождения и ассоциируют с первичными рудными минералами, а именно халькопиритом и золотом. Они могут встречаться фрагментарно среди серицит-иллитовых метасоматитов на более верхних горизонтах месторождения. Калишпат обычно замещает плаги-

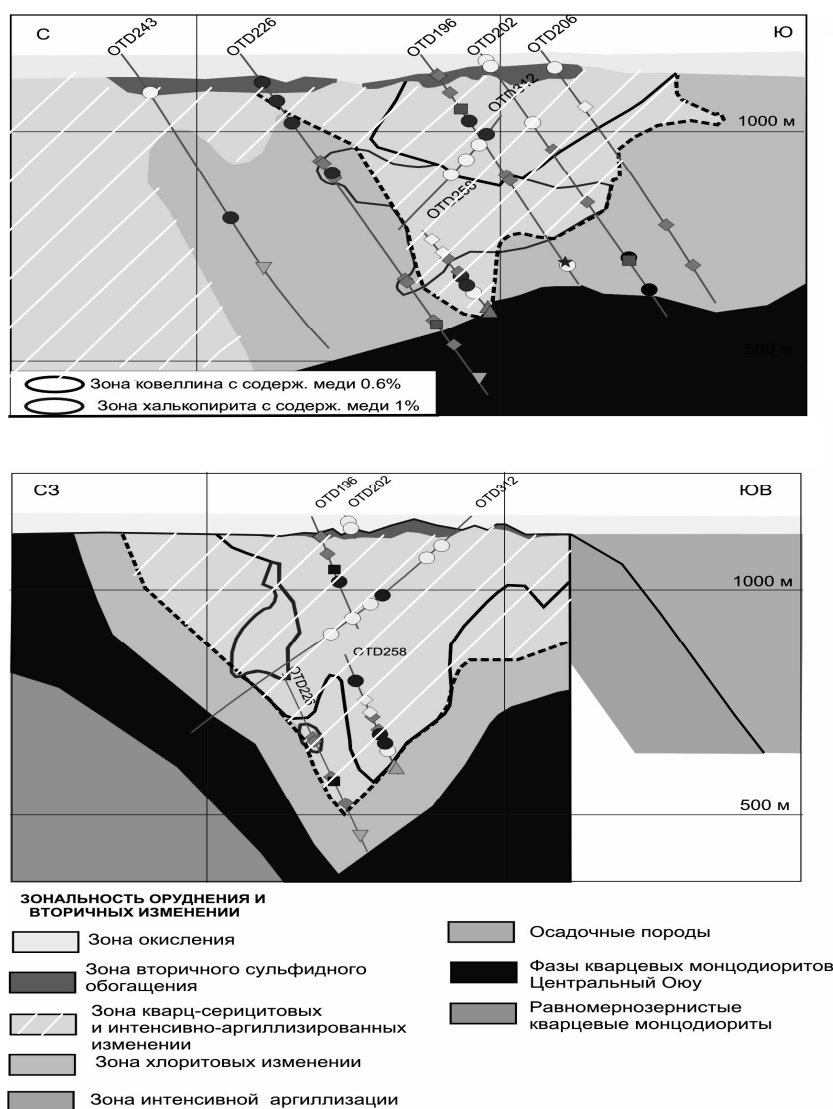


Рис.4. Схематические разрезы гидротермально-метасоматически измененных пород и зональность оруденения

оклаз в виде прерывистых прожилков; биотит развивается местами в виде мелких лейст, образуя округлые скопления в основной массе кварцевых монцодиоритов, и на последующем этапе обычно замещается хлоритом. Магнетит образует зерна квадратной формы размером 0.1-0.3 мм и распространен равномерно.

Серицит-иллит-хлоритовые метасоматиты (средний этап аргиллизации) замещают ранние калишпат-биотит-магнетитовые метасоматиты и распространены локально по всему месторождению, но преобладают на средних горизонтах.

Серицит-иллитовые метасоматиты

появляются как мелкозернистые агрегаты кварца и чешуек серицита, замещая первичные породы с кварцевыми прожилками или без них. При отсутствии кварцевых прожилков фенокристаллы и основная масса пород интенсивно замещаются мелкозернистыми агрегатами кварца, чешуйками серицита или иллита, сохраняя первичные порфировые текстуры пород. С появлением кварцевых прожилков интенсивность замещения возрастает, и они полностью уничтожают первичную структуру пород.

Зона серицит-хлорит-иллитовых метасоматитов, в свою очередь, является

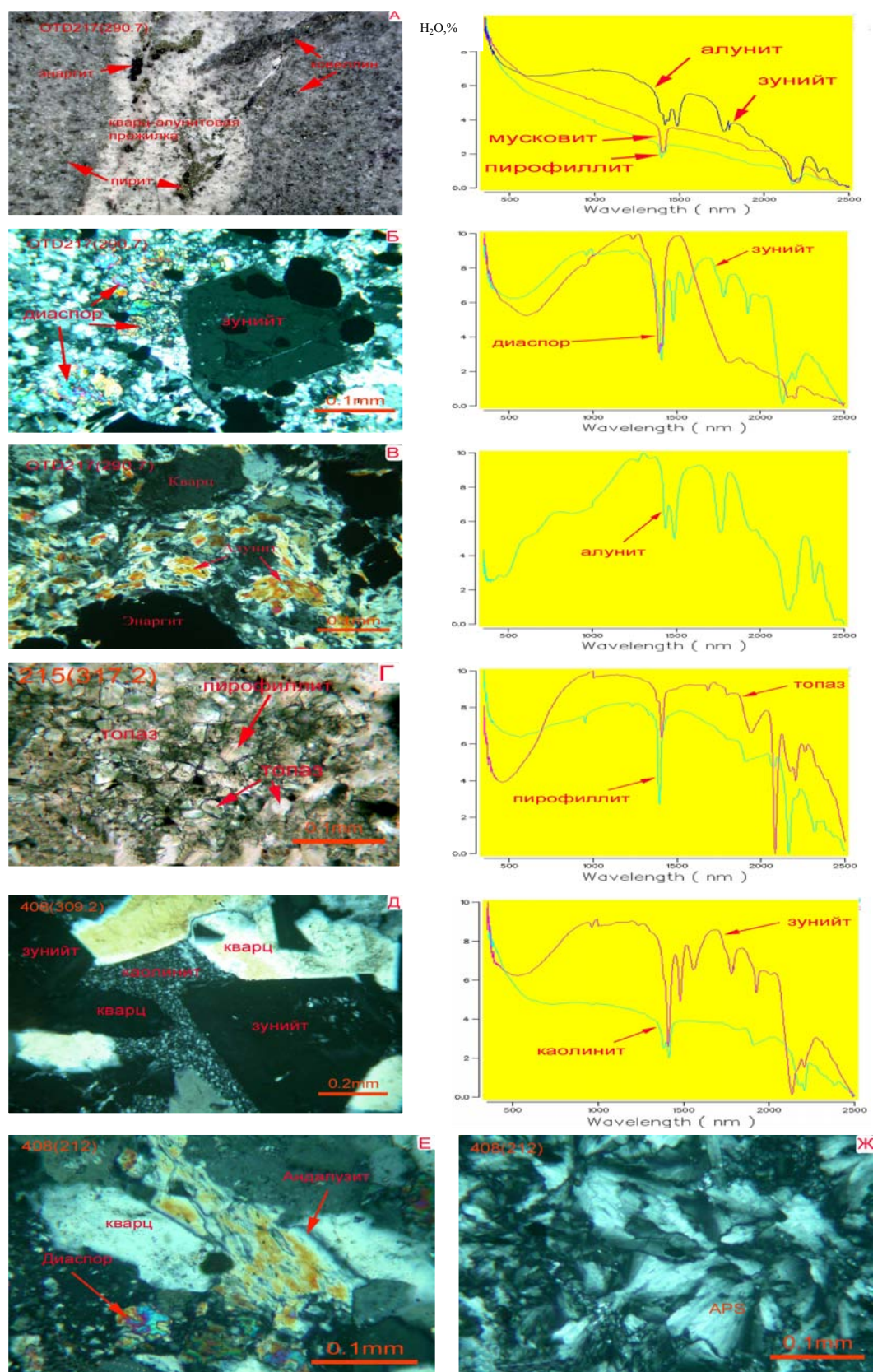


Рис. 5. Минеральные ассоциации интенсивных аргиллизитовых изменений: А - кварц-алунитовые прожилки, пересекающие серицит-кварцевую зону; Б - зона с диаспором и зунитом; В - кварц-алунит-энергитовая ассоциация; Г - топаз-пирофиллитовая ассоциация; Д - кварц-зунит-каолинитовая ассоциация; Е - кварц-андалузитовая ассоциация; Ж - алюминий-фосфор-сульфатные минералы(APS); диаграммы ИКС

переходной к зоне интенсивных аргиллизитовых метасоматитов.

Для минеральных ассоциаций **метасоматитов интенсивной аргиллизации** характерны пиррофиллит, каолинит, алунит, зунит, топаз, диаспор, андалузит и алюминий-фосфат-сульфатные минералы (см. рис.5 А-Д). Диксит встречается в поздних прожилках.

Метасоматиты интенсивной аргиллизации широко распространены в оруденых кварцевых монцодиоритах и авгитовых базальтах и охватывают верхние и средние горизонты месторождения, совпадая с зоной распространения вторичного сульфидного обогащения.

В верхней алунит-каолиновой подзоне преобладает тонкозернистый, раковистый, белый и розовый гипогенный алунит, обычно ассоциирующий с зонами интенсивного окварцевания, которые полностью уничтожают первичную структуру пород.

Ниже алунит-каолиновой подзоны распространена зона пиррофиллит-каолиновых метасоматитов, и местами среди них встречаются зунит, топаз и диаспор.

Таким образом, зональность гидротермально-метасоматических изменений на месторождении Центральный Оюу на вертикальном разрезе выражается на нижних горизонтах зонами ранних высокотемпературных калишпат-биотит-магнетитовых метасоматитов, переходящих в зоны серицит-хлорит-иллитовых метасоматитов средней температуры, и зоны метасоматитов интенсивной аргиллизации – на верхних горизонтах.

Петрохимические особенности рудовмещающих пород месторождения Центральный Оюу

Как описано выше, рудовмещающие породы на месторождении Центральный Оюу представлены несколькими фазами кварцевых монцодиоритов и авгитовыми порфировыми

базальтами. Данные породы сильно изменены за счёт ранних, высокотемпературных калишпат-биотит-магнетитовых, серицит-иллит-хлоритовых изменений и интенсивной аргиллизации.

Для выяснения петрохимических особенностей рудовмещающих пород использованы программы GDA и MINPET2. Результаты химических анализов получены по данным спектрометра FUS-MS в лаборатории “Act Lab” в Канаде. Поскольку рудовмещающие породы сильно изменены за счёт гидротермально-метасоматических процессов, в данных исследованиях используются группы элементов-примесей и редкоземельных элементов, которые считаются наименее подвижными при различных наложенных геологических процессах, а их распределение позволяет судить о первичной природе различных магматических пород и геодинамических условиях их формирования.

На диаграмме TiO_2-Zr (см. рис. 6) перечисленные фазы и типы пород выделяются чётко. При этом фазы кварцевых монцодиоритов, за исключением фазы с повышенным содержанием золота, характеризуются наиболее высоким содержанием Zr, а авгитовые базальты имеют относительно высокое содержание TiO_2 .

Фаза кварцевых монцодиоритов с высоким содержанием золота характеризуется относительно невысоким содержанием Zr и TiO_2 по сравнению с другими породами месторождения.

На диаграмме соотношения Th/Yb к Ta/Yb (рис.7 А и Б) рудовмещающие породы месторождения не только попадают в поле известково-щелочной серии магматических пород, но и имеют характеристики пород океанических островных дуг с высоким калием.

На спайдер-диаграмме (рис.8) фазы кварцевых монцодиоритов имеют приблизительно одинаковый характер в распределении элементов-примесей, и они относительно обогащены в результате гидротермальных процессов подвижными элементами, такими как Sr, K, Rb и Ba, и имеют низкие содержания менее

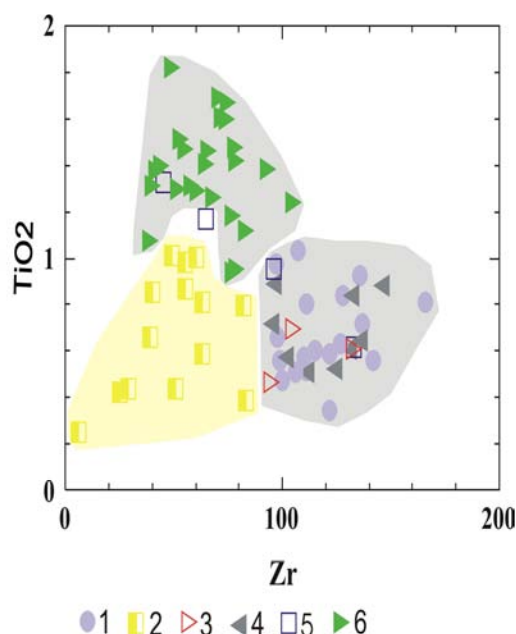


Рис.6. Диаграмма TiO_2 -Zr для рудовмещающих пород: 1 - ранняя фаза оруденения кварцевых монцодиоритов; 2 - фаза кварцевых монцодиоритов с повышенным содержанием золота; 3 - фаза равномернозернистых кварцевых монцодиоритов; 4 - поздняя фаза слабооруденелых кварцевых монцодиоритов; 5 - фаза гидротермальных брекчий; 6 - авгитовые порфировые базальты

менее подвижных высокозарядных элементов таких, как Ta, Nb и Ti. Значения по примитивной мантии для спайдер-диаграммы, используемые при нормализации содержаний РЗЭ, взяты по Сан и М. Доноуч, 1989 [6].

Диаграмма редкоземельных элементов (РЗЭ) показывает, что все типы кварцевых монцодиоритов обогащены РЗЭ относительно базальтов срединно-океанических хребтов, что также характерно для известково-щелочных пород океанических островных дуг с высоким калием. Все фазы кварцевых монцодиоритов Центрального Оюу на диаграмме РЗЭ с нормированными хондритами деплетированы тяжелыми РЗЭ, такими как Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu и относительно легкими, такими как La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm и Eu.

Известково-щелочной характер оруденелых авгитовых базальтов и их принадлежность к островодужному комплексу также подтверждаются дискриминационной диаграммой Th-Hf-Ta для базальтов (Вууд, 1980). На данной диаграмме выделено четыре поля (рис.9). Поле А соответствует базальтам срединно-океанических хребтов N-типа,

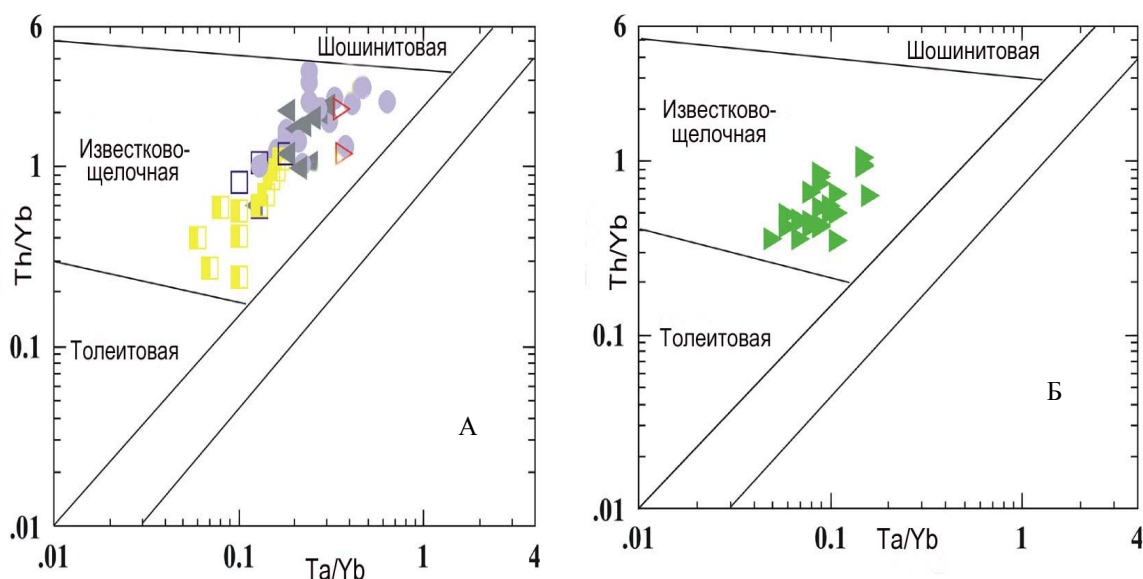


Рис.7. Дискриминационная диаграмма Th/Yb-Ta/Yb (Pearce, Cann, 1973): А-для кварцевых монцодиоритов; Б- для авгитовых порфировых базальтов (условные обозначения см. на рис.6)

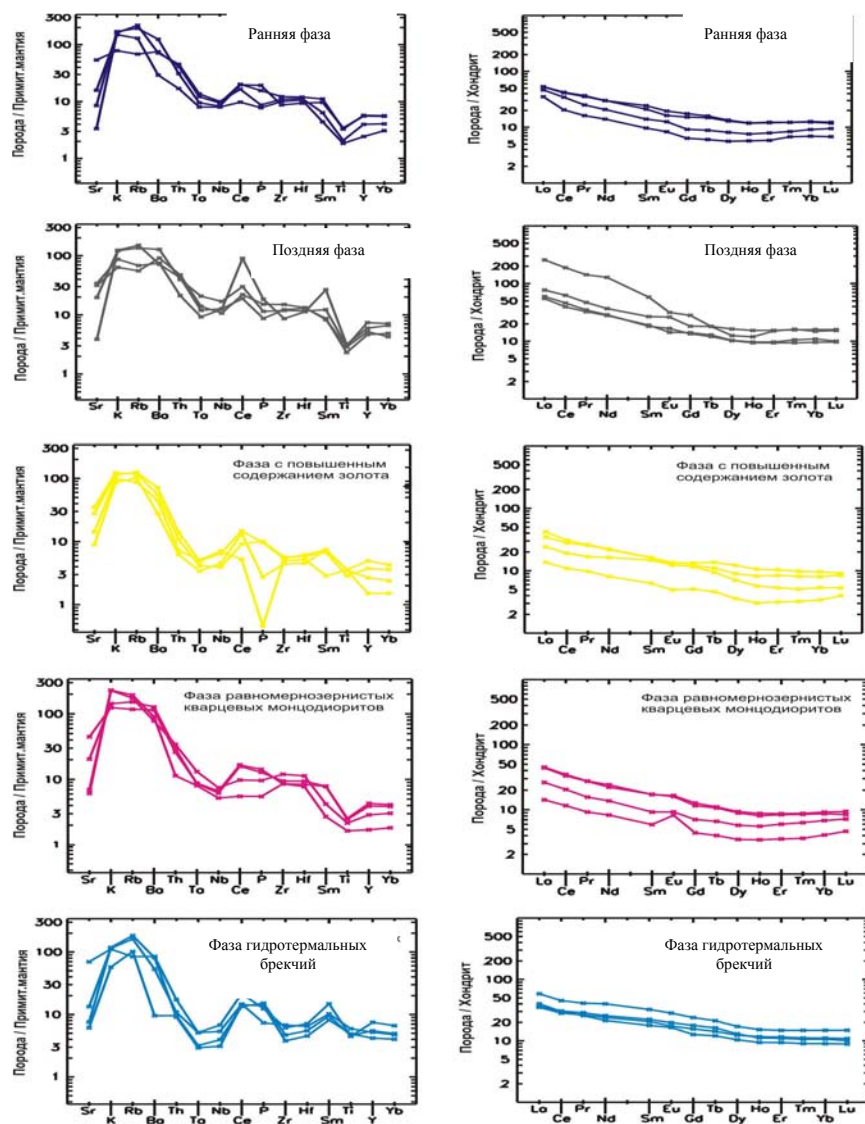


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в фазах кварцевых монцодиоритов

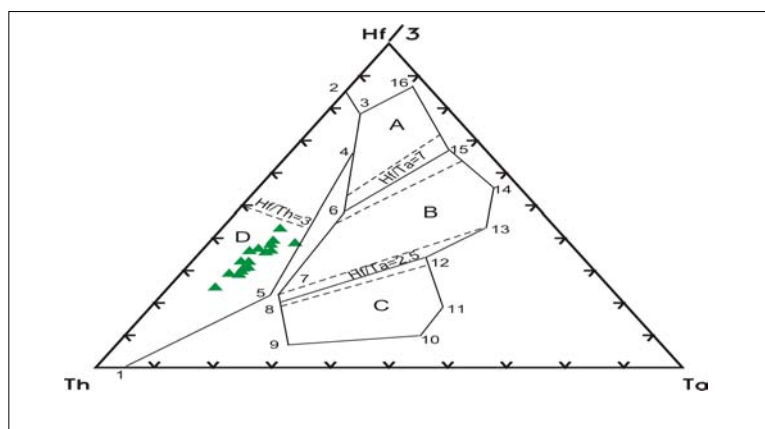


Рис. 9. Дискриминационная диаграмма Th-Hf-Ta для базальтов (Вууд, 1980)

поле В – базальтам срединно-океанических хребтов Е-типа и внутриплитным толеитам, поле С – щелочным внутриплитным базальтам и поле D – базальтам вулканических дуг.

Островодужные толеиты нанесены на поле D, где $Hf / Th > 3.0$, известково-щелочные базальты имеют $Hf / Th < 3.0$. Пунктирные линии обозначают промежуточные зоны между типами базальтов. Оруденелые базальты попадают в поле известково-щелочных базальтов D. Для определения геодинамических условий образования авгитовых базальтов применена дискриминационная диаграмма $Zr / Y - Zr$ Дж.Пирс и Дж.Канн (1973), которая позволяет отделить островодужные базальты от базальтов срединно-океанических хребтов и внутриплитных базальтов (рис.10).

Как показано выше, рудовмещающие породы на месторождении Центральный Оюу по петрохимическим особенностям относятся к высококальциевым известково-щелочным породам, которые образовались в условиях субдукции океанической островной дуги, как и другие рудовмещающие комплексы рудного поля Оюу Толгой и комплексы пород Гурвансайханского террейна.

Связь между щелочной магмой и золоторудными гидротермальными месторождениями установлена в работах Д. Мюллер и др. [4] и Р. Силитоу [8]. Они определили, что всего 3 % пород в Тихоокеанском поясе являются щелочными, в то же время 70 % порфировых эпитеpmальных месторождений ассоциируют с этими породами.

Д. Мюллер и др. указали, что щелочные породы, ассоциирующие с золото-медными порфировыми и эпитеpmальными проявлениями золота, характеризуются высоким содержанием галогенов, особенно Cl, и высокой степенью окисления магмы (fO_2). Присутствие достаточного количества таких галогенов, как Cl, обуславливает концентрацию Au и Cu в соляных водных флюидах, освобождающихся из магмы.

Заклучение

Среди рудовмещающих кварцевых монцодиоритов на месторождении Центральный Оюу по петрографическим и другим признакам нами выделены следующие фазы: 1-ранняя оруденелая фаза; 2-поздняя фаза слабооруденелых кварцевых монцодиоритов; 3-фаза с повышенным содержанием золота;

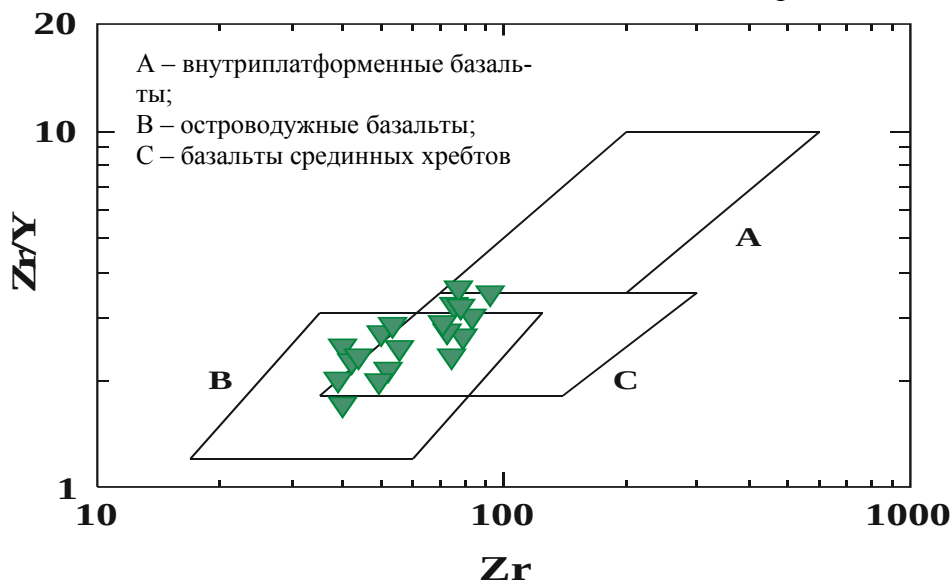


Рис.10. Дискриминационная диаграмма $\text{Log Zr}-\text{Log Zr/Y}$ для базальтов (Дж.Пирс и Дж.Канн, 1973)

4-фаза равномернозернистых кварцевых монцодиоритов; 5-фаза гидротермальных брекчий.

Рудовмещающие породы сильно изменены за счёт гидротермально-метасоматических изменений, обуславливающих зональность, которая выражена в смене зоны ранних высокотемпературных калишпат-биотит-магнетитовых метасоматитов (высокотемпературных) через зону серицит-хлорит-иллитовых (средний этап аргиллизации) метасоматитов до зоны интенсивной аргиллизации на верхних горизонтах.

По петрохимическим особенностям рудовмещающие породы относятся к высококалийным известково-щелочным породам субдукции океанической островной дуги, что интерпретируется на основе дискриминационных диаграмм по малоподвижным, высокозарядным и редкоземельным элементам.

Библиографический список

1. Badarch, G., Cunningham, W.D. and Wendley, B.F., 2002, A new terrane subdivision for Mongolia: Implication for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia; *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 21, №.1, pp.87-110
2. Jargaljav Gombojav, Imants Kavalieris, (2006) The Au-Cu deposit Central Oyu, South Gobi, Mongolia, *Proceedings of the Siberian department of Russian Academy of Natural Sciences* 3:15-21.
3. Khashgerel Bat-Erdene et al., 2006. Geology and reconnaissance stable isotope study of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au system, South Gobi, Mongolia, *Economic Geology*, vol.101, no.3, pp.503-522.
4. Mueller, Daniel; Franz, Leander; Herzig, Peter M; Hunt, Steve, 2001, Potassic igneous rocks from the vicinity of epithermal gold mineralization, Linir Island, Papua New Guinea, *Lithos*, vol.57, no.2-3, pp.163-186
5. Perollo, J., Cox, D., Garamjav, D., Sanjdorj, S., Daikov, S., Scissel, D., Munkbat, T., and Oyun, G., 2001, Oyu Tolgoi, Mongolia: Siluro-Devonian porphyry Cu-Au-(Mo) and high sulphidation Cu mineralization with a Cretaceous chalcocite blanket. *Economic Geology*, V.96, pp.1407-1428.
6. Rollinson H, 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation
7. Seedorff, E., 2005, Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features, *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, pp.251-298.
8. Sillitoe, R.H., 1997, Characteristics and controls of the largest copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region: *Australian Journal of Earth Sciences*, v.44, p.374-388
9. Thieblemont et al., 1997, Epithermal and porphyry deposits; the adakite connection: *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes*, v.325, no.2, p.103-109
10. Wainwright, A.J. et al., 2007, Volcanostratigraphic framework of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au district; South Gobi region, Mongolia.
11. Wilson M, 1988, Igneous petrogenesis - a global tectonic approach, pp.154-190

Рецензент: профессор Иркутского государственного технического университета, старший научный сотрудник лаборатории ультраосновного магматизма Института геохимии СО РАН А.С. Механошин

УДК 551.243 553.79

А.Г. Вахромеев

ПОИСКОВЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ РАССОЛОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Обобщающее исследование выполнено с целью изучения закономерностей формирования месторождений промышленных рассолов - «жидкой руды» на литий, рубидий, цезий, редкие земли. Залежи редкометалльных промышленных рассолов характеризуются аномально-высокими пластовыми давлениями (АВПД) и аномальными коллекторами (АК). На примере крупнейшего в Восточной Сибири месторождения углеводородного и гидроминерального сырья – Ковыктинского, сопоставлены результаты глубокого гидрогеологического бурения и новые геолого-геофизические данные. Выявлены поисковые критерии месторождений, предложена новая геодинамическая гипотеза формирования АК и АВПД в соленосной гидрогеологической формации разреза осадочного чехла. *Ключевые слова:* редкометалльные рассолы, аномальные, пластовые давления, коллектора.

Библ. 22 назв. Ил. 5. Табл. 2.

A. H.Vahromeev

HYDROGEOLOGICAL PROSPECTING CRITERIA OF LOCALIZING DEPOSITS OF COMMERCIAL RARE METAL BRINES ON THE SIBERIAN PLATFORM

This general research is aimed at studying principles of deposit formation of commercial brines – “liquid ore” containing lithium, rubidium, cesium, rare earths. Formations of commercial rare metal brines are characterized by abnormally high bed pressure (AHBP) and anomalous reservoirs (AR). Data from the Kovykta field – the largest East Siberian deposit of hydrocarbons and hydromineral raw materials - were used to compare results of hydrogeological deep-hole drilling and new geological and geophysical data. The research revealed criteria of deposit prospecting, and produced a new geodynamic concept of origin of AHBP and AR within salt-bearing hydrogeological formation of sedimentary cover. *Key words:* rare metal brines, abnormally, bed pressure, reservoirs.

Sources 22, tables. 2, illust. 5.

Введение

Сибирская платформа сегодня – самый перспективный регион для развития добывающей отрасли России. Здесь сосредоточены огромные запасы углеводородного сырья, которые близки к растущим рынкам сбыта в Азии. Открыты и разведаны крупнейшие Верхнечонское нефтегазоконденсатное (ВЧНГ), Чаяндинское (ЧГКМ) и Ковык-

тинское газоконденсатные месторождения (КГКМ).

В последнее десятилетие литийсодержащие рассолы платформенных отложений и саларов – гидроминеральное сырье – уверенно занимает важное ме-

Вахромеев Андрей Гелиевич – директор буровой компании ООО «НафтаБурСервис», кандидат геолого-минералог. наук, тел.: 8-3952 -296066, e-mail: vahromeev@nbs.ru
Vahromeev Andrey Helievich – hidrogeologist, candidate of geologo-mineralogical sciences. Chief of Deep Drilling Company; f. 8-3952 -296066; e-mail: vahromeev@nbs.ru

сто в общемировом перечне редкометалльного сырья. Богатейшей редкометалльной провинцией России является Сибирская платформа [1]. Поликомпонентные рассолы – уникальная по степени концентрирования геохимическая система (минерализация рассолов до 630 г/л, содержание лития 0,5-0,7 г/л, брома 10-12 г/л), представляющая собой природный раствор хлоридов щелочных земель, по существу – «жидкая руда», где в концентрациях, в десятки раз превышающих ориентировочные параметры кондиций, содержатся редкие и редкоземельные элементы. Промышленные притоки такой «жидкой руды» получены из глубоких поисковых и разведочных скважин, вскрывающих рассолоносные формации осадочного чехла Сибирской платформы.

На юге Сибирской платформы известно более 50 глубоких гидрогеологических скважин с фонтанными притоками редкометалльных рассолов, 20% из них имели место на КГКМ. Основные характеристики обнаруженных глубоким бурением залежей литиевых рассолов в южных районах Сибирской платформы: высокие дебиты перелива, достигающие 5 – 7 тыс. м³/сут; аномально высокие пластовые давления, создаваемые рапой (коэффициент аномальности до 2.3- 2.7); высокая минерализация рапы (до 600 г/л и более) и значительное содержание солей магния и

кальция в ее составе, аномальные концентрации редких, редкоземельных элементов (РЗЭ) [4]. Концентрированные рассолы рассматриваются как комплексное сырье. Обычным является превышение промышленных кондиций в 70 раз по бром и в 50 раз по литию. Рассчитанная сумма РЗЭ (табл. 1) составляет 18.8 мг/л или 5.3 г/т сухого остатка. Коэффициент концентрации для рассчитанной суммы РЗЭ относительно морской воды составляет 272343; относительно максимальных концентраций в подземных водах коры выветривания щелочных массивов (Ловозерский) – 28.5; относительно максимальной концентрации в подземных водах кор выветривания карбонатитов – 6.3. В мировой практике минимальный уровень содержания РЗЭ при добыче составляет 50 г/т, причем эта цифра отражает содержание не самих редких земель, а их оксидов. Концентрация обнаруженных элементов в рассолах в 10⁴-10⁵ раз выше кларка гидросферы, что указывает на их направленное концентрирование в рассолах. *Уровень концентрации РЗЭ (табл. 2) в рассолах глубоких горизонтов галогенно-карбонатной и терригенной гидрогеологических формаций юга Сибирской платформы позволяет рассматривать их как потенциальный сырьевой источник РЗЭ принципиально нового генетического типа.*

Таблица 1

Коэффициенты концентрации РЗЭ в рассолах

Элемент	Концентрация в рассоле, мг/л	Концентрация в морской воде (шельф), мг/л	Коэффициент концентрации в рассоле по сравнению с морской водой
Минерализация	358000	31000	11.5
Ce	1.05	0.0000193	54400
Nd	3.92	0.00000795	493080
Eu	0.01	0.00000032	31250
Tb	4.35	0.0000165	263630

Таблица 2

Прогнозируемый уровень содержания РЗЭ в рассолах

Элемент	Рассчитанное содержание, мг/л	Элемент	Рассчитанное содержание, мг/л
Lu	0.05466	Gd	0.36014
Yb	0.27507	Eu	0.08731
Tu	0.06848	Sm	0.47746
Er	0.23511	Nd	2.16902
Y	4.50175	Pr	0.52931
Ho	0.10040	Ce	5.26587
Dy	0.34104	La	4.22891
Tb	0.06438	Сумма	18.81891

Методика и результаты исследования

С целью опережающего прогноза залежей «жидкой руды» на литий, рубидий, цезий и редкоземельные металлы выполнены обобщение и анализ результатов бурения глубоких скважин с АВПД, переобработка и переинтерпретация геофизических материалов с позиции определения геофизических, геологических и тектонических критериев поисков зон рассолопроявлений. На примере КГКМ существенно детализировано сложное гидрогеологическое строение соленосной толщи.

Степень проявления соляного тектогенеза наиболее высокая в пределах Жигаловского и Средне-Хандинского валов, где прошла основная разгрузка тангенциальных напряжений со стороны Байкальской горной области (рис. 1). Амплитуда антиклиналей в их составе достигает 250-400 м при ширине от 4 до 11 км. Крылья складок, обращенные в сторону указанных валов, отличаются большей крутизной, что характерно для аллохтонных антиклиналей [13, 14, 19]. В плане (рис. 2) обе указанные полосы интенсивно дислоцированных отложений практически объединяются на севере и юге территории, образуя единое кольцо. Внутри него соляная тектоника проявляется в меньшей степени. Центр кольца рассечен двумя синклиналиными прогибами.

Таким образом, в результате проведенного анализа в северо-восточной части Ковыктинской площади в со-

ставе галогенно-карбонатного комплекса отчетливо выделяется крупный блок, отличающийся наиболее дислоцированной структурно-тектонической обстановкой.

При решении гидрогеологической задачи определения геофизических, геологических и тектонических критериев выявления продуктивных коллекторов, зон рапопроявлений, выработки методики прогноза зон АВПД использовались сейсмические материалы, в частности, структурные построения по данным ОГТ, резонансные характеристики волнового поля, определяемые по методике «Complex Seismic Decomposition» CSD, геоэлектрические параметры разреза по методу «зондирования становлением поля в ближней зоне» ЗСБ, гравимагнитные данные.

Как видно на рис. 3, в районе глубоких скважин с притоками редкометалльных рассолов значения сопротивлений рапопроявляющих горизонтов ангарской и бельско-булайской свит понижены относительно смежных участков до уровня 140 - 150 Ом·м. Над дифференциальными разрезами приведены графики сопротивлений, определенных по результатам инверсии. Данные параметры приняты в качестве прогнозных признаков коллекторов. В случае рапопроявлений в районе наклонных и субвертикальных дизъюнктивных зон однозначность прогноза участков с АВПД понижается, однако контрастные изменения параметров ЗСБ в деструктивных нарушениях позволяют выявлять их с высокой степенью вероятности (рис. 4).

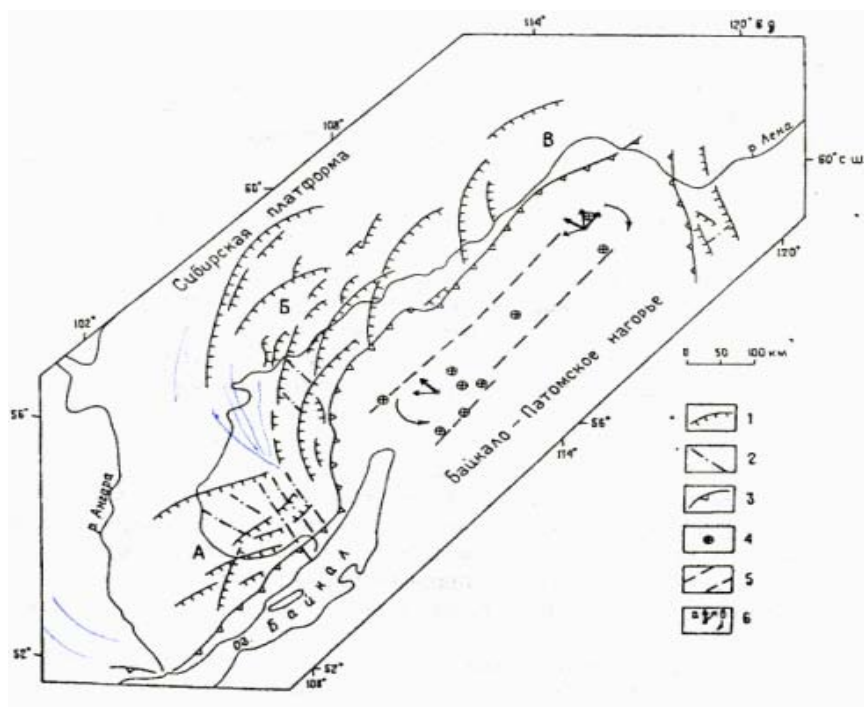


Рис. 1. Схема сопоставления фронтальных ограничений крупных надвиговых пластин Предбайкало-Патомского надвигового пояса и глубоких скважин с АК и АВПД в соленосной гидрогеологической формации осадочного чехла (по Сметанину А.В., 2000 [19], с дополнениями автора): черными кружками нанесены скважины, вскрывшие интервалы АК-АВПД

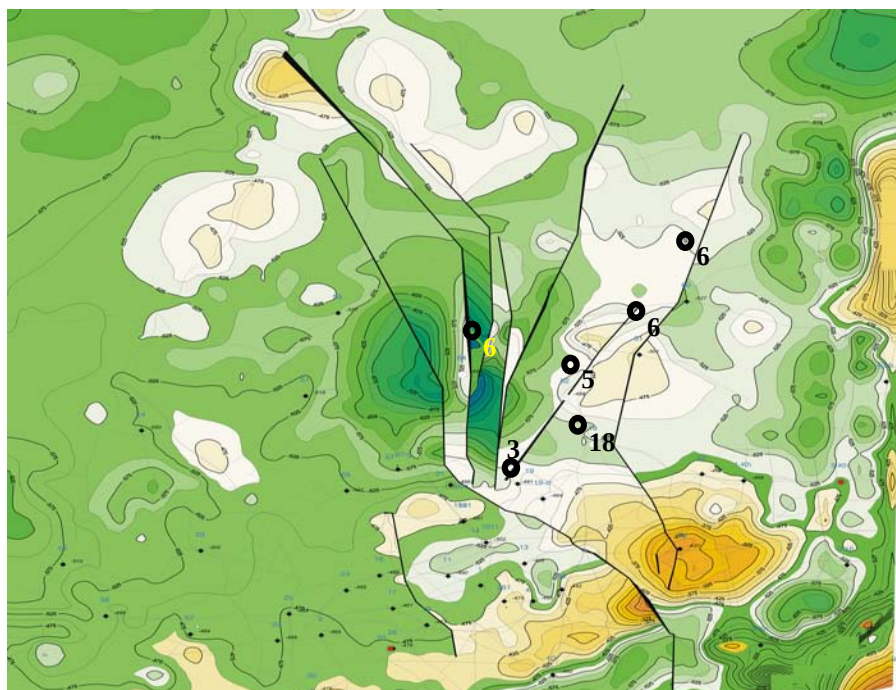


Рис. 2. Структурная карта по отражающему горизонту НЗ – кровля нижнеангарской подсвиты, бильчирский горизонт. Центральный блок Ковыктинского ГКМ (по данным Г.А.Хохлова, Н.В. Мышевского, ФУГП «Иркутскгеофизика», 2005): 3 – глубокая скважина, вскрывшая гидродинамическую систему с АК и АВПД, с фонтанным притоком промышленных рассолов; 400 – изолиния кровли нижнеангарской подсвиты

Рассмотрим гидрогеологические особенности рапопроявляющих редкометалльных зон в районе КГКМ. Притоки флюидов с АК и АВПД зафиксированы только в разрезе соленосной (галогенно-карбонатной) формации нижнего кембрия, регионально распространенной. Продуктивные объекты по гидродинамическим параметрам уверенно разделяются на две группы, характеризующие две различные фильтрационные среды [10]:

- высокодебитные притоки рассолов (первая среда – АК) и нередко углеводородов с АВПД приурочены к

относительно небольшим по толщине сильно трещиноватым и кавернозным межсолевым карбонатным пластам-коллекторам. По этой среде происходит дренирование значительного объема продуктивного пласта: она – флюидоподводящая или перераспределяющая;

- вторая, емкостная среда, характеризует эффективную часть рассолоносных горизонтов галогенно-карбонатных отложений нижнего кембрия с низкими параметрами проницаемости. Притоки к скважинам незначительны.

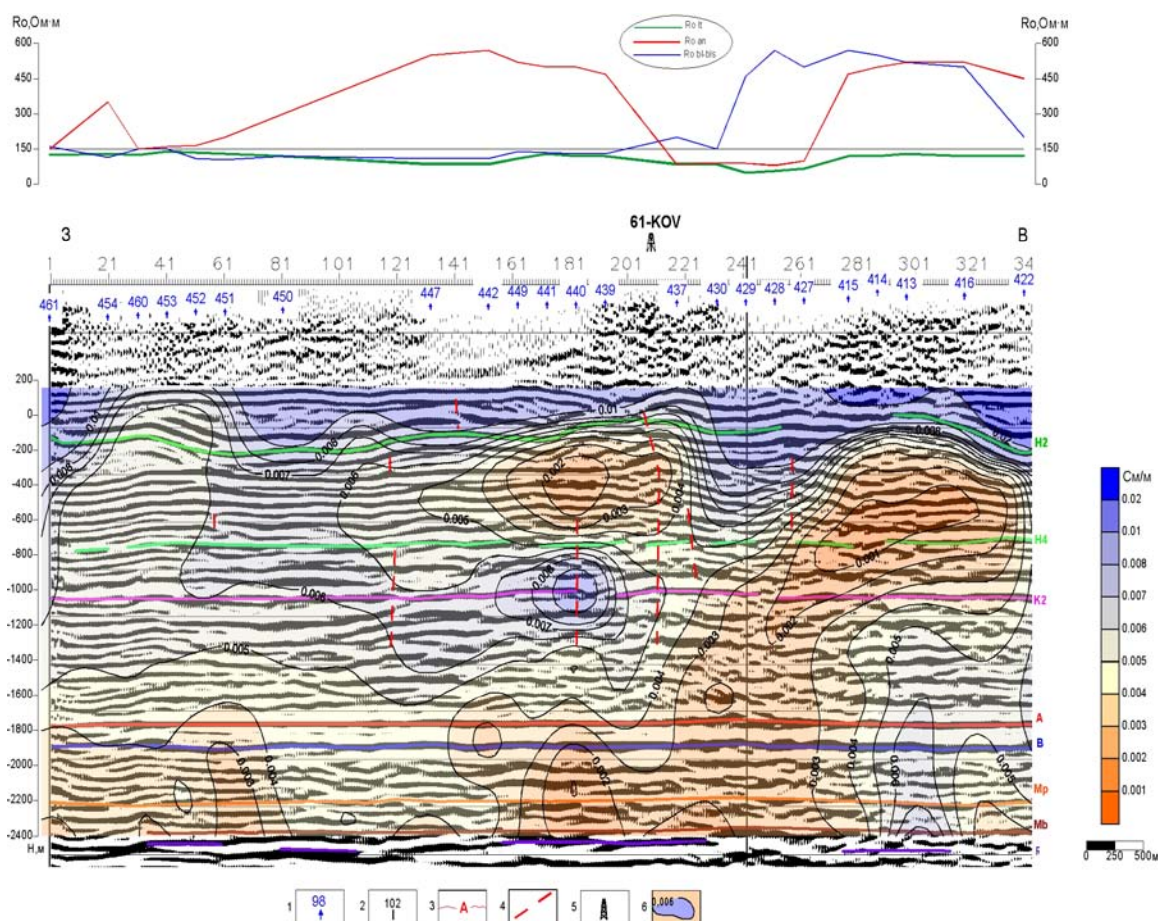


Рис. 3. Совмещенный сейсмогеологический и геоэлектрический разрез: А - графики электрического сопротивления литвинцевской, ангарской свит и бельскобулайского комплекса, Б - дифференциальный разрез кажущейся проводимости в районе скважины 61-Ковыктинская, вскрывшая зону АК и АВПД с редкометалльными рассолами в кровле усольской свиты, балыхтинский горизонт; 1 – пункты ЗСБ; 2 – сейсмические пункты; 3 – сейсмические горизонты; 4 – тектонические нарушения по данным ЗСБ с учетом сейморазведки; 5 – скважины глубокого бурения; 6 – аномалии дифференциальной электропроводности (по данным Г.А.Хохлова, Ю.А.Агафонова, ФГУП «Иркутскгеофизика»)

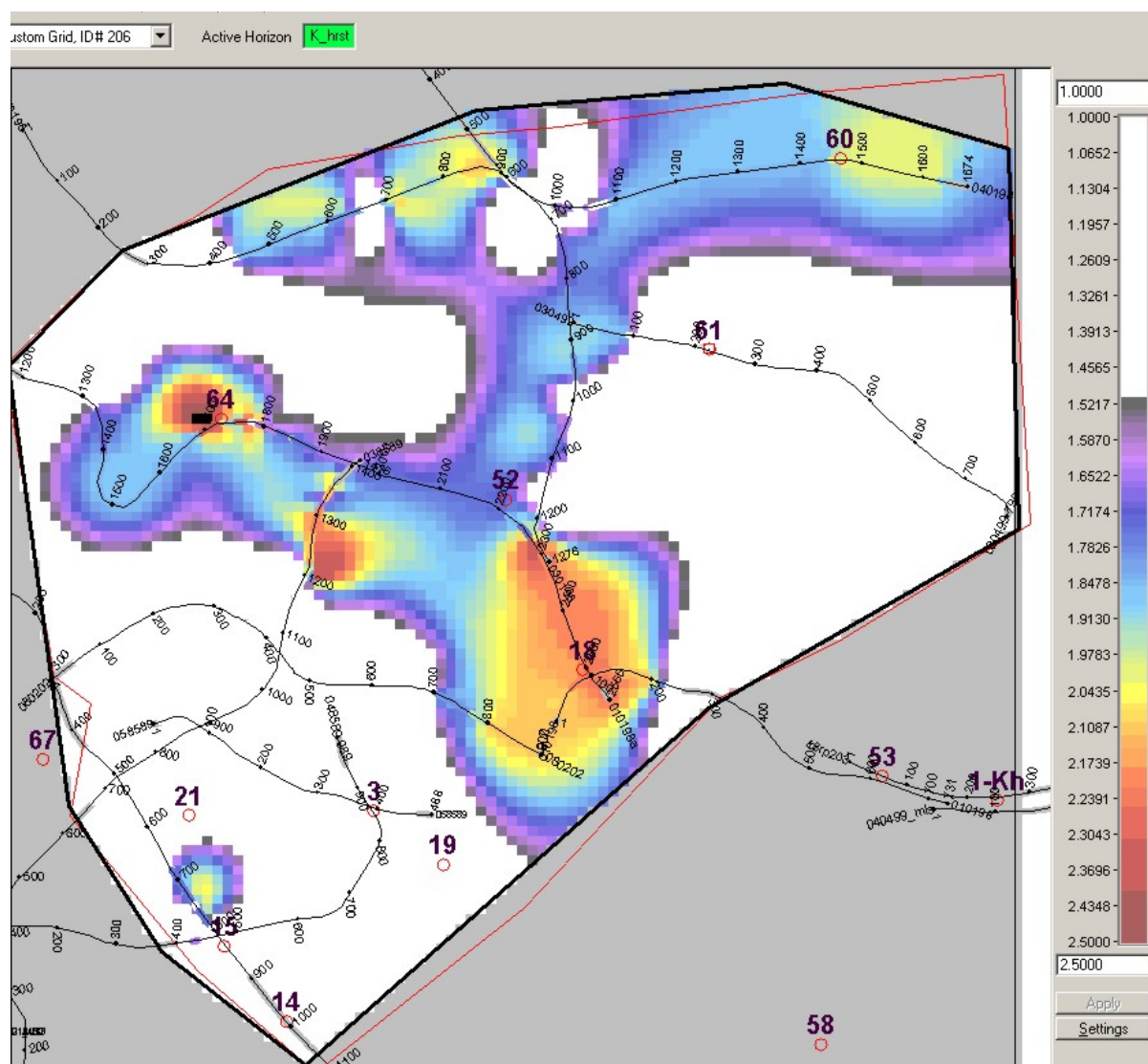


Рис. 4. Распределение рассолонасыщенного коллектора в балыхтинском и христофоровском рассолоносных горизонтах галогенной гидрогеологической формации (по данным Ю.А. Агафонова, А.В.Поспеева, ФУГП «Иркутскгеофизика», 2005): тональной заливкой выделены зоны повышенной электропроводности в целевом уровне разреза осадочного чехла

Сообщаемость двух сред подтверждается едиными значениями пластового давления, идентичностью химического состава редкометалльных рассолов и привязкой приточных интервалов к субгоризонтальным зонам повышенной трещиноватости в пределах выделяемых продуктивных горизонтов – осинского, балыхтинского, бильчирского и др.. Важно, что второй тип не всегда связан с известными рассолоносными горизонтами. Это тонкие пропластки разрушенных доломитов – «аномальный коллек-

тор» (АК), которые на смежных площадях могут не являться коллектором. В разрезе соленосной толщи КГКМ выделено четыре интервала АВПД[3], каждый из которых имеет свои барические характеристики. Эти интервалы коррелируются с бильчирским горизонтом ангарской свиты, атовским горизонтом в верхах бельской свиты, балыхтинским в верхах усольской и христофоровским в низах бельской свиты. Данные интервалы с АВПД разделены блоками неизменных нормально-осадочных пород

с нормальным гидростатическим давлением. В некоторых скважинах фиксируется четвертый интервал АВПД в осинском горизонте, в подошве усольской свиты. Важной определяющей особенностью геологического строения является структура переслаивания карбонатных и галитовых пород. Способность солей «залечивать» трещины здесь играет роль гидродинамического «изолятора», ограничивая по вертикали развитие активной трещиноватости карбонатными прослоями. Этим обусловлен «псевдопластовый» характер распределения АК в соленосной толще осадочных пород нижнего кембрия.

Для карбонатов соленосной толщи относительно широко распространенным активным трещинным коллектором могут быть зоны развития межпластовых срывов (рис. 4), объединенные плоскостью сместителя регионального надвига [19, 21, 22].

Действительно, такая модель была принята для интерпретации результатов CSD по работам 2001 – 2003 гг.

Сопоставляя известный набор факторов [16], мы приходим к выводу о вероятной генетической взаимосвязи интервалов АВПД в галогенно-карбонатной толще с надвиговыми структурами, которые закартированы работами ВСНИИТГиМС (14), ИЗК СО РАН [12, 11, 17] и ФГУП «Иркутскгеофизика» [16].

Таким образом, типичным для соленосной формации является развитие линейной дисгармоничной складчатости, генезис которой связывают с тангенциальными напряжениями и галокинезом [12, 14, 19, 20]. Признаком приуроченности интервалов АВПД к тектоническому сместителю следует считать небольшую (первые метры) толщину вскрываемых глубокой скважиной высокодебитных пластов или зон. Мощные, кратно превышающие по толщине отложения солей изолируют активный трещиноватый карбонатный коллектор,

локализуют развитие активной трещиноватости по вертикали.

АК, как правило, совпадает по данным ГИС в разрезе с карбонатным пластом, т. е. карбонатный пласт формализуется как вмещающая гидрогеологическая система с двумя параметрами аномальности – аномальный дебит (Q_{an}) и аномальное давление (P_{an}). Объединить эти два параметра, фиксируемые при изучении реальных разрезов, возможно [5] в модели субгоризонтальной фильтрационной неоднородности – плоскости.

Опираясь на гидрогеологическую классификацию, предложенную Е.В. Пиннекером [18], аномально высокодебитные приточные (АК) объекты в глубоких скважинах юга Сибирской платформы отнесены к *трещинно-порово-пластовому и жильно-пластовому типам* сложной гидрогеологической структуры [5].

АВПД – явление, фиксируемое практически в каждом случае вскрытия «предельно-насыщенных» рассолов, характеризует особенности гидрогеодинамической структуры резервуаров.

Сформулируем некоторые выводы.

Во-первых, притоки рапы с высокими дебитами и АВПД, в некоторых объектах сопоставимые с величиной горного давления, следует рассматривать как неопровержимый индикатор напряженного динамического состояния солевой формации в геологическом разрезе. Линейность зон, вскрытых глубокими скважинами, явно говорит в пользу модели фронта (в плане), причем на нескольких уровнях сместителей в разрезе осадочного чехла.

Во-вторых, практически все рапопроявляющие скважины с АК и АВПД приурочены либо к висячему крылу надвига – аллохтону, чешуйчатому вееру, реже – собственно к осевой части соляного вала, т.е. фронтальной зоне надвига.



Рис. 5. Версия структурно-гидрогеологической модели зон АК-АВПД с редкометалльными рассолами на примере центральной части КГКМ (по данным глубокого бурения и геофизических исследований): активизация порово- трещинно- пластового и жильно- пластового коллектора в зонах межпластовых срывов: на основе геолого-геофизической модели А.В.Сметанина, 2000, [19], геоэлектрической модели Ю.А. Агафонова [2], с дополнениями автора

«Основа подвижных солей» – это жесткая по физико-механическим свойствам поверхность автохтона, по которой происходит межпластовый срыв, или серия срывов. Для КГКМ это Жигаловский, Хандинский, Орлингский валы. Если рассматривать прилегающие к месторождению с севера территории – Верхотенский, Марковский, Омолыйский валы [12], наблюдается резкое изменение – восстание угла сместителя. В целом мы исследуем системное явление, характеризующее восточное крыло типичной линейной складки. Если зона АК и АВПД отождествима со сместителем, то мы анализируем результаты глубокого гидрогеологического бурения в надвиговых зонах, характеризующихся активным геодинамическим режимом.

В-третьих, важное значение имеет временной фактор – по расчетам А.С. Анциферова [3], АВПД в карбонатах нижнего кембрия не может существо-

вать более 3-5 тыс. лет, что связано с релаксацией давления вследствие разгрузки флюида через полупроницаемые экраны. Отсюда современность АВПД-явления – его связь с активными геодинамическими процессами. Очевидно, напряженное состояние в интервале соленосной гидрогеологической формации периодически поддерживается на уровне, обеспечивающем активизацию геостатической нагрузки или процессов разгрузки напряжений в зоне сместителя регионального надвига, что приводит к АВПД. Тогда каждая конкретная глубокая гидрогеологическая скважина по существу является индикатором, по которому можно судить об активности современного геодинамического процесса формирования АВПД-системы [10]. Логично увязать активность шарьяжно-надвиговой системы, предполагаемый сместитель которой вскрыт в разных ее частях глубокими скважинами, с сейсμοактивностью Байкальской рифтовой

зоны. Этот тезис перекликается с выводами [17, 19]. Не противоречит идее субгоризонтальной зоны активной трещиноватости и гидрогеологическая модель, обоснованная в результате интерпретации опытно-фильтрационных работ [5, 7, 15]. Широкое развитие активной трещиноватости, объединяемой зоной срыва, предполагает формирование наложенной фильтрационной структуры, работающей при дренировании по модели Баренблатта - «вложения сред».

При проведении геологоразведочных работ на Знаменском проявлении редкометалльных рассолов в проект геологоразведочных работ была заложена геологическая модель плоскости сместителя регионального надвига. Действительно, вскрытая бурением зона рассолопроявления с аномально-высокими дебитами: 3 тыс. м³ (скв. 3А) - 7 тыс. м³ (скв. 3Р) и АВПД - 42,0 МПа на глубине 1820 м, задокументирована как субгоризонтальная зона активной трещиноватости в нескольких маломощных карбонатных пластах среди солей в верхней части усольской свиты. Здесь уместно провести аналогию с условиями локализации рудных месторождений в надвиговых зонах [8] - «в числе ведущих геолого-структурных факторов весьма обычны и субсогласные наложения трещинные структуры...». В процессе бурения скважины встречаются АВПД - АК в зоне сместителя надвига - системе трещин, параллельных сместителю надвига, а также оперяющих его трещин отрыва. Рассолы играют роль «смазки», горное давление вышележащих пород передается на жидкость, заполняющую емкостной объем плоскости сместителя. Есть и определенные геолого-структурные особенности, которые на сегодня выделены только на территории КГКМ:

- два этажа дисгармоничной складчатости - в «ангарских» и в «усольских» солях, что говорит в пользу большей напряженности геологического разреза, чем на смежных раз-

ведочных площадях к северу или юго-западу;

- сокращение расстояния между аллохтонными антиклиналями по сравнению с северной Непской зоной линейной складчатости;
- в северо-восточной части Ковыктинской площади в составе галогенно-карбонатного комплекса отчетливо выделяется крупный блок с наиболее дислоцированной структурно-тектонической обстановкой. Границами блока являются: Большеиринская антиклиналь на западе, Орленгский вал на юге, Имеринский прогиб на востоке. Более высокая степень дислоцированности разреза характерна для краевых частей блока. Внутри блока, по-видимому, существует общая зона относительно повышенной напряженности как по горизонтали, так и по вертикали;
- наблюдается раскрытие веера складок центральной части КГКМ на север, т.е. расположение изучаемой зоны АВПД в своеобразном «узле», из которого расходится веер линейно-вытянутых валов - Усть-Кутского, Омолуйского, Марковского и Казаркинского (см. рис. 2).

Таким образом, *главная роль в формировании АВПД и аномального коллектора, с которым коррелируются известные залежи редкометалльных рассолов Сибирской платформы, отводится шарьяжно-надвиговой тектонике.*

Второй важнейший вывод касается геолого-генетической взаимосвязи всех трех гидрогеологических аномалий - аномально-проводящего коллектора (АК), аномально высокого пластового давления и аномально высоких концентраций полезных элементов [5, 6, 7, 9]. Иными словами, *существуют геологические условия, благодаря которым все три явления формируются в едином современном геодинамическом процессе.*

Заключение

Предлагаемая геодинамическая модель месторождения редкометалльных рассолов увязывает гидрогеологические параметры – АВПД и АК, зафиксированные в процессе бурения глубоких скважин на Ковыктинском газоконденсатном месторождении и прилегающих к нему территориях, с предполагаемыми сместителями регионального надвига. При детализации конкретных геолого-геофизических разрезов, укрупнении масштаба работ выделено несколько уровней межпластовых срывов и активной трещиноватости. Фильтрационная модель субгоризонтальной зоны трещиноватости в изложенной трактовке объясняет гидравлическую взаимосвязь трещинного и порового коллектора, единство давлений, наблюдаемых в скважинах глубокого бурения.

Согласно проведенным исследованиям, вскрытые бурением залежи редкометалльных рассолов характеризуются АВПД и располагаются в специфических геологических и тектонических условиях, в поле активных шарьяжно-надвиговых дислокаций. Так, южной и восточной границами области проявлений АВПД на Ковыктинском ГКМ являются Жигаловский и Хандинский валы, западная граница обусловлена затуханием складчатости, имеющей преимущественно меридиональное направление и выраженной в породах карбонатно-галогенового комплекса. На север область проявления АВПД, вероятно, простирается за пределы Ковыктинского месторождения и может априори объединяться с известными зонами АК-АВПД в пределах Омолойского, Казаркинского, Марковского валов. Локальные зоны АК-АВПД достаточно четко проявляются в геофизических полях. Им соответствуют аномалии проводимости ангарской свиты и бельско-булайского комплекса (соответственно $S_{an} > 3$ см и $S_{bb} > 3.5$ см), полимодальность распределения проводимости

комплексов, повышенные значения коэффициента аномалийности по данным анализа резонансного затухания сейсмических волн, локальные отрицательные аномалии поля силы тяжести интенсивностью до первых мГал. Совокупность подобных факторов позволяет сделать вывод, что формирование зон АК-АВПД обусловлено неотектоническим и современным соляным тектогенезом во внутреннем поле Жигаловского и Хандинского валов в общем поле тангенциальных напряжений со стороны Байкальской рифтовой зоны, что приводит к формированию аномальных субгоризонтальных трещиноватых коллекторов в пределах ряда карбонатных горизонтов галогеменно-карбонатного комплекса. Гидродинамическая изоляция коллекторских зон мощной толщей солей в этом случае ведет к росту давления порового и трещинного флюида до значений, сопоставимых с литостатическими, то есть к формированию АВПД. Каждая глубокая скважина является индикатором активности геодинамического процесса формирования АК, индикатором состояния АВПД-системы. В этом прикладной аспект новых представлений на гидрогеологию и геодинамику пликативных и шарьяжных структур, в том числе линейной дисгармоничной складчатости, эволюцию и структурный контроль залежей редкометалльных промышленных рассолов осадочного чехла Сибирской платформы.

Библиографический список

1. Абалаков А.Д., Зиганшин Э.С., Медведев Ю.О. и др. Экологические аспекты освоения Ковыктинского газоконденсатного месторождения. – Иркутск: изд-во Института географии РАН, 2001. – 194 с.
2. Агафонов Ю.А., Вахромеев А.Г. Новые геолого-геофизические подходы в прогнозе зон АВПД на примере Орлингской структурной сед-

- ловины // Четвертая Байкальская молодежная школа- семинар «Геофизика на пороге третьего тысячелетия»: – Иркутск: Изд-во ИрГТУ. – 2004, – С. 59-69.
3. Анциферов А.С. Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. – М.: Недра, 1989. – 176 с.
 4. Вахромеев А.Г., Хохлов Г.А. Перспективы прогноза зон рапопроявлений в Верхоленинском (Жигаловском) газонасном районе Иркутской области // Сб. Особенности технологии проводки и закачивания скважин в Вост. Сибири и Якутии. – Новосибирск, Иркутск: ВСНИИГГиМС, 1988, – С.140-142.
 5. Вахромеев А.Г. Закономерности локализации «предельно насыщенных» рассолов в разрезе осадочного чехла на юге Сибирской платформы // Материалы всероссийского совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006. – С. 151-154.
 6. Вахромеев А.Г., Сизых В.А. Роль шарьяжно-надвиговой тектоники в формировании аномально- высоких пластовых давлений и промышленных металлоносных рассолов Сибирской платформы // Доклады РАН, – Том 407, №2 2006. – С. 1-5.
 7. Вахромеев А.Г. Структурно- гидрогеологическая модель высоко- дебитных напорных коллекторов галогенно-карбонатной формации юга Сибирской платформы // Тезисы докладов XVI Всероссийского совещания по подземным водам Востока России. –Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 2000. – С. 128-129.
 8. Вахромеев И.С. Об условиях локализации и генетических типах рудных месторождений в надвиговых зонах // Проблемы шарьяжно- надвиговой теории формирования земной коры континентов.–Уфа: БНЦ УрО АН СССР 1991.– С. 35-41.
 9. Вахромеев А.Г., Хохлов Г.А. Обобщенная физико-геологическая модель месторождения промышленных рассолов в карбонатных коллекторах юга Сибирской платформы. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003. – С. 66-83.
 10. Вахромеев А.Г. Аномальные давления флюидов как индикатор напряженного состояния соленосной формации осадочного чехла Сибирской платформы // Матер. Всероссийского совещания «Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты» – Иркутск: ИЗК СО РАН- 2005. – Вып3. – С.113-116.
 11. Дзюба А.А. Разгрузка рассолов Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1984. – 182 с.
 12. Дубровин М.А. Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1979. – 95с.
 13. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Постников Д.В. Шарьяжно- надвиговая тектоника литосферы. – М.:Наука,1991. – 255с.
 14. Камалетдинов М.А., Сизых В.И., Казанцева Т.Т. и др. Надвиговая тектоника Восточно-Европейской и Сибирской платформ (сравнительная характеристика и значение для нефтегазоносности) // Изв. АН РБ. Геология. – Уфа, 2000. – №5. – С. 46-60.
 15. Кузьмин С.Б. и др. Критерии экологического риска и защищенности природоресурсных комплексов (экологический проект Знаменского месторождения) // Инженерная экология, –№ 4, 1999, – С. 20-29.
 16. Кучерук Е.В., Люстих Т.Е. Прогнозирование и оценка аномальных пластовых давлений по материалам геофизических исследований. ВИНТИ //Серия «Геологические и геохимические методы поисков полезных ископаемых. Методы разведки и оценка месторождений. Раз-

- ведочная и промысловая геофизика».— М., 1986, — Т. 7. —128 с.
17. Мигурский А.В., Старосельцев В.С. Зоны разломов — естественные насосы природных флюидов // Отечественная геология, — 2000, — №1. — С. 56-59.
18. Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии. — М.: Наука, 1977.— 196 с.
19. Сметанин А.В. Опыт динамической интерпретации гравитационных аномалий. — Иркутск, 2000. — 85 с.
20. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. — Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео». 2001. — 154 с.
21. MOUCHET J. P. & MITCHELL A. Abnormal pressures while drilling.-manuels techniques elf aquitaine. 2 Elf Aquitaine Edition, Boussens. 1989. — 264 p.
22. Hubbert M.K., Rubey W.W. Role of Fluid Pressure in Mechanics of Overthrust Faulting. I Mechanics of Fluid-Filled Porous Solids and its Application thrust faulting. "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1959, — 70, №2, — P.75-78.

Рецензент: кандидат геолого-минералогических наук, доцент Иркутского государственного технического университета Ю.Н. Диденков

УДК 553.411.071

А.С. Борисенко¹, Чанг Чонг Хоа², П.А. Неволько³, Нго Тхи Фьонг⁴, А.Э. Изох⁵,
А.В. Травин⁶, Е.Г. Дашкевич⁷

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО, СУРЬМЯНОГО И СУРЬМЯНО-РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА

Проведены изотопно-геохронологические исследования (Ar-Ar метод) определения возраста золото-сульфидно-кварцевых, золото-сурьмяных, сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Северного Вьетнама. Впервые для этого региона обоснован пермо-триасовый возраст этих типов оруденения, выделено четыре возрастных рубежа его формирования: P₃-T₁ (Sb); T₂ (Au-Sb, Sb-Hg); T₃ (Au-As, золото-сульфидно-кварцевое); J₃-K₁ (Au-As). Установлена полихронность формирования золотого и сурьмяного оруденения, связанного с разными этапами развития магматизма в регионе.

Ключевые слова: месторождения, Северный Вьетнам, возрастные рубежи, магматизм.

Библиогр. 8 назв. Ил. 2. Табл. 1

A.S. Borisenko, Tran Trong Hoa, P.A. Nevolko, Ngo Thi Phuong, A.E. Izokh, A.V. Travin, E.G. Dashkevich

AGE OF GOLD, ANTIMONY AND ANTIMONY-MERCURY MINERALIZATION OF THE NORTHERN VIETNAM

To determine the age of gold-sulfide-quartz, gold-antimony, antimony and antimony-mercury deposits of the Northern Vietnam, isotope-geochronological investigations have been carried out using Ar-Ar method. For the first time the Permian-Triassic age is determined for mineralization of these types in the region. Four ages of ore formation are recognized: Late Permian – Early Triassic (Sb); Middle Triassic (Au-Sb, Sb-Hg); Late Triassic (Au-As, gold-sulfide-quartz); and Late Jurassic – Early Cretaceous (Au-As). The multistage formation of gold and antimony mineralization correlates with the stages of magmatism of the same age in this region. *Key words:* deposits, North Vietnam, boundary of ages, magmatism.

Sources 8, illus. 2, tabl. 1

¹Борисенко Александр Сергеевич – доктор геол.-минералог. наук, зав. лабораторией рудно-магматических систем и металлогении, зам. директора Института геологии и минералогии СО РАН. Россия, 630090, г. Новосибирск, пр. ак. Коптюга, 3, тел.: 8 (383) 333-30-28, e-mail: borisenko@uiggm.nsc.ru
Borisenko Aleksandr Sergeevich – doctor of geology-mineralogical sciences, head of laboratory Magmatic systems and metallogeny, deputy of director Institute of Geology and Mineralogy, IEC SB RAS. Russia, 630090, Novosibirsk, avenue ack. Koptuga, 3, INGM SO RAN. Tel. 8 (383) 333-30-28, e-mail: borisenko@uiggm.nsc.ru

²Чанг Чонг Хоа – доктор геол.-минералог. наук, зав. лабораторией магматических процессов, петрологии, металлогении Геологического института вьетнамской академии наук и технологий. Вьетнам, Ханой, тел.: 8(10-844)775-45-76, e-mail: trantronghoa@vnn.vn
Chang Chong Hoa – doctor of geology-mineralogical sciences, head of laboratory Magmatic process's, petrology, metallogene of Geology Institute Vietnam's Academy of Sciences and Technology. Vietnam, Hanoi, tel. 8(10-844)775-45-76, e-mail: trantronghoa@vnn.vn.

Накопленный к настоящему времени обширный материал по магматизму и металлогении Юго-Восточного Китая и стран Индокитая вызывает необходимость обобщения, систематизации и анализа имеющихся данных, что весьма важно для оценки перспектив минерально-сырьевой базы Северного Вьетнама. Это позволит выявить закономерности размещения основных типов полезных ископаемых, дать прогноз перспективных площадей и разработать научно обоснованные критерии оценки и поисков месторождений тех или иных формационных типов, включая новые и нетрадиционные для этого региона. До последнего времени особенности металлогении Северного Вьетнама определялись развитием небольших по масштабу промышленных месторождений золота (золото-сульфидно-кварцевых, золото-сульфидных, золото-сурьмяных, россыпных), олова и вольфрама (коренных и россыпных), сурьмы, меди и никеля, свинца и цинка, формирование которых связывалось в основном с тремя эпохами тектоно-магматической активизации: индосинийской (Р-Т), Яньшань-

ской (J-K₁) и кайнозойской [2, 3, 6, 7].

Сходной металлогенической специализацией характеризуются и структуры Юго-Восточного Китая, с тем лишь отличием, что в этих регионах более широко развито золото-ртутное (тип Карлин) оруденение, а также ряд промышленных объектов сурьмяного, сурьмяно-ртутного и Cu-Мо порфиrowого типа [4, 5]. Наиболее значимым и крупным достижением Геологической службы Китая в последнем десятилетии является открытие крупного золоторудного района (Золотой Треугольник Юго-Восточного Китая), где сосредоточен ряд промышленных золото-ртутных месторождений, общие прогнозные ресурсы которых оцениваются очень высоко. Основу минерально-сырьевой базы золота Юго-Восточного Китая (районов, прилегающих к Северному Вьетнаму) составляют месторождения:

- золото-сульфидного или золото-сульфидно-кварцевого типов (Мингшань, Зимуданг и др.);

³Неволько Петр Александрович – аспирант Института геологии и минералогии СО РАН. Россия, 630090 г. Новосибирск, пр. ак. Коптюга, 3, тел.: 8 (913) 717-54-02, e-mail: nevolko@uiggm.nsc.ru
Nevolko Petr Aleksandrovich – aspirant of Institute Geology and Mineralogy, IEC SB RAS. Russia, 630090, Novosibirsk, avenue ack. Koptuga, 3, INGM SO RAN, tel. 8 (913) 717-54-02, e-mail: nevolko@uiggm.nsc.ru.

⁴Нго Тхи Фьонг – научный сотрудник Геологического Института Вьетнамской Академии Наук и Технологий. Вьетнам, Ханой, тел. 8(10-844)775-45-76, phongphg2003@yahoo.com
Ngo Thi Fjyng – scientific employee of Geology Institute Vietnam's Academy of Sciences and Technology. Vietnam, Hanoi, tel. 8(10-844)775-45-76, e-mail: phongphg2003@yahoo.com

⁵Изох Андрей Эмильевич – доктор геол.-минералог. наук, зав. лабораторией Института геологии и минералогии СО РАН. Россия, 630090, г. Новосибирск, пр. ак. Коптюга, 3, тел.: 8(383)333-24-06, e-mail: izokh@uiggm.nsc.ru

Izokh Andrey Emilievich – doctor of geology-mineralogical sciences, head of laboratory of Institute Geology and Mineralogy, IEC SB RAS. Russia, 630090, Novosibirsk, avenue ack. Koptuga, 3, INGM SO RAN, tel. 8(383)333-24-06, e-mail: izokh@uiggm.nsc.ru

⁶Травин Алексей Валентинович – кандидат геол.-минералог. наук, СНС Института геологии и минералогии СО РАН. Россия, 630090, г. Новосибирск, пр. ак. Коптюга, 3, тел.: 8(383)333-78-39, e-mail: travin@uiggm.nsc.ru

Travin Aleksey Valentinovich - doctor es. geolog.-miner. sciences, SSM of Institute Geology and Mineralogy, IEC SB RAS. Russia, 630090, Novosibirsk, avenue ack. Koptuga, 3, INGM SO RAN, tel. 8(383)333-78-39 e-mail: travin@uiggm.nsc.ru

⁷Дашкевич Евгений Геннадиевич – инженер Института геологии и минералогии СО РАН. Россия, 630090, г. Новосибирск, пр. ак. Коптюга, 3, тел.: 8(383)333-30-28, e-mail: nevolko@uiggm.nsc.ru
Dashkevich Evgenyj Gennadievich – engineer of Institute Geology and Mineralogy, IEC SB RAS. Russia, 630090, Novosibirsk, avenue ack. Koptuga, 3, INGM SO RAN, tel. 8(383)333-30-28, e-mail: nevolko@uiggm.nsc.ru

- золото-сурьмяного типа (Силян, Масионг, Ята, Банджи, Бед и др.);
- золото-ртутного типа Карлин (Ланигоу, Гетанг, Данчай и др.);
- золотоносные коры выветривания (Лаоячанг, Кенгван).

Кроме перечисленных типов золоторудных месторождений, в этом рудном районе широко развиты ртутные (Ваньшань, Вочуань, Сунтао и др.), сурьмяные (Сигуаньшань, Дачанг и др.). По данным китайских геологов [4, 6] эти месторождения представляют собой генетически родственную группу эпитермальных золоторудных месторождений, связанных с яньшанским этапом тектоно-магматической активизации Южнокитайской платформы и ее складчатого обрамления. Золотоносные коры выветривания (Au-regolith) являются продуктами гипергенной переработки этих типов коренных месторождений золота.

Однако, на наш взгляд, золоторудное и сурьмяно-ртутное оруденение этого района является полихронным. Так, формирование ртутной и золото-ртутной минерализации установлено в связи с современными термальными источниками в провинции Юнань (месторождение Чжешуйцзин [1]), минералы ртути (Hg-золото и паторит – PdHg) в рудах Cu-Ni-Pt месторождений, связанных с пермскими базитами Эймейшаня, а также присутствие Au, киновари и антимонита на эпитермальных Au-Ag проявлениях, связанных с пермскими вулканитами. Эти и целый ряд других геологических данных позволяют считать перспективными на золото и структуры индосинийского (Р-Т) рифтогенного этапа.

Золоторудный район ЮВ Китая вытянут в СВ направлении почти на 1000 км (провинции Юнань, Гуйчжоу, Хунань) и своим юго-западным флангом утыкается в государственную границу Китая и Вьетнама. Предварительный анализ металлогении Северного Вьетнама показал, что на его террито-

рии проявлен такой же комплекс месторождений Au, Sb и Hg: золоторудных (золото-арсенопиритовый тип – На Пай, Хау Аи, Бо Ку, Ланг Нео, Бан Нунг и др.), золото-сурьмяных (Лангвай, Тасой, Мо Сай и др.), сурьмяных и сурьмяно-ртутных (Ан Бинь, Тань Са, На Ри, Мунг Те и др.) (рис. 1).

Важной проблемой генезиса этих месторождений является выяснение возрастных рубежей их формирования, установление пространственно-временных соотношений разных типов оруденения между собой и магма-тизмом. До последнего времени нет пока корректных изотопно-геохронологических данных о возрасте золотого и сурьмяно-ртутного оруденения ЮВ Китая и Северного Вьетнама, что не позволяет определить геодинамические обстановки его формирования, провести возрастную корреляцию этих типов оруденения с гранитоидными и базитовыми магматическими комплексами.

Для решения этой проблемы нами было проведено определение возраста Ar-Ar методом серицита из руд золото-сульфидно-кварцевых, золото-сульфидных, сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Северного Вьетнама (таблица). Изотопно-геохронологические исследования проведены в центре коллективного пользования «Аналитический центр» Института Геологии и Минералогии СО РАН г. Новосибирска.

Навески минеральных фракций серицита и мусковита из рудных жил и зон совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11, стандартный К/Аг образец Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС), был аттестован в качестве Ar/Ar монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP6.

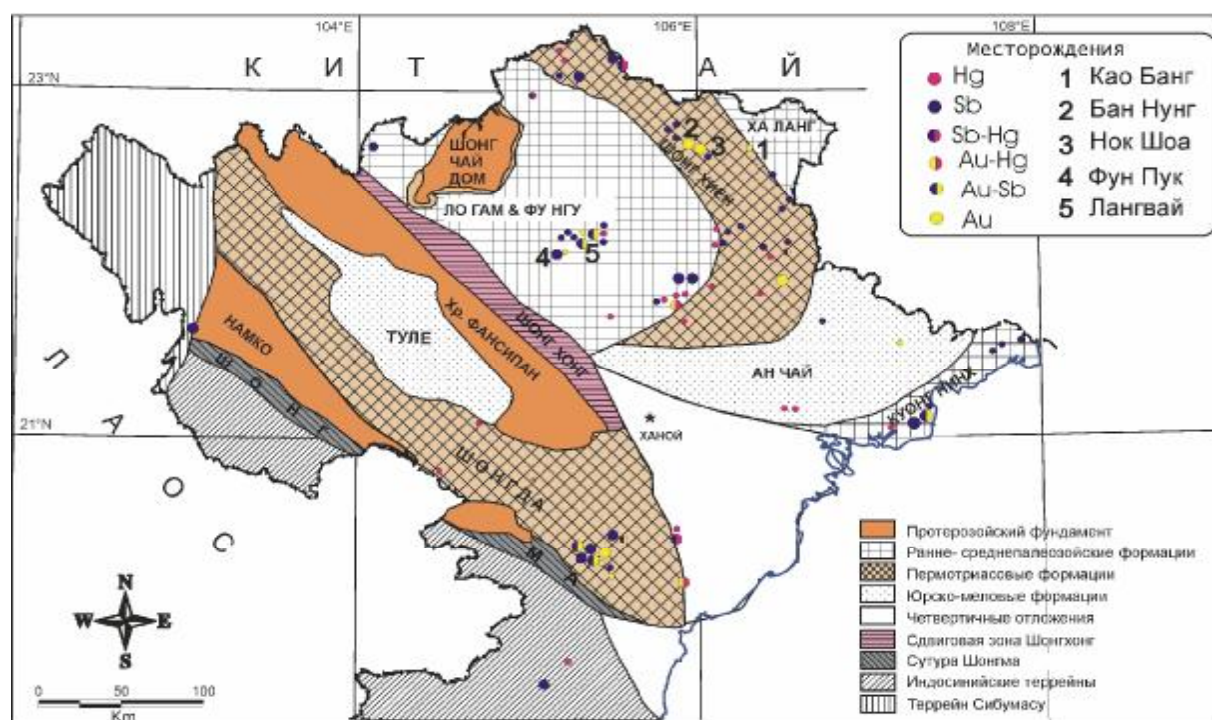


Рис. 1. Тектоническая карта Северного Вьетнама и расположение изученных месторождений

Возраст серицита из руд золоторудных, золото-сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Северного Вьетнама по данным Ag-Ag метода.

№ п/п	Место-рождение	Вмещающие породы (возраст, млн. лет)	Тип оруденения	Описание пробы	Возраст оруденения, млн. лет
1	2	3	4	5	6
1	Бан Нунг	Диориты (250)	Золото-сульфидно-кварцевый	Серицит из кварцевой жилы с арсенопиритом и золотом	215,8±6,1
2	Бан Нунг	Диориты (250)	Золото-сульфидно-кварцевый	Серицит из березитизированных диоритов	214,3±2,2 (224,1±2,3)
3	Као Банг	Гранит-порфиры (250)	Золото-сульфидный	Серицит из березитизированных кварцевых порфиров с арсенопиритом	218±1
4	Фун Пук	Сланцы (D)	Золото-сульфидно-кварцевый	Серицит из кварцевых жил с арсенопиритом и золотом	146,6±2,6
5	Лангвай	Сланцы (D)	Золото-сурьмяный	Серицит из кварц-карбонатных жил с пиритом, антимонитом	239,5±2,4
6	Гиа Кхай	Сланцы (Є)	Золото-сурьмяный	Серицит из антимонитовой жилы	232,7±6,4*
7	Ан Бинь	Известняки (T ₁)	Сурьмяно-ртутный	Серицит из антимонит-кальцитовых жил	239,2±3,9*
8	Бан Чанг	Сланцы (D)	Сурьмяный	Серицит из кварц-антимонитовой жилы	254,8±2,9

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6
9	Донг Ху-анг	Сланцы (O-S)	Сурьмяный	Серицит из измененных обломков сланцев в антимонитовой жиле	252,2±3,0

Примечание. Возраст серицита рассчитан методом возрастного «плато»; для проб 6, 7 – методом «изохроны».

LP-6. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее значение результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн. лет. Кварцевые ампулы с пробами облучались в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при НИИ ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Для коррекции на мешающие изотопы аргона, образовавшиеся во время облучения на Ca, Cl, K, использовались следующие коэффициенты:

$$(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00073 \pm 0.000026,$$

$$(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00032 \pm 0.000021,$$

$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0641 \pm 0.0001$, определенные по облученным навескам чистых солей. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблице и на рис. 1 и 2, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. Для анализа из руд месторождений Као Банг, Бан Нунг, Лангвай и Фун Пук были отобраны пробы серицита, которые были исследованы по приведенной выше методике.

Рассматриваемые месторождения Северного Вьетнама относятся к разным формационным типам:

1. *Золото-сульфидно-кварцевый (Au-As)* – месторождения Бан Нунг, Нок Шоа, Боку, На Пай и другие. Они представлены жилами или жильными зонами кварц-арсенопиритового состава. В

качестве второстепенных минералов присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин и сурьмяные сульфосили: тетраэдрит, джемсонит, буланжерит. Золото в рудах крупное, нередко до 1-5 мм. По составу оно довольно высокопробное ($>900\%$). Околорудные метасоматиты представлены березитами.

2. *Золото-сульфидный (Au-As)* – проявления в районе г. Као Банг и в рудном узле Лангвай. Они представлены минерализованными зонами дробления и гидротермального изменения пород с тонкой вкрапленностью игольчатого золотосодержащего арсенопирита и мышьяковистого пирита. Кроме них, отмечаются пирротин, тетраэдрит, киноварь, антимонит. Вмещающие породы березитизированы (кварц+серицит+карбонат) либо аргиллизированы (кварц+гидрослюда+каолинит). Золото в метасоматитах тонкодисперсное, связано с пиритом и арсенопиритом. В прожилках отмечаются редкие мелкие зерна самородного золота пробностью 900-950‰.

3. *Золото-сурьмяный* – месторождения Лангвай, Тасой, Фун Пук, Мао Сао и другие. Руды сложены антимонитом, пиритом, арсенопиритом и бертьеритом, в подчиненном количестве отмечаются джемсонит, буланжерит, тетраэдрит, галенит, сфалерит, халькопирит и самородное золото пробностью 750-950‰. Рудные минералы образуют две часто пространственно обособленные минеральные ассоциации – золотоносную пирит-арсенопиритовую и антимонитовую с сурьмяными сульфослями. Руды представлены минерализованными зонами дробления, сопровождающимися кварц-карбонатными жилами с антимонитом.

нитом. Околожилные изменения носят березитовый характер метасоматоза.

4. *Сурьмяный* – типовые месторождения Мао Дие, На Бак и другие. Отличительной чертой сурьмяных месторождений этого типа является обособленность их проявления от золотоносной пирит-арсенопиритовой минерализации, что отличает их от золото-сурьмяного оруденения, и отсутствие минералов ртути, широко развитых на сурьмяно-ртутных месторождениях. На этих объектах развиты антимонитовые жилы или жильные зоны, залегающие среди березитизированных или аргиллизированных сланцев, песчаников или доломитизированных известняков. Содержание золота в рудах обычно не превышает 1-1,5 г/т.

5. *Сурьмяно-ртутный* – месторождения Ан Бинь, Тань Са, Ванг Фук, Мьонг Те и другие. Многочисленные сурьмяно-ртутные проявления известны в разных структурно-формационных зонах Северного Вьетнама (см. рис. 1). Руды этих месторождений связаны с минерализованными зонами дробления и гидротермального изменения вмещающих пород (березитизация, аргиллизация) и представлены жилами, прожилками и метасоматической вкрапленностью антимонита, киновари и пирита. В меньших количествах отмечаются Нгсфалерит, халькопирит. На некоторых объектах (Ванг Фук, Тань Са) установлены реальгар, аурипигмент и барит. Содержание золота в рудах не превышает 1-2 г/т.

Распределение оруденения рассматриваемых типов носит явно выраженный узловый характер. Отчетливо выделяются несколько таких рудных узлов, в которых пространственно совмещено несколько типов гидротермального оруденения: рудные узлы Лангвай (Au-As, Au-Sb, Sb, Sb-Hg), Бан Нунг (Au-As, Au-сульфидный, Sb, Sb-Hg), Ан Бинь (Sb, Sb-Hg, Au-Hg, Au-Sb), На Пай (Au-As, Sb, Sb-Hg) и другие (см. рис. 1). Часто в таких рудных узлах от-

мечается эндогенная зональность в размещении различных типов оруденения. Так, в рудном узле Лангвай в центральной части размещается золото-сульфидно-кварцевое (Au-As) и золото-сурьмяное, по его периферии – сурьмяное и сурьмяно-ртутное. Такой же характер распределения оруденения наблюдается и в рудных узлах Ланг Нео, Тасой и других. В рудном узле Ан Бинь в пределах протяженной (около 7 км) рудоносной зоны устанавливается постепенная смена сурьмяного антимонитового оруденения на ртутно-сурьмяное и далее на существенно- ртутное (киноварное).

Сурьмяное и золото-сурьмяное оруденение в контурах рудных узлов часто пространственно обособлены от золото-сульфидно-кварцевого, что свидетельствует о одновременности их образования.

Проведенные изотопно-геохронологические исследования возраста синрудного серицита из руд золото-сульфидно-кварцевого, золото-сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений позволили впервые для этого региона получить данные о времени и последовательности формирования этих типов оруденения в Северном Вьетнаме (таблица, рис. 2).

Наиболее древними гидротермальными образованиями оказались слабозолотоносные сурьмяные месторождения Донг Хуанг и Бан Чанг – $252,2 \pm 3,0$ и $254,8 \pm 2,9$ млн. лет соответственно. Их возраст отвечает рубежу перми и триаса, что соответствует времени проявления магматизма (260-250 млн. лет) Эменьшаньской крупной магматической провинции [8]. Более поздними по времени формирования являются золото-сурьмяные (Лангвай и Гиа Кхай) и сурьмяно-ртутные (Ан Бинь) месторождения.

Их возраст отвечает среднему триасу – $239,5 \pm 2,4$ – $232,7 \pm 6,4$ млн. лет соответственно (см. таблицу).

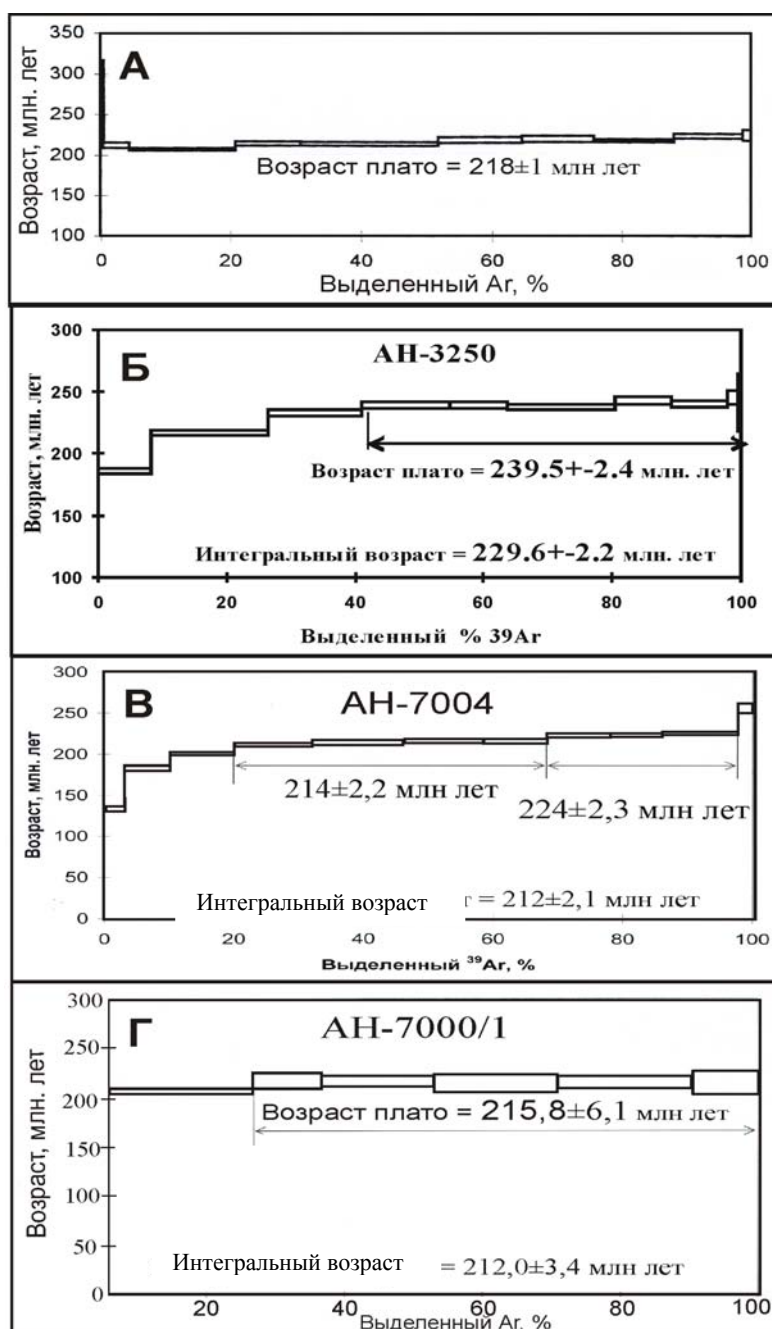


Рис. 2. Ar-Ar возрастные спектры золоторудных месторождений Северного Вьетнама: А – Као Банг; Б – Лангвай; В, Г – Бан Нунг

Типовыми примерами этого являются рудные узлы Лангвай и Ан Бань, где проявлены эти типы оруденения. Наиболее молодыми в этих узлах являются золото-сульфидно-кварцевое (Au-As) и золото-сульфидные месторождения, для которых установлено два возрастных рубежа формирования: позднетриасовый ($218,0 - 214,3 \pm 2,21$ млн.

лет) и позднеюрский-раннемеловой ($146,6 \pm 2,6$ млн. лет).

Полученные данные свидетельствуют о полихронности формирования сурьмяного и золотого оруденения в структурах Северного Вьетнама. Отчетливо выделяются два этапа развития сурьмяного оруденения: пермотриасовый – слабозолотоносные сурь-

мяные месторождения Бан Чанг и Донг Хуанг; среднетриасовый – золото-сурьмяные месторождения Лангвай и Гиа Кхай и сурьмяно-ртутное Ан Бинь. Кроме того, антимонит и киноварь отмечаются и на более молодых поздне-триасовых золото-сульфидно-кварцевых (Бан Нунг) и золото-сульфидных (Као Банг) месторождениях. Выделено три этапа проявления золото-пирит-арсено-пиритовой ассоциации: на золото-сурьмяных месторождениях (T_2), золото-сульфидно-кварцевых и золото-сульфидных (T_3) и позднемезозойских (J_3 - K_1) золото-сульфидно-кварцевых.

Выделенные возрастные рубежи формирования гидротермального золотого, сурьмяного и сурьмяно-ртутного оруденения отвечают соответствующим этапам проявления базитовых, базальт-риолитовых, андезит-базальт-риолитовых, гиббро-сиенитовых интрузивных и вулканических магматических комплексов [3, 8].

Полученные данные позволяют судить о времени формирования гидротермального оруденения Северного Вьетнама.

По результатам исследования можно сделать следующие выводы:

1. Впервые обоснован пермотриасовый возраст гидротермальных Au-As, Au-Sb и Sb-Hg месторождений региона, что свидетельствует и о раннемезозойском возрасте аналогичного оруденения в Юго-Восточном Китае.
2. Установлено несколько возрастных рубежей формирования такого оруденения: P_3 - T_1 (Sb), T_2 (Au-Sb, Sb-Hg), T_3 (Au-As, золото-сульфидно-кварцевое) и J_3 - K_1 (золото-сульфидно-кварцевое).

3. Обоснована полихронность формирования золотого и сурьмяного оруденения, связанного с несколькими этапами проявления тектоно-магматической деятельности в регионе.

Библиографический список

1. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. – Л.: Недра. 1978. – 296 с.
2. Кочетков А.Я., Гатинский Ю.Г., Эпштейн Ю.А., Чан Ван Чи. Золото-антимонитовая формация на Юго-Востоке Азии//ДАН. 1997. – Т. 355. № 2. – С. 226-229.
3. Чанг Чонг Хоа. Внутриплитный магматизм Северного Вьетнама и его металлогения. Автореферат докторской диссертации, ИГМ СО РАН, – Новосибирск. 2007. – 38 с
4. Hu Rui-Zhong, Su Wen-Chao, Bi Xian-Wu et al. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China // Miner. Deposita, 2002, – v. 37, – P. 378-392
5. Khin Zaw, Stephen G. Peters, Paul Cromie et al. Nature, diversity of deposit types and metallogenic relations of South China//Ore Geology Reviews 31. 2007. – P. 3-47.
6. Mao, J., Qui, Y., Goldfarb, J.R. et al. Geology, distribution, and classification of gold deposits in the western Qinling belt, central China // Mineralium Deposita 37, 2002. h. 352-377.
7. Mineral resources of Vietnam. НА NOI. 2000. – 214 с.
8. Tran Trong Hoa, Izokh A.E., Polyakov G.V. et al. Perm-Triassic magmatism and metallogeny of Northern Vietnam in relation to the Emeishan plume//Russian Geology and Geophysics. 49. 2008. – P. 480-491.

Рецензент: доктор геолого-минералогических наук, зав.отделом прикладной геохимии Института геохимии СО РАН А.М.Спиридонов

УДК 553.41

Т.С.Никанюк¹, Г.Д.Мальцева²

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУПОЛ

Представлены результаты исследования вещественного состава руд золоторудного месторождения Купол. Установлено, что руда представлена золото–кварцевым малосульфидным типом, основные породообразующие минералы: кварц и глинисто-гидрослюдистые образования. *Ключевые слова:* вещественный состав, текстуры, структуры, золото, пирит.

Библиогр. 4 назв. Ил. 8. Табл. 2

T.Nikanuk, G.Maltzeva

ORE COMPOSITION OF THE KUPOL GOLD ORE DEPOSIT

Results of research of material structure of ores gold of an ore deposit the Kupol are presented. It is established, that ore is presented gold - quartz a little sulphidic type, the basic minerals of breeds: quartz and clay - formation hydromica. *Key words:* materials of mineral deposits, structure, texture, gold, pyrite.

Sources 4, illus. 8, tabl. 2

Месторождение Купол расположено в верховьях р. Средний Кайемра-веем (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). Рудное поле, в пределах которого расположено месторождение, приурочено к северо-западной части крупной вулcano-тектонической депрессии, где ее пересекает магма- и рудоконтролирующий субмеридиональный разлом [3]. Депрессия выполнена верхнемеловыми кислыми и средними вулканитами, прорванными интрузивными и субвулканическими телами. Породы представлены верхнемеловыми вулканитами средней и верхней толщ, а

также покровами палеогеновых базальтов (рис.1).

Породы средней толщи, вмещающие все известные рудные тела, сложены переслаивающимися лавами андезитов, андезито-базальтов и агломератовыми, лапиллиевыми, пепловыми туфами андезитов. В северо-восточной части рудного поля развит изолированный покров флюидальных риолитов верхней толщи. Залегающие субгоризонтально вулканиты прорваны многочисленными дайками и субвулканическими пострудными телами риолитов и риодацитов.

¹Никанюк Татьяна Сергеевна, аспирант Иркутского государственного технического университета, инженер – минералог лаборатории обогащения руд ОАО ИРГИРЕДМЕТ, г.Иркутск, б.Гагарина, 38, тел.:333-152, факс 330-833.

Nikanuk Tatyana Sergeevna, Aspirant Irkutsk State Technical University, ingineer a mineralog Laboratory Mineral dressing ores ОАО IRGIREDMET, b. Gagarina, 38, phone:333-152,faks 330-833.

²Мальцева Галина Дмитриевна, кандидат геол.–минералог. наук, профессор кафедры геологии и геохимии полезных ископаемых Иркутского государственного технического университета, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: 405-653, e-mail:dis@istu.edu.

Maltzeva Galina Dmitrievna, candidate of geologo-mineralogikal sciences, professor department geology and geochemistry of minerals deposits Irkutsk State Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, 664074, phone:405653, e-mail:dis@istu.edu

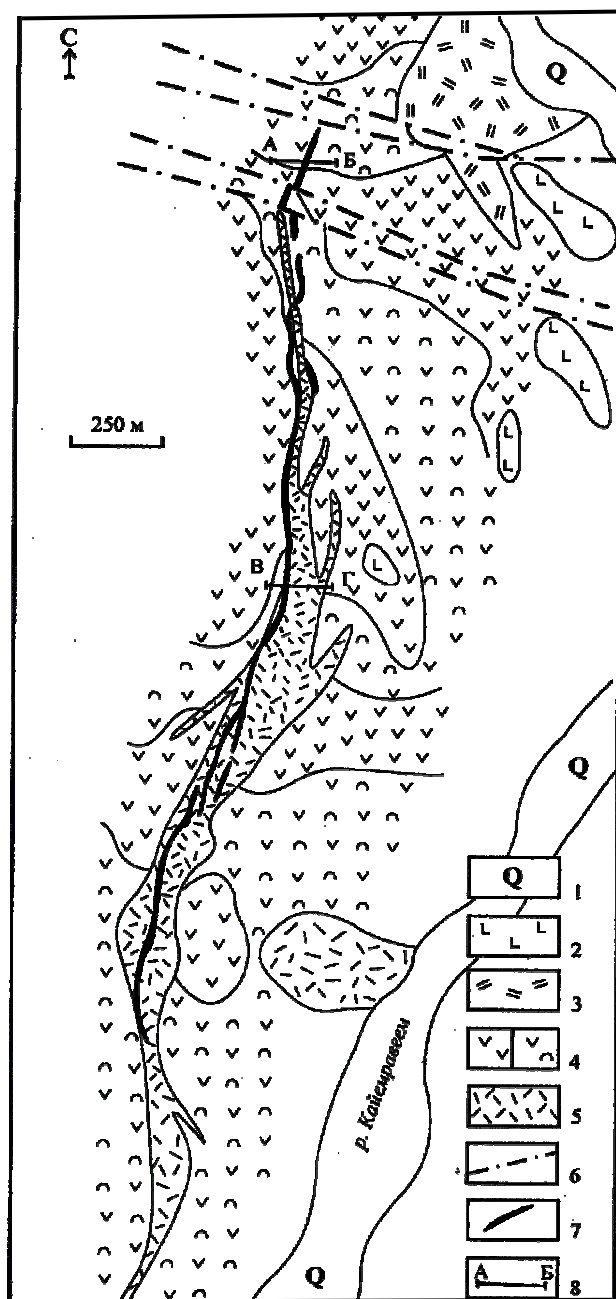


Рис. 1. Геологическая карта месторождения Купол (по Н.В.Григорьеву, С.В.Филонову, 2004 г.): 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – покровы палеогеновых базальтов; 3,4 – верхнемеловые вулканы: 3 – верхняя толща- риолиты; 4 – средняя толща – переслаивание андезитов, андезитобазальтов (а) с агломератовыми, лапиллиевыми, пепловыми туфами андезитов (б); 5 – позднемеловые дайки и субвулканические тела риолитов, риодацитов; 6 – разломы; 7 – рудные тела: адуляр – кварцевые жилы и зоны прожилкования; 8 – линии геологических разрезов.

Отмечены также покровы и дайки палеогеновых базальтов. Изменения вмещающих пород представлены площадной среднетемпературной пропилитизацией (хлорит-эпидот) и околожильными линейными ореолами пирит-серицит-гидрослюдисто-кварцевого состава. В надрудном уровне развиты пирит-каолинит-монтмориллонит-гидрослюдисто-кварцевые аргиллизиты. Месторождение представлено протяженной (3500 м) прожилково-жильной рудной зоной субмеридионального простирания, включающей серию субпараллельных ветвящихся жил, ореолов прожилков и околожильных метасоматитов (рис.2).

На месторождении выделено 11 рудных тел протяженностью 180-2400 м, мощностью до 20 м, прослеженных по падению до глубины 420 м. Основное рудное тело №1 имеет протяженность более 2400 м и мощность от 0,6 до 20,7 м. Распределение полезных компонентов крайне неравномерное. В пределах рудных тел выделяются комбинированные (по мощности и по содержаниям) рудные столбы, приуроченные к изгибам рудовмещающей структуры. Основные жильные минералы представлены кварцем и адуляром, реже встречаются гидрослюда, серицит и хлорит. Наиболее распространенные сульфиды – пирит, арсенопирит, марказит, халькопирит, сфалерит. Рудные минералы – самородное золото (пробность 298-875), электрум, акантит, сульфосоли серебра, фрейбергит.

Характерны массивные, друзовые, брекчиевые, крустификационные, гребенчатые, колломорфно-полосчатые, кокардовые и каркасно-пластинчатые текстуры. Отмечены две продуктивные минеральные ассоциации: 1) ранняя слабопродуктивная арсенопирит-пирит-адуляр-кварцевая; 2) поздняя золото-стефанит-пираргирит-адуляр-кварцевая. Среднее содержание золота – 17,3 г/т, серебра – 2914 г/т [3].

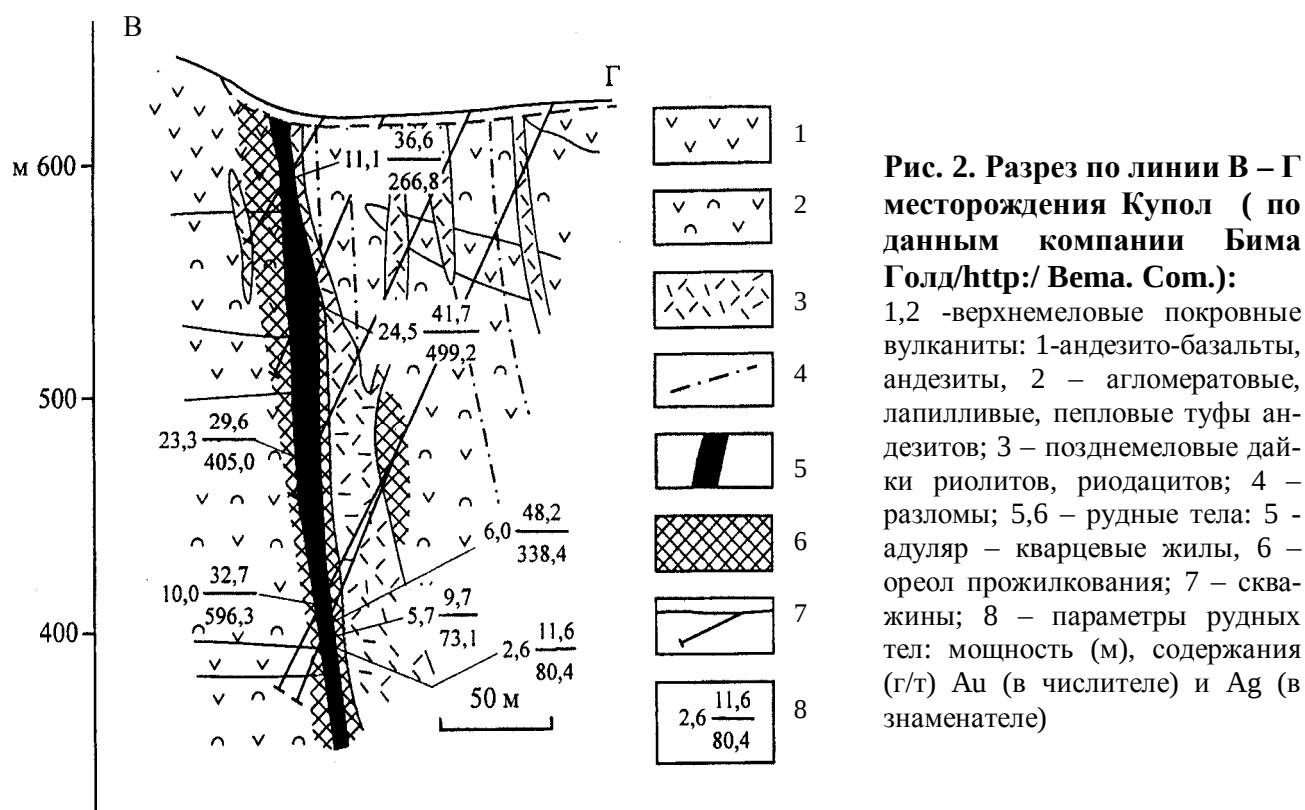


Рис. 2. Разрез по линии В – Г месторождения Купол (по данным компании Бима Голд/[http:// Bema. Com.](http://Bema.Com)):

1,2 -верхнемеловые покровные вулканы: 1-андезито-базальты, андезиты, 2 – агломератовые, лапилливые, пепловые туфы андезитов; 3 – позднемеловые дай-ки риолитов, риодацитов; 4 – разломы; 5,6 – рудные тела: 5 - адуляр – кварцевые жилы, 6 – ореол прожилкования; 7 – скважины; 8 – параметры рудных тел: мощность (м), содержания (г/т) Au (в числителе) и Ag (в знаменателе)

В кварцевых метасоматитах нами был определен петрографический, минеральный и химический состав. Результаты исследований приводятся ниже.

Петрографические исследования

Петрографические исследования шлифов показали, что метасоматическим изменениям подвергались эффузивные породы, среди которых выделяются окварцованный, пиритизированный и аргиллизированный агломератовый туф андезитового состава; окварцованный аргиллизированный агломератовый аподацитовый порфир и окварцованный аргиллизированный туф.

Наиболее широко распространен окварцованный, пиритизированный и аргиллизированный агломератовый туф андезитового состава, имеющий массивную текстуру и неравномернозернистую до скрытокристаллической структуру. Порода состоит из окварцованных обломков с коррозионными (разъеденными) краями и реже зерен аргиллизированного вулканического стекла, ар-

гиллизированного витрофирового апотуфа и аргиллизированного порфиrowого стекла андезитовой лавы. Аргиллизация вулканогенных обломков выражается в замещении их криптокристаллическим агрегатом монтмориллонит - нонтронитовой группы. Обломочный материал сцементирован мелкозернистым кварцем (0,02 – 0,15 мм) с вкрапленностью кубического пирита (рис.3).

Микротекстуры: замещения, реликтовая порфировая, витрокластическая и витрофировая. В обломках с реликтовой порфировой текстурой плагиоклаз замещен кварцем (рис.4). Кроме окварцевания, развиты более поздние прожилки и гнезда гребенчатого кварца, кристаллические выделения которого ориентированы перпендикулярно контактам прожилков и не содержат пирита.

Интенсивно окварцованный аргиллизированный агломератовый аподацитовый порфир светлого цвета имеет массивную текстуру и мелко- тонкозернистую до скрытокристаллической структуру.

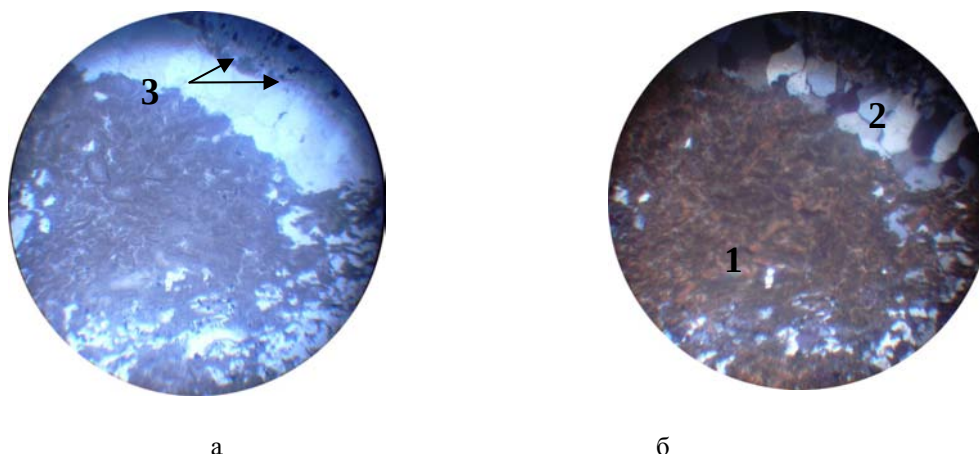


Рис.3. Реликтовая витрофировая структура аргиллизированного вулканического стекла, замещенного гидрослюдай (1) с прожилком кварца (2) и вкрапленностью кубического пирита (3): а – николи //, б – николи ×. Прозрачный шлиф. Увел. 30[×]

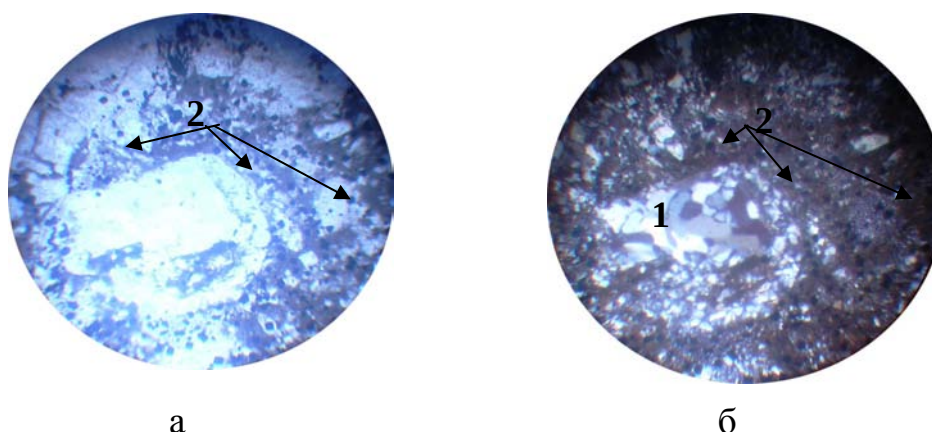


Рис.4. Метасоматический кварц (1) с пиритом (2) замещает крупное зерно плагиоклаза: а – николи //, б – николи ×. Прозрачный шлиф. Увел. 40[×]

Размер зерен плагиоклаза от 0,5х0,75 до 0,8х2,0 мм. По нему развиваются гломеропорфировые псевдоморфозы глинистого вещества с примесью вторичного кварца (рис. 5).

Интенсивно окварцованный аргиллизированный туф массивный, кавернозный, неравнозернистой, мелко- и тонкозернистой структуры с прожилками кварца и сульфидов мощностью от 0,1 до 0,5 см. Микротекстуры руды - преимущественно реликтовая витрофировая, реже замещения и реликтовая порфировая. Первичный плагиоклаз размером зерен от 0,25х0,4 до 0,5х1,0

мм замещен мелкозернистым кварцем. В основной массе вулканического стекла развиваются тонкочешуйчатые глинистые агрегаты монтмориллонит – нонтронитового ряда. Каверны заполнены более поздним кварцем. В виде реликтов фиксируются псевдоморфозы кварца по микролитам плагиоклаза размером 0,05 – 0,15 мм. Секущие сульфидно – кварцевые прожилки размером от 0,25х0,4 до 0,75х1,65 мм сложены кристаллами гребенчатого кварца и ксеноморфными зернами сульфидов (рис. 6) [4]. В жильном кварце отмечаются изогнутые тонкие прерывистые ленточ-

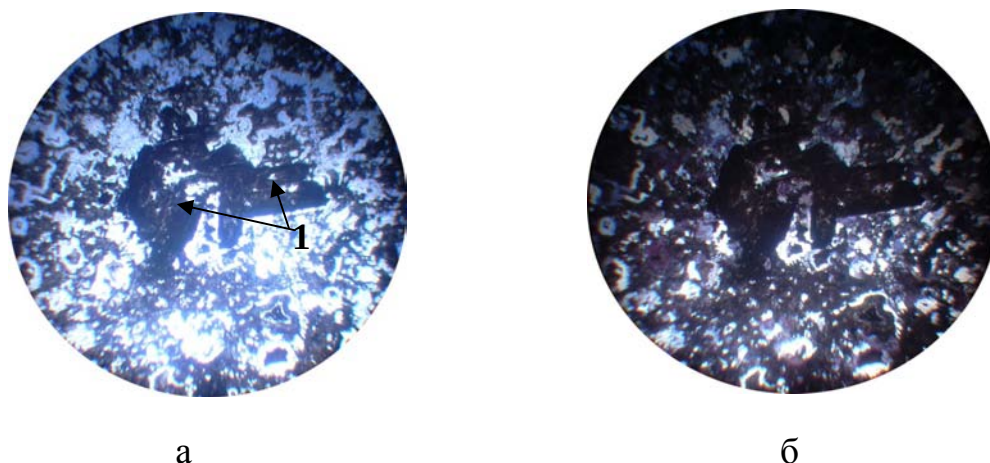


Рис. 5. Аргиллизированные вкрапленники плагиоклаза гломеропорфировой структуры (1): а – николи //, б – николи ×. Прозрачный шлиф. Увел. 40[×]

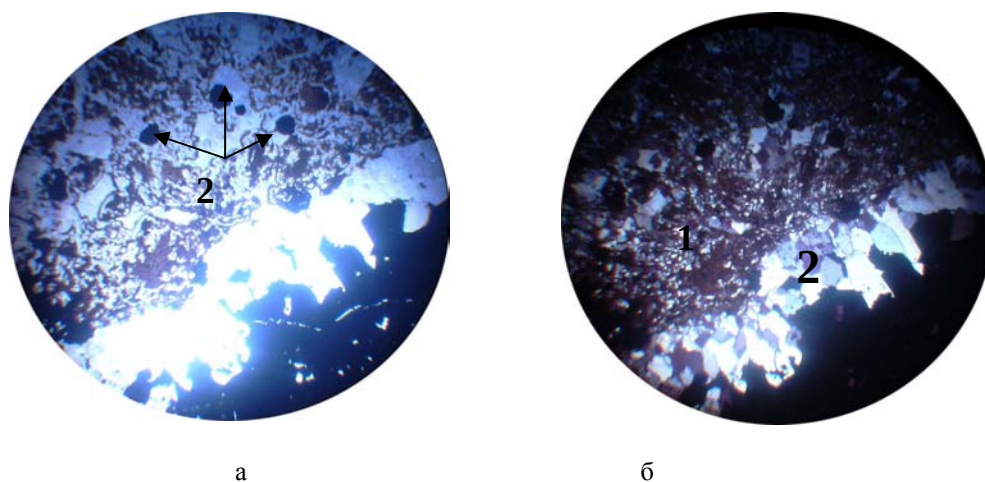


Рис. 6. Контакт кварцевого прожилка с гребенчатым кварцем (1). В зальбанде прожилка присутствует вкрапленность сульфидов (2): а – николи //, б – николи ×. Прозрачный шлиф. Увел. 20[×]

ки реликтового глинисто – гидрослюдистого вещества, аналогичные аргиллизированным туфам. Кварц имеет волнистое погасание, свидетельствующее о деформации породы.

Сульфидная минерализация наблюдается в виде прожилков и редкой рассеянной вкрапленности. Размер основной массы зерен сульфидов менее 0,3 мм.

Химический состав руды

Химический состав руды определялся спектральным полуколичествен-

ным, рентгенофлуоресцентным и фазовым атомно-абсорбционным анализами. Массовая доля углерода в органической форме определялась методом сухого сжигания, а содержание золота и серебра – пробирной плавкой. Основную массу руды составляют оксид кремния (73,86 %) и оксид алюминия (9,45 %). Сумма оксидов щелочных металлов незначительна – 2,09 %, при этом основная их масса (1,94%) приходится на K_2O . (табл. 1). Основными элементами, составляющими рудную часть пробы, являются железо (5,10 %) и сера (1,4 %).

Таблица 1

Химический состав руды

Компоненты	Массовая доля, %	Компоненты	Массовая доля, %
SiO ₂	73,86	Zn	0,045
Al ₂ O ₃	9,45	Pb	0,001
MgO	0,25	Ni	0,003
CaO	0,6	Co	0,002
Na ₂ O	0,15	Cr	0,01
K ₂ O	1,94	V	0,015
TiO ₂	0,40	Sn	0,0002
MnO	0,04	Bi	0,001
P ₂ O ₅	0,062	Ce	0,015
Fe _{общ}	5,10	Sc	0,0006
Fe _(S)	1,35	Ga	0,0015
Fe _{окисл}	3,75	Ba	0,05
S _{общ}	1,4	Ge	0,0002
S _(окисл)	<0,10	Cd	0,001
S _(S)	1,4	C _{орг}	>0,1
As	<0,10	CO _{2карб}	0,12
Sb	0,004	Au, г/т	2,98
Cu	0,49	Ag, г/т	8,2

Аналитики: Кудрявина А.К., Петрова П.Г.

Большая часть железа находится в оксидной форме, а сера - в сульфидной. Содержание меди в руде – 0,49 %, других элементов – не более сотых и тысячных долей процента.

Степень окисления руды по железу ~70 %, что позволяет отнести ее к типу смешанных руд [2].

Содержание золота 2,98 г/т, серебра 8,2 г/т.

Минеральный состав руды

Минеральный состав руды определен с помощью рентгеновского количественного фазового анализа (РКФА). Исследования проводились на аппарате «Дрон -2» при Cu – фильтрованном излучении. Количественный минералогический анализ производили на дробленном материале крупностью минус 2,0 мм по методике, используемой для золото–кварцевых руд [1], а также в полированных и прозрачных шлифах. Диаг-

ностику некоторых минералов уточняли на приборе Comebax SX – 50 (табл.2).

Как следует из табл. 2, руда на 91,0 % сложена породообразующими минералами, основным из которых является кварц и глинисто – гидрослюдистые образования. Из рудных минералов присутствуют сульфиды и гидроксиды железа, в основном пирит и лимонит.

При изучении аншлифов установлено, что руда имеет вкрапленную и прожилково - вкрапленную текстуру. Кристаллы пирита идиоморфной и гипидиоморфной формы, а также мелкие аллотриоморфные зерна. Микротекстура пирита ситовидная (рис. 7, 8). Зерна халькопирита и борнита, ксеноморфные и аллотриоморфные, являются более поздними по отношению к пириту.

Размер зерен сульфидов колеблется от долей миллиметра до первых миллиметров, количественно преобладают мелкие и тонкие зерна.

Таблица 2

Минеральный состав руды

Минералы, группы минералов	Массовая доля, %
Кварц	58,0
Глинисто - гидрослюдистые	31,0
Хлорит	1,5
Карбонаты	0,2
Гидроксиды железа:	
лимонит, гидрогетит, гетит	5,2
ярозит	0,5
Сульфиды:	
пирит	2,7
борнит	0,5
халькопирит	0,4
сфалерит	Ед. зн.
ковеллин	Ед. зн.
арсенопирит	Ед. зн.
Акцессорные минералы:	
рутил	Ед. зн.
Всего	100,0

Примечание. Ед. зн. – единичные знаки. Аналитик: Никанюк Т.С.

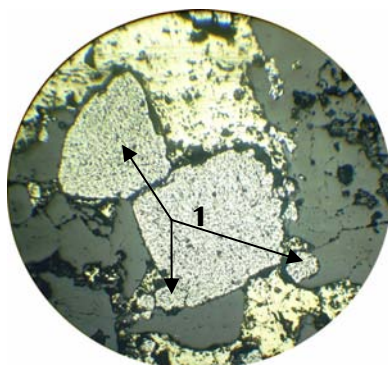


Рис.7. Идиоморфные, гипидиоморфные зерна пирита с сетчатой микротекстурой (1), аллотриоморфные зерна халькопирита (2): Полированный шлиф. Николи //. Увел. 30[×]

В ассоциации с первичными сульфидными меди фиксируются единичные зерна вторичного ковеллина (см.рис. 8), а также мелкие, тонкие, неправильные зерна сфалерита.

Для определения содержания золота в пирите, как в преобладающем сульфиде в пробе руды, были проанализированы его монофракции. Результаты атомно-абсорбционного анализа по отдельным выборкам показали, что содержание золота в сульфиде железа колеблется от 9,0 – 15,0 г/т.

Таким образом, изучение вещественного состава кварцевых метасоматитов показало:

1. Оруденение относится к золото - кварцевому малосульфидному типу руды. Сульфиды составляют 3,6 %. Преобладает пирит, в подчиненном количестве содержатся халькопирит и борнит, реже сфалерит, ковеллин.
2. Основными породообразующими минералами являются кварц и глинисто – гидрослюдистые образования.

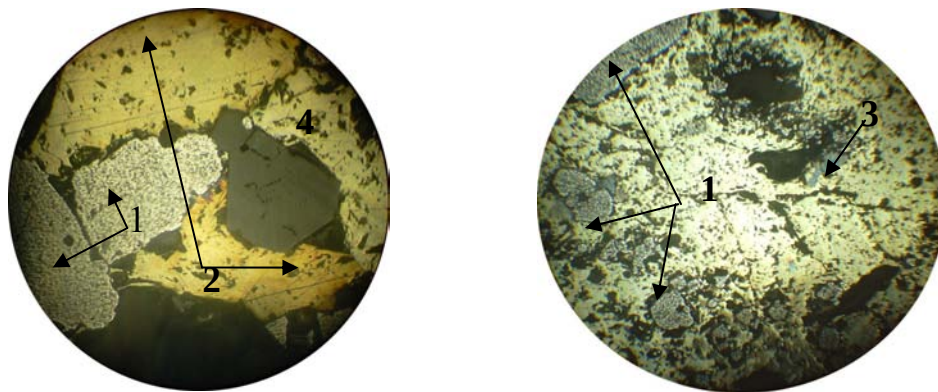


Рис. 8. Ассоциация основных сульфидов: гипидиоморфные, аллотриоморфные зерна пирита с сетчатой микротекстурой (1), зерна борнита (2) и ковеллина (3), аллотриоморфные зерна халькопирита (4): полированный шлиф. Николи //. Увел. 30^x

3. Рудные элементы представлены железом, серой и медью.
4. По степени окисления железа исследованные кварцевые метасоматиты относятся к типу смешанных руд.
5. Рудные минералы представлены сульфидами и гипергенными образованиями железа.
6. Золото содержится в пирите в количестве от 9 до 15 г/т.
7. Кварцевые метасоматиты отличаются от результатов предыдущих исследований [3] отсутствием арсенопирита, марказита; не встречены такие рудные минералы, как самородное золото, электрум, акантит, сульфосоли серебра, фрейбергит.

Библиографический список

1. Минералогическое исследование руд цветных и редких металлов. Под ред. А.Ф.Ли. – М.: Недра, 1967, 257 с.
2. Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). – М.: Наука, 1973, 348 с.
3. Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота Охотско-Чукотского вулканогенного пояса – М.: Научный мир, 2005.-320 с.
4. Талдыкин С.И. и др. Атлас структур и текстур руд. – М.: Госгеолтехиздат, 1954, 267 с.

Рецензент: доктор геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета В.А.Филонюк

УДК 553.04:553.81

А.С. Барышев¹, К.Н.Егоров², Д.А. Кошкарев³

ПРИБАЙКАЛЬСКИЙ ПОТЕНЦИАЛЬНО АЛМАЗОНОСНЫЙ РАЙОН

На основе региональных геологических и геофизических критериев выделения алмазоносных районов, обоснованных для Якутской субпровинции, проведен анализ соответствующей имеющейся информационной базы Западного Прибайкалья. В Прибайкальском регионе установлены все основные глубинные структурно-вещественные неоднородности, присущие алмазоносным районам: мощная литосфера (более 200 км), высокие граничные скорости упругих волн на поверхности Мохоровичича (8,7-8,4 км/с), расслоенность и электропроводящие неоднородности земной коры, глубинные диапиры основного-ультраосновного состава, системы глубинных разломов четырех направлений. Показаны минералогические предпосылки, выраженные в находках пиропов и хромшпинелидов. Утверждается, что по совокупности имеющихся данных в Прибайкальском районе имеются высокие перспективы выявления коренных источников алмазов кимберлитового типа. *Ключевые слова:* алмазы, прогноз, Прибайкалье.

Библиогр. 9 назв. Ил. 2. Табл. 2.

A.S. Baryshev, K.N. Egorov, D.A. Koshkarev

THE PRIBAIKALIA POTENTIALLY DIAMONDIFEROUS LOCALITY

On the basis of regional geological and geophysical criteria for justification of diamondiferous localities established for the Yakutian sub province, the analysis of available informational base for the West Pribaikalia has been performed. Within the Pribaikalia all general deep-seated structural-compositional heterogeneities intrinsic for diamondiferous localities have been determined, namely: thick lithosphere (more than 200 km), high boundary velocities of elastic waves along the Mohorovicic discontinuity (8.7-8.4 km/s), stratification and electro conductive heterogeneity of the Earth's crust, deep diapirs of basic-ultrabasic composition and systems of fourdirectional deep faults. Mineralogical preconditions expressed in findings of pyropes and chromespinellids are shown. The totality of data available for the Pribaikalia locality suggests high prospects for discovery of primary diamond sources of kimberlitic type. *Key words:* Diamonds, forecasting, Pribaikalia. Sources 9, illustr. 2, table. 2

Обоснование перспектив алмазоносности Прибайкальского района проведено на основе устойчивых закономерных связей кимберлитовых полей со структурно-вещественными комплексами литосферы, выявленных в алмазоносных провинциях

мира и, прежде всего, в Якутской субпровинции.

Общий алгоритм прогноза коренных источников алмазов изложен нами в предшествующих работах [1, 2]. Рудоконтролирующими факторами образования кимбер-

¹Барышев Алексей Семенович – доктор геол.-минералог. наук, старший научный сотрудник Института земной коры СО РАН, тел.: 41-43-78.

Baryshev Aleksey Cemenovich – doctor of geologo-mineralogical sciences, SSM, IEC SB RAS.

²Егоров Константин Николаевич – канд. геол.-минералог. наук, зав. лабораторией геологии и магматизма древних платформ Института земной коры СО РАН, тел.: 42-54-34.

Egorov Konstantin Nikolayevich – Head of laboratory geology and magmatism of the ancient platforms. Doctor es geological and mineralogical sciences, IEC SB RAS, e-mail: Egorov@crust.irk.ru

³Кошкарев Денис Анатольевич – канд. геолог.-минералог. наук, научный сотрудник Института земной коры СО РАН, e-mail:Koshckar@crust.irk.ru

Koshkarev Denis Anatolyevich – doctor es geological and mineralogical sciences, SM, IEC SB RAS. e-mail:Koshckar@crust.irk.ru

литов (лампроитов) являются: магматический, структурно-тектонический и динамический. Базовым критерием для оценки перспективности территорий на алмазы является обязательное наличие мощной (свыше 130 км) и холодной (по теплотоксу) литосферы, которая по своим реологическим свойствам (хрупкости) благоприятствует проникновению разрывов до глубин расположения области стабильности алмаза. Наличие корово-мантийных зон разломов является необходимым условием для проявления кимберлитового (лампроитового) магматизма. В настоящее время подавляющее число исследователей принимает стабильно выдержанную закономерность связи коренных источников алмазов с архейскими кратонами древних платформ, в которых мощность литосферы превышает 120-130 км [1, 4, 5, 7, 11]. На Сибирской платформе наиболее крупной кратонной областью является Бирюсинско-Ангара-Оленекская, простирающаяся более чем на 2000 км. Ширина кратона изменяется от 150 до 400 км [5].

Геолого-генетическая модель образования алмазоносных пород (кимберлитов, лампроитов) исходит из существования алмазоносной мантии, преимущественно древнего возраста алмазов, возникновения геодинамических обстановок для проявления кимберлитового и лампроитового магматизма, близости механизмов образования кимберлитовых и лампроитовых тел, длительности и дискретности процесса кристаллизации алмазов. Материальными элементами геолого-генетической модели являются: верхняя мантия, земная кора, зоны повышенной проницаемости литосферы (корово-мантийные и коровые разломы), мантийные диапиры, флюидно-магматическая колонна, трубчатые, дайковые и силловые тела алмазоносных пород [1].

Для алмазоносных районов Якутской субпровинции установлены следующие региональные критерии: 1) аномально неоднородная мантия, характеризующаяся по поверхности Мохоровичича граничными скоростями упругих волн 8,4-8,9 км/с; 2) увеличенная мощность земной коры; 3) субвертикальные зоны высокой электропроводности в земной коре; 4) система мантийных

диапиров основного-ультраосновного состава (в том числе эклогиты и серпентиниты); 5) пересечения зон нескольких разнонаправленных корово-мантийных и коровых разломов; 6) кимберлитовые тела; 7) находки алмазов и минералов-спутников алмазов (МСА) в аллювии водотоков и осадочных коллекторах.

В кимберлитовых районах Якутской субпровинции по сейсмическим данным отмечается сложное строение поверхности Мохоровичича с возрастанием граничных скоростей упругих волн до 8,8-9,0 км/с [12]. Сейсмическое изучение верхов мантии и консолидированной коры в южной части Якутской кимберлитовой субпровинции показало наличие в верхах мантии сравнительно узкой линейной зоны аномально высоких скоростей (8,4-9,0 км/с) на границе Мохоровичича. Изучение составов ксенолитов пород верхней мантии из трубок Мир и Удачная и расчет значений скоростей распространения упругих колебаний в этих породах показали, что гранатовые лерцолиты имеют расчетные значения сейсмических скоростей в пределах 8,4-8,5 км/с, а разнообразные эклогиты – в пределах 8,6-9,0 км/с. Одновременно зона аномально высоких сейсмических скоростей пространственно соотносится с повышенной мощностью консолидированной земной коры, достигающей ~ 58 км. Такие резкие погружения поверхности подошвы земной коры некоторые исследователи называют литосферным корнем или килем [11]. С этими структурными элементами литосферы пространственно связаны высокоалмазоносные кимберлитовые поля: Мирнинское, Алакит-Мархинское и Далдынское.

Глубинные мантийные диапиры выявлены в пределах всех известных алмазоносных кимберлитовых полей центральной части Сибирской платформы и перспективных площадей, адекватных кимберлитовому полю в ее южной части. Наличие глубинных мантийных образований предопределяет возможную доставку мантийных алмазоносных пород в земную кору. На последующем этапе протокимберлитовый расплав выносится в составе флюидно-магматической колонны к палеоповерхности. Флюидно-магматическая колонна, не-

сушая в своем составе алмазосодержащий субстрат, характеризуется физическими параметрами, отличающимися от окружающей среды. Это отличие заключается в пониженных значениях плотности, намагниченности, повышенной электропроводности и коэффициента Пуассона, резких колебаниях граничных скоростей на поверхности Мохоровичича.

Локализованные проводящие неоднородности объясняются присутствием в породах минералов проводников, причем с хорошими электрическими связями между собой или наличием ионной проводимости. Полагается, что для разреза земной коры наиболее вероятны следующие механизмы проводимости: электронный, связанный с вещественным составом пород (электропроводящими образованиями), и ионный, обусловленный флюидами, образование которых связано с термодинамическими условиями земных недр [8, 9]. Предполагается, что в силу особого реологического состояния пород (особенно в зоне глубинного разлома) на соответствующих глубинах возникают условия, благоприятные для скапливания высокопроводящего глубинного флюида. Эти условия могут соответствовать катакластическому состоянию, когда среда пронизана сетью мелких трещин, соединенных между собой. Если трещины будут заполнены проводящим флюидом, то они будут играть роль токопроводящих путей и, следовательно, создавать высокопроводящую среду.

Прогнозируемый Прибайкальский потенциально алмазоносный район находится в пределах Бирюсинско-Ангаро-Оленекского кратона, где мощность литосферы превышает 200 км. В такой же структурной позиции находятся Мало-Ботуобинский и Далдыно-Алакитский промышленно-алмазоносные районы. В первом располагается Мирнинское кимберлитовое поле, а во втором – Алакит-Мархинское и Далдынское поля (рис. 1). Таксономически Прибайкальский район располагается в южной части

Лено-Тунгусской минерагенической зоны [5]. Лено-Тунгусская минерагеническая зона пространственно приурочена к Таймыро-Байкальскому внутриплатформенному структурному шву, выполненному мегакомплексом зеленокаменных трогов и гранито-зеленокаменных поясов. Таймыро-Байкальская шовная зона рассекает архейский кратон и имеет характерные структурные элементы во всем разрезе земной коры. В магматическом отношении зона трассируется глубинными диапирами основного-ультраосновного состава, выделенными по геофизическим данным.

Диагностическим признаком является приуроченность к зоне россыпей алмазов. В пределах северной части зоны найдено 452 кристалла алмазов суммарным весом 3167 мг. Из них по р. Нижняя Тунгуска – 97, р. Большая Ерема – 311, р. Апка – 29 кристаллов. В целом среди алмазов по комплексу типоморфных признаков больше половины составляют кристаллы, близкие к таковым из терригенных коллекторов докембрийского возраста других регионов мира. Вместе с тем, присутствие в данной выборке довольно большого количества (~ 25%) кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусу I разновидности, преобладающих в богатых кимберлитовых телах фанерозойского возраста Сибирской платформы, может свидетельствовать о множественности их коренных источников. Из индикаторных минералов выявлены пиропы, хромшпинелиды, пикроильмениты, как в четвертичных отложениях, так и в коллекторах карбона и юры.

В Прибайкальском потенциально алмазоносном районе, в меру изученности, установлены все основные глубинные структурно-вещественные признаки, присущие алмазоносным районам Якутской субпровинции.

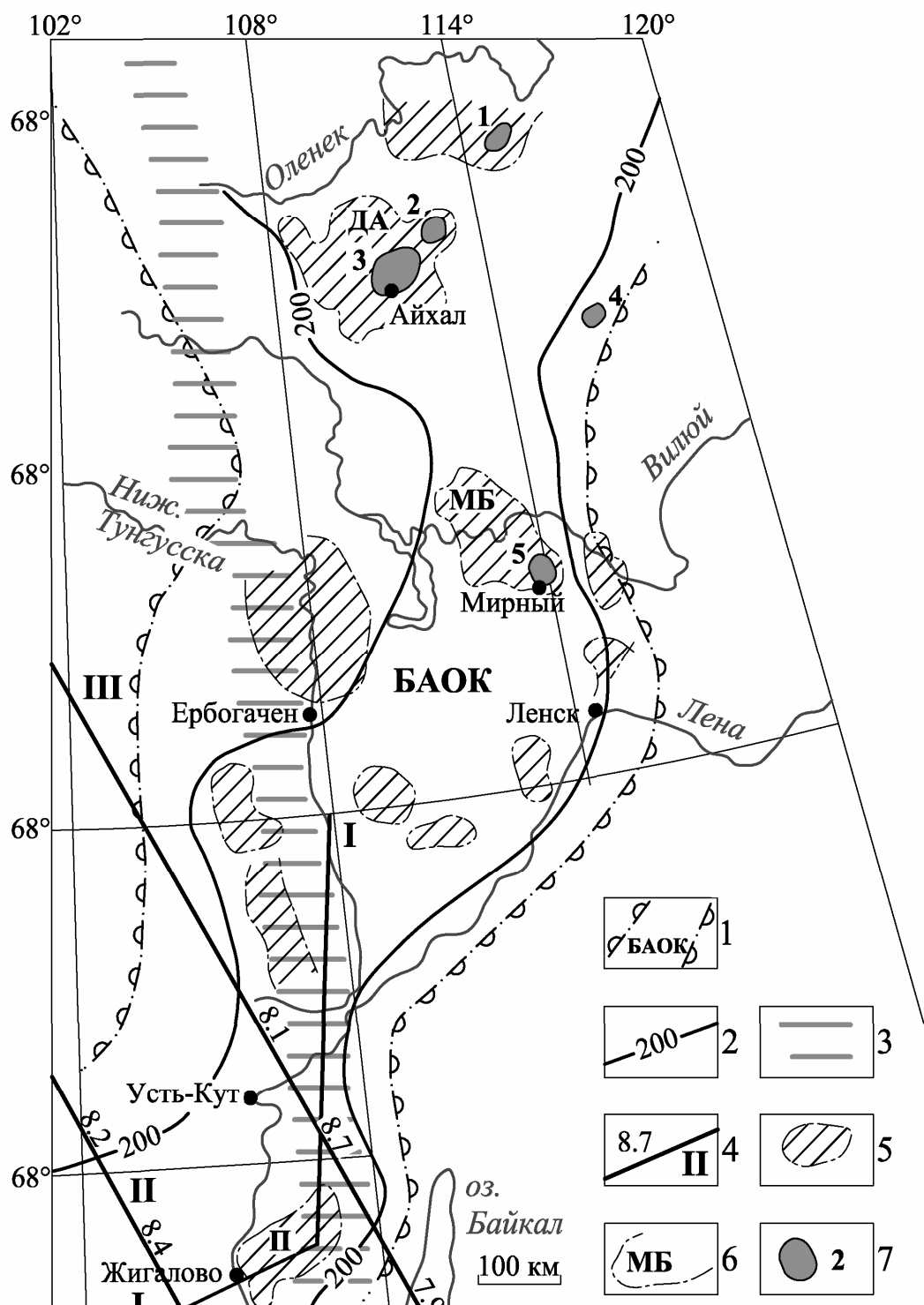


Рис. 1. Положение алмазоносных районов в Бирюсинско-Ангаро-Оленекском кратоне: 1 – контур Бирюсинско-Ангаро-Оленекского кратона (БАОК); 2 – изолиния мощности литосферы 200 км и более; 3 – Таймыро-Байкальский структурный шов, разделяющий архейские блоки земной коры; 4 – линии профилей глубинных сейсмических зондирований и граничные скорости (км/с) на поверхности Мохоровичича. Профили: I – Присяно-Ленский, II – Рифт, III – Метеорит; 5 – контуры проводящих электрических неоднородностей земной коры; 6 – алмазоносные районы: Далдыно-Алакитский (ДА), Мало-Ботуобинский (МБ), Прибайкальский (П); 7 – кимберлитовые поля: 1 – Верхнемунское, 2 – Далдынское, 3 – Алакит-Мархинское, 4 – Накынское, 5 – Мирнинское

В Прибайкальском районе, по данным глубинных сейсмических зондирований (профили «Рифт», «Метеорит»), закартированы высокие граничные скорости упругих волн на поверхности Мохоровичича – 8,7-8,4 км/с, на фоне 8,0-8,2 км/с. Подобные перепады граничных скоростей наблюдаются в Мало-Ботуобинском и Далдыно-Алакитском кимберлитовых районах Якутской алмазонасной субпровинции. По линии Присаяно-Ленского опорного профиля установлена расслоенность земной коры. В консолидированной земной коре прослеживаются следующие сравнительно устойчивые границы: верхней коры (-13-14 км), средней коры (-20-21 км), нижней коры (-33-34 км) и верхней мантии (-39 км). Также выделяется зона Конрада (интервал от -13 до -20 км) мощностью 7-8 км, которая занимает пространственное положение между верхней и средней корой [6]. Специфическими геологическими структурами верхней коры являются так называемые «прозрачные объекты», которые на временных разрезах проявляются в виде участков, практически не имеющих отражений. Отсутствие отражений объясняется тем, что опорный профиль проложен по Таймыро-Байкальской мобильной шовной зоне, в которой все докембрийские геологические образования претерпели интенсивные структурно-

вещественные изменения. В верхней мантии под разделом Мохоровичича наблюдается ряд интенсивных многофазных наклонных отражений «подклинивающих» эту границу. Характерными элементами временного разреза являются сравнительно узкие (~ 5,0 км) субвертикальные зоны полного отсутствия отражений, которые пронизывают всю земную кору и уходят в верхнюю мантию. Особенно отчетливо такие зоны проявлены в пределах области повышенной проводимости земной коры.

Глубинными магнитотеллурическими зондированиями в районе выявлены электропроводящие неоднородности земной коры первого и второго порядка (рис. 2). Жигаловская электропроводящая неоднородность первого порядка имеет параметры: глубина – 10 км, мощность – 15 км, проводимость – 8500 см, площадь ~ 8800 кв. км. В ее пределах выделяются две электропроводящие неоднородности второго порядка: Жигаловская и Ковыктинская, параметры которых в сравнении с таковыми по алмазонасным районам приведены в табл. 1. Отметим, что Жигаловская неоднородность первого порядка характеризуется повышенной плотностью верхней части земной коры – до 2,79 г/см³.

Таблица 1
Сравнительные параметры геоэлектрических неоднородностей
(по данным Ю.А. Караваева, 1998)

Название	Глубина, км	Мощность, км	Проводимость, см	Удельное сопротивление, Ом.м	Площадь, кв.км
Далдыно-Алакитский район					
Мархинская	1,5	35	190000	0,182	4300
Далдынская	1,5	25	72000	0,347	3300
Алакитская	5	30	200000	0,152	5200
Мало-Ботуобинский район					
Мирнинская	20	10	6500	1,569	560
Прибайкальский район					
Жигаловская	10	10	11000	0,943	2200
Ковыктинская	6	15	4000	3,750	38000

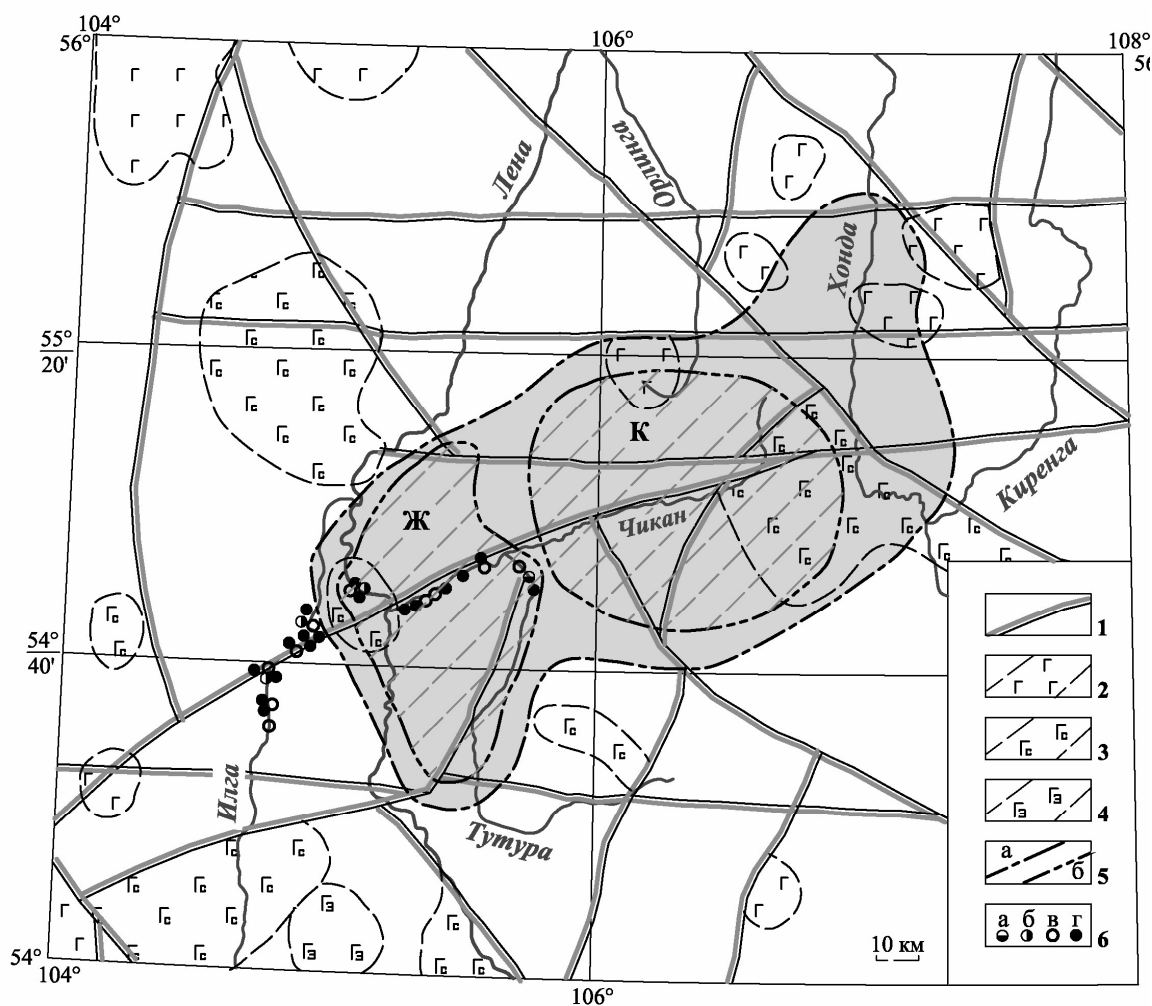


Рис. 2. Схематизированная карта критериев алмазоносности Прибайкальского района: 1 – корово-мантийные и коровые разломы; 2 – глубинные диапиры основного и ультраосновного состава; 3 – серпентинизированные ультраосновные породы (по геофизическим данным); 4 – эклогиты (по геофизическим данным); 5 – контуры проводящих электрических неоднородностей земной коры: а – первого порядка, б – второго порядка: Жигаловская (Ж), Ковыктинская (К) [3]; 6 – минералы-спутники алмаза: а – пироп, б – альмандин-пироп, в – пироп-альмандин, г – хромшпинелид

В районе по комплексу геофизических данных выделены глубинные диапиры основного-ультраосновного состава: серпентинизированные ультраосновные породы и эклогиты. В частности, диапир, расположенный в западной части Жигаловской электропроводящей неоднородности, по расчетам аномальных магнитного и гравитационного полей простирается на глубину, превышающую 25 км. В Прибайкальском районе развита довольно плотная сеть корово-мантийных и коровых разломов четырех основных направлений: субмеридионального, субширотного, северо-западного и северо-восточного.

К числу признаков отнесены локальные аэромагнитные аномалии, выделенные при проведении высокоточной аэромагнитной съемки масштаба 1:50000. Большинство локальных магнитных аномалий пространственно сгруппированы. Интенсивность локальных аномалий в основном укладывается в диапазон 1,5-4 нТл.

Таким образом, можно твердо констатировать, что Прибайкальский район характеризуется полным комплексом региональных критериев, свидетельствующих о его потенциальной алмазоносности. Однако решающим критерием алмазоносности любой территории является минералогический,

который включает находки алмазов и их минералов-спутников. В этом аспекте сразу отметим, что в прогнозируемом Прибайкальском районе алмазопроисковые работы никогда не проводились. При массивном крупнообъемном опробовании на алмазы аллювия речной сети юга Сибирской платформы в 1949-1956 гг., территория Прибайкалья не была вовлечена в опробование. Степень изученности района определяется только проведением государственной геологической съемки масштаба 1:200000 в 1961-1967 гг. Крупномасштабных съемок на площади не проводилось. В то же время имеются определенные минералогические предпосылки.

В геологическом строении района принимают участие отложения усольской, бельской, ангарской, литвинцевской, верхоленской, илгинской свит кембрия; устькутской, ийской свит ордовика; палеогена и неогена. Прибайкальский район является открытым в отношении поисков коренных источников алмазов среднепалеозойского и мезозойского возрастов.

В период проведения геологической съемки масштаба 1:200000 в начале 1960-х годов не ставилась задача оценки территории на алмазы и, как следствие, не предусматривалось изучение минералов-спутников алмаза – пироба, пикроильменита, хромшпинелидов. Минералогия стратиграфических подразделений и четвертичных рыхлых образований изучалась только с общегеологических позиций и в стандартах инструкции по геологической съемке масштаба 1:200000 того периода. Гранаты фиксировались интегрально, без расшифровки минералов, входящих в эту группу. Также фиксировались ильменит и хромиты. И, тем не менее, полученная при геологосъемочных работах масштаба 1:200000 информация по гранатам, ильмениту и хромитам является весьма ценной для осуществления прогнозных оценок района на алмазы. Гранаты, ильменит и хромиты обнаружены стандартным шлиховым опробованием в резко повышенных количествах в среднечетвертичных и верхнечетвертичных отложениях в среднем и нижнем течении р. Илги. Среднечетвертичные отложения представлены аллювиальными образованиями

комплекса террас р. Илги высотой 40-60 м. Они сложены супесями, суглинками, глинами и песками, участками, включающими редкие мелкие гальки и валуны (размер до 7х20 см) песчаника, кварца, кварцитов. Мощность аллювия ~ 4,6 м [10]. Минералогический состав тяжелой фракции песчаных отложений аллювия следующий: гематит-мартит (25-37%), гранат (31-37%), хромит (19-25%), циркон (5,0-9,0%), рутил (1,0%), турмалин (1,0%). В качестве редких знаков отмечаются магнетит, лимонит, ильменит, монацит, лейкоксен, анатаз и апатит.

Верхнечетвертичные отложения представлены аллювием террас высотой от 6 до 25 м рек Илги, Тилика, Басьмы. По гипсометрическому уровню в комплексе выделяются террасы высотой 6-8, 12-18 и 20-25 м. Сложены они суглинками, супесями, песками, илами от светло-серого до коричнево-бурого цвета с многочисленными гальками местных пород, редко кварца и кварцитов. Галечники приурочены к основанию аллювиального слоя и участками залегают на коренном цоколе террас, представленных алевролитами, аргиллитами и песчаниками верхоленской свиты. Мощность аллювия не превышает 12 м. Минеральный состав тяжелой фракции песчаных отложений комплекса террас следующий: гранат (39-90%), гематит-мартит (2-32%), хромит (1-25%), циркон (1,0-4,0%), турмалин (1,0-2,0%), лимонит (2,0%), рутил (1,0%), магнетит (1,0%). В качестве редких знаков присутствуют апатит, анатаз, лейкоксен.

Современные отложения представлены аллювием русла и пойменных террас высотой 1-3 м. Сложены они илами, глинами, песчано-галечниково-валунным материалом. Максимальная мощность современного аллювия, по данным бурения, наблюдается в долине р. Илги и достигает 20 м. Во всех шлиховых пробах отмечен циркон, содержания которого изменяются от знаков до весовых содержаний. Зерна циркона, хорошо окатанные, имеют размеры от 0,1 до 3,0 мм.

Гранаты выявлены в шлиховых пробах из аллювиальных отложений среднего течения рек Илги и Тыпты, а также их притоков [3]. Содержание граната в шлихах колеблется от 5 до 10% тяжелой фракции, что со-

ставляет от знаков до 1,5 кг/т. Гранаты окрашены в розовый, оранжевый, красный цвета; реже встречаются бесцветные зерна. Размер зерен от 0,1 до 0,5-1 мм. Показатель преломления для розовых и красных гранатов составляет 1,780, для оранжевых – 1,770, для бесцветных – 1,767. Удельный вес гранатов более 3,5 г/см³. Фоновые содержания граната и ильменита определяются их присутствием в качестве аксессуаров в песчаниках ангарской, литвинцевской, илгинской, усть-кутской и ийской свит.

В 1993 г. на Чиканской площади проведено мелкообъемное опробование с целью получения принципиального ответа о наличии спутников алмаза. Всего было отобрано три пробы общим объемом 4,5 м³. В мелкообъемной пробе, отобранной из аллювия на левом берегу р. Тутура в 3 км от пос. Чикан выше по течению, установлено 2 угловатых зерна граната сиреневого цвета с показателем преломления – 1,740, что соответствует по оптическим характеристикам гранату с повышенным содержанием пиропового компонента. Микрозондовый анализ подтвердил, что это пиропы перцолитового парагенезиса с содержанием Cr₂O₃ – более 1,7 мас.%. Размеры зерен: 0,65х0,4 мм и 0,4х0,35 мм. Поверхность гранатов фрагментарно характеризуется ступенчато-пирамидальным рельефом растворения. В пробах также установлены в знаковых количествах бежево-розовые зерна с показателями преломления 1,740-1,760, что может соответствовать гранатам пироп-альмандинового или альмандин-гроссулярового состава.

В 1999 г. нами были проведены рекогносцировочные работы на Жигаловской площади. Было проведено укрупненное шлиховое опробование (V=0,06 м³) аллювиальных и террасовых отложений бассейнов рек: Илги – 23 пробы, Лены – 5 проб, Тутуры – 14 проб. Пробы были подвергнуты сокращенному и полному (10 проб) минералогическому анализу (минералог Г.И. Урумова). Из наработанного количества зерен гранатов – 32 зерна были исследованы на микрозондовом анализаторе (табл. 2). В результате проведенных анализов получены сле-

дующие результаты.

1. Шлихо-минералогические ассоциации, установленные в пробах из аллювия р. Илги, отличаются аномально высокими (до весовых) содержаниями гранатов.
2. Альмандин-пиропы оранжевого цвета найдены в двух пробах – в руч. Иковитый в 50 м от устья (левый приток р. Илги) и карьере террасы на водоразделе рек Илги и Тыпты.
3. Пироп-альмандины оранжевого цвета и единичные зерна пиропов обнаружены в бассейнах рек Илги, Лены и Тутуры. Кроме альмандин-пиропов и пироп-альмандинов в группе гранатов присутствуют альмандин-гроссуляры и андрадит-гроссуляры.
4. Почти во всех пробах встречаются зерна хромшпинели – от знаков до 1,18 вес. % от общего веса тяжелой фракции шлиха. Размеры зерен хромшпинели не превышают 0,2 мм; по форме это округлые зерна, а также скругленные октаэдры, редко остросреберные октаэдры и единичные угловатые зерна.

По совокупности всех вышеизложенных данных в Прибайкальском районе имеются высокие перспективы выявления коренных источников алмазов кимберлитового типа. Нами рекомендуется продолжить изучение Прибайкальского района полным и единым циклом научно-исследовательских и ревизионно-поисковых работ с целью выявления минералов-спутников алмаза и оценки алмазоносности. Благоприятная поисковая обстановка предопределяет получение однозначного результата по оценке перспектив алмазоносности путем проведения мелкообъемного (V=1-5 м³) и укрупненного (V=0,06 м³) шлихового опробования и опытно-методической наземной проверки слабоинтенсивных аэромагнитных аномалий, предварительно сгруппированных по особенностям их пространственной приуроченности к разным глубинным структурно-вещественным комплексам. В первую очередь в опосредованное опосредование должна быть вовлечена Жигаловская площадь.

Таблица 2

Представительные анализы гранатов Жигаловской площади (в мас. %)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MgO	CaO	MnO	Пи	Ал	Сп	Гр	Ан	Ув
Альмандин-пиропы													
41.06	23.13	0.00	0.00	15.32	16.60	3.21	1.05	59.49	30.14	2.14	7.39	0.84	0.00
40.09	22.69	0.00	0.05	18.62	13.45	4.55	0.51	49.27	37.69	1.06	10.98	0.85	0.00
40.60	22.66	0.00	0.06	18.58	13.51	4.47	0.49	49.62	37.55	1.03	10.55	1.10	0.00
40.30	22.53	0.00	0.09	19.87	13.08	3.75	0.55	48.32	40.57	1.16	8.80	0.90	0.00
Пироп-альмандины													
38.18	21.21	0.00	0.21	24.62	4.66	9.09	1.87	18.03	52.58	4.11	23.29	1.34	0.00
39.07	22.01	0.00	0.05	25.82	9.39	3.37	0.49	35.46	54.32	1.06	8.47	0.55	0.00
39.25	21.98	0.00	0.00	23.76	8.26	6.06	1.03	31.31	49.92	2.23	15.59	0.95	0.00
38.51	21.53	0.05	0.00	30.23	7.36	2.17	0.39	28.41	64.72	0.86	4.82	1.05	0.15
37.14	21.04	0.00	0.00	36.11	3.77	0.75	0.92	15.05	80.74	2.06	2.06	0.10	0.00
37.05	20.99	0.00	0.04	35.34	4.67	0.48	0.59	18.57	76.68	1.35	1.14	0.15	0.00
37.92	21.33	0.00	0.00	28.11	5.05	3.86	3.65	19.76	61.28	8.10	10.21	0.65	0.00
36.97	21.00	0.00	0.00	36.76	3.88	0.47	0.36	15.47	82.35	0.83	1.36	0.01	0.00
38.34	21.65	0.06	0.06	24.50	6.53	7.81	1.02	24.75	51.75	2.20	20.37	0.59	0.20
37.45	20.90	0.00	0.00	35.72	4.07	0.89	0.82	16.25	79.31	1.87	1.47	1.10	0.00
37.24	21.04	0.00	0.00	36.34	3.63	1.23	0.56	14.42	80.80	1.26	3.22	0.30	0.00
38.27	21.80	0.00	0.00	29.91	7.46	1.83	0.71	28.74	64.64	1.56	5.07	0.00	0.00
37.40	20.99	0.00	0.00	35.52	3.75	1.31	0.94	14.97	79.13	2.13	3.12	0.65	0.00
37.37	21.01	0.00	0.05	31.37	3.67	2.31	3.79	14.65	70.10	8.61	6.14	0.35	0.00
37.22	21.09	0.00	0.00	35.13	4.59	0.71	0.87	18.15	77.88	1.95	1.82	0.20	0.00
Альмандин-гроссуляры													
38.07	18.16	0.00	0.46	12.46	0.34	28.28	0.75	1.34	18.28	1.67	64.17	13.17	0.00
38.19	20.69	0.05	0.16	17.77	1.15	21.23	0.33	4.45	35.98	0.72	54.60	3.66	0.15
Андрадит-гроссуляры													
38.55	15.83	0.00	1.40	6.20	1.11	36.09	0.09	4.10	0.00	0.19	70.47	21.32	0.00
38.36	17.02	0.00	0.93	6.57	0.18	35.79	0.21	0.67	2.12	0.45	76.51	17.61	0.00

Примечание. Пи – пироп, Ал – альмандин, Сп – спессартин, Ан – андрадит, Гр – гроссуляр, Ув – уваровит.

Все железо в виде FeO. Анализы гранатов выполнены на микрозонде «Суперпроб-733» (ИГХ СО РАН, оператор Суворова Л.Ф.).

Библиографический список

1. Барышев А.С., Егоров К.Н., Галенко В.П. и др. Перспективы открытия промышленных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы // Разведка и охрана недр. – 2004. – №№ 8-9. – С. 9-17.
2. Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарев Д.А. Локальный прогноз и поиски коренных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы // Известия СО СНОЗ РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2007. – Выпуск 5 (31). – С. 39-53.
3. Будников Н.Я., Андреев Р.Ю. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Ангара-Ленская, лист N-48-XV. М.: Недра. – 1966. – 56 с. I
4. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и Мира. – М.: Геоинформмарк. – 2000. – 371 с.
5. Егоров К.Н., Барышев А.С., Зинчук Н.Н., Кошкарев Д.А. Перспективы алмазности юга Сибирской платформы / Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. – Якутск: Изд. ЯНЦ СО РАН. – 2008. – С. 244-251.
6. Иванов Н.К., Кривошеков А.Л. Некоторые аспекты глубинного строения и динамики верхней части земной коры по данным глубинных сейсмических исследований ГОГТ на юге Сибирской платформы в 1996-2002 гг. / Проблемы сейсмологии третьего тысячелетия. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. – 2003. – С.25-32.
7. Манаков А.В., Романов Н.Н., Полторацкая О.Л. Кимберлитовые поля Якутии. – Воронеж. – 2000. – 81с.
8. Поспеев В.И., Барышев А.С., Ипатьев С.Н. и др. Геологическое строение юга Восточной Сибири по результатам глубинных магнитотеллурических зондирований / Научные труды XXVII Междунар. геол. конгресса. – М.: Наука, 1984. – Т. 6. – С. 176-177.
9. Попов А.М. Глубинные исследования юга Восточной Сибири и Монголии электромагнитными методами / Автореферат диссертации на соискание ученой степени д.г.-м.н. – Иркутск. – 1995. – 34 с.
10. Рожковский В.И., Куприна К.П. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Ангара-Ленская, лист N-48- IX. – М.: Недра. – 1966. – 48 с.
11. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазность. – М.: Научный мир, 2006. – 210 с.
12. Суворов В.А. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. – Новосибирск: Наука. – 1993. – 135 с.

Рецензент: кандидат геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета А.А.Шиманский

УДК 553.04:553.81

С.И.Костровицкий¹, Н.В.Алымова², Д.А.Яковлев³, Л.Ф.Суворова⁴, Г.П. Сандиминова⁶, И.В.Сандимиров⁶, С.И.Дриль⁷

МЕГАКРИСТНАЯ АССОЦИАЦИЯ МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Обсуждаются данные по составу петрогенных и редкоземельных элементов в мегакристной ассоциации минералов, в том числе, гранатах, клинопироксенах, флогопитах, оливинах. Сходство составов граната из мегакристов и из ксенолитов крупнопорфировых деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная свидетельствует о происхождении данных образований в результате одного процесса из единого источника. Обсуждается гипотеза фракционной кристаллизации мегакрист граната, с которой не согласуются особенности распределения несовместимых элементов и расчетные данные Р-Т параметров кристаллизации. Предполагается, что кристаллизация мегакристной ассоциации происходила непосредственно из астеносферного расплава, который по мере восхождения эволюционировал в сторону повышения магнезиальности и хромистости за счет контаминации литосферным веществом. Особенности распределения макрокомпонентов мегакристов пикроильменита в пределах кимберлитового поля соответствуют данной модели образования. Изотопная систематика Sr, Nd и O подтверждает вывод об астеносферном источнике формирования мегакристных минералов. Rb-Sr изохронный возраст флогопита и гранатов составляет около 400 млн. лет. Таким образом, кристаллизация большей части мегакристов произошла в предкимберлитовый период. *Ключевые слова:* кимберлит, мегакрист, гранат, пикроильменит, флогопит, клинопироксен.

Библиогр. 24 назв. *Ил.* 10. *Табл.* 4

S.I.Kostrovitsky, N.V.Alymova, D.A.Yakovlev, L.F.Suvorova, G.P.Sandimirova,
I.V.Sandimirov, S.I. Drill.

MEGACRYST ASSOCIATION OF MINERALS FROM YAKUTIAN PROVINCE KIMBERLITES

We discuss data concerning the composition of petrogenic and rare-earth elements in the garnet, clinopyroxene and phlogopite from megacrysts of kimberlitic. We showed the similarity, identity of features of distribution of both chemical and rare-earth compositions for garnet from the coarse-grained deformed lherzolites and megacrysts. We have arrived at the conclusion concerning the common mantle source and origin of the given formations as a result of the common process. We suggest that the crystallization of the megacryst association occurred directly from

¹Костровицкий Сергей Иванович – старший научный сотрудник, тел.: 511457, e-mail: serkost@igc.irk.ru

Kostrovitsky Sergey Ivanovich – the senior scientific employee, tel.:51-14-57, e-mail: serkost@igc.irk.ru

²Алымова Наталья Викторовна – научный сотрудник, e-mail: alymova@igc.irk.ru

Alymova Natalia Viktorovna scientific employee, e-mail: alymova@igc.irk.ru

³Яковлев Дмитрий Анатольевич – младший научный сотрудник, e-mail: yakovlev @igc.irk.ru

Yakovlev Dmitriy Anatoljevich – younger scientific employee, e-mail: yakovlev @igc.irk.ru

⁴Суворова Людмила Филипповна – старший научный сотрудник

Suvorova Lyudmila Filipovna – the senior scientific employee

⁵Сандиминова Галина Павловна – старший научный сотрудник

Sandimirova Galina Pavlovna – the senior scientific employee

⁶Сандимиров Игорь Валерьевич – научный сотрудник

Sandimirov Igory Baleryevich scientific employee

⁷Дриль Сергей Игоревич – зав. отделом института геохимии им. А.П. Виноградова, e-mail: drill@igc.irk.ru

Drill Sergey Igorevich – head of department Institute of Geochemistry, SB of RAS

the asthenosphere melt which when uplifting rendered and evolved itself towards the increase of magnesium and chromium contents due to the contamination of the lithosphere substance. The features of distribution of chemical composition of picroilmenite within the kimberlite field correspond to this model too. Sr, Nd and O isotopic systematic confirms conclusion about asthenosphere source of megacryst formation. Age of garnet and phlogopite megacrysts (Rb-Sr isochrones) compile approximately 400 m. years. Thus, crystallization of the megacrysts occurred shortly before kimberlite intrusion. *Key words:* kimberlite, megacryst, garnet, picroilmenite, phlogopite, clinopyroxene, isotopic.

Sources 24, *illust.* 10, *tabl.* 4.

Введение

Одним из наиболее дискуссионных вопросов происхождения кимберлитов является природа генетической связи между барофильными минералами и вмещающей породой. Статья посвящена изучению низко-Sr, высоко-Ti ассоциации мегакристных минералов, которая очень важна для понимания природы кимберлитовых пород. Обычно она представлена пикроильменитом (Ilm), гранатом (Gar), оливином (Ol), реже клинопироксеном (Cpx) и флогопитом (Phl). Ниже мы последовательно рассмотрим основные результаты проведенных работ по перечисленным минералам.

Методика исследования

Гранаты и флогопиты были проанализированы на содержания главных оксидов на рентгеновском микроанализаторе «JXA-33» фирмы «Jeol» в Институте геохимии СО РАН (Иркутск). Состав пикроильменита изучался преимущественным образом на микрозондовом приборе “Superprobe JXA 8800R” фирмы “GEOL” в Центральной Аналитической Лаборатории Ботубинской ГРЭ АК «АЛРОСа». Редкоэлементный состав минералов был изучен методом вторично-ионной спектроскопии (SIMS) на микроанализаторе «Cameca IMS ion probe» в Институте микроэлектроники РАН (Ярославль) по методике [10]. Изотопные исследования Rb-Sr системы были осуществлены в Институте геохимии СО РАН с по-

мощью модернизированного масс-спектрометра МИ 1201-Т, позволяющего проводить измерения изотопных отношений Sr с точностью не менее 0,01%. Изотопный анализ кислорода в гранатах и оливинах выполнен в аналитическом центре Академии Наук во Владивостоке методом фторирования на масс-спектрометре Finnigan MAT 252. Воспроизводимость результатов $\delta^{18}\text{O}$ для образцов составила 0.1 ‰.

Гранат (Gar)

Многочисленные исследования трендов состава мегакристных Gar из разных трубок кимберлитовых провинций мира [8, 20] позволили сделать вывод о соответствии их гипотезе фракционной кристаллизации из мантийного расплава. С другой стороны, обсуждается [14] проблема тесной генетической связи формирования мегакристов и деформированных лерцолитов. Аргументируется литосферное происхождение деформированных перидотитов и приводятся доказательства по рефertilization низов литосферы астеносферными расплавами. Нами изучено распределение редкоземельных элементов (REE) для мегакристных гранатов из кимберлитов трубок Мир (Малоботубинское поле), Удачная, Дальняя, Зарница (Далдыньское поле), Заполярная, Новинка, Комсомольская-Магнитная Верхнемунского поля Якутской провинции, из трубки им. Гриба (Архангельская провинция), а также для граната из ксенолитов де-

формированных перидотитов трубки Удачная-восточная.

Содержания редких элементов в гранате определены с точностью измерений в диапазоне концентраций $> 0,1$ г/т – 10-15 отн. % и 40-50 отн. % для концентраций $< 0,1$ г/т.

По структурным и модальным признакам выделяются две группы деформированных ксенолитов (крупно- и мелкопорфировой структуры), которые четко различаются по составу. Гранаты крупнопорфирового типа перидотитов в подавляющем большинстве относятся к низко-Sr высоко-Ti ассоциации, демонстрируя высокий уровень сходства с мегакристами граната. На треугольной диаграмме Ca-Mg-Fe (рис. 1) фигуративные точки состава граната из крупнопорфировых перидотитов образуют тренд, очень близкий тренду мегакристаллических гранатов, слабо наклоненный к оси Mg-Fe при относительно постоянном Ca. Исключением являются ксенолиты, гранат в которых характеризуется относительно высоким содержанием Cr_2O_3 ($> 4\%$). Гранаты из пород мелкопорфирового типа характеризуются средне-, высокохромистым, высокомагнезиальным составом. На треугольной диаграмме Ca-Mg-Fe (см.

рис.1) их составы образуют типичный для перидотитов тренд, параллельный оси Mg-Ca при относительно постоянном Fe.

Распределение REE в низкохромистых мегакристах граната (рис. 2) характеризуется последовательным увеличением нормированного содержания от La к Yb и в целом отвечает равновесному магматическому типу распределения. Для высокохромистых мегакристаллических гранатов из Верхнемунского поля данное распределение нарушается в области тяжелых элементов (HREE). Кривая спайдердиаграммы здесь выполаживается с тенденцией к изменению равновесного распределения на синусоидальное. Характерной особенностью распределения редких несовместимых элементов для Gaг является четкая обратная корреляция между содержанием REE и магнезиальностью минерала. Данная зависимость установлена нами для мегакристаллических Gaг из всех трубок без исключения.

Распределения REE для крупно- и мелкопорфировых ксенолитов контрастно различаются (см. рис. 2). Низкохромистые Gaг крупнопорфировых перидотитов как по уровню содержания, так и по типу кривых близки Gaг из

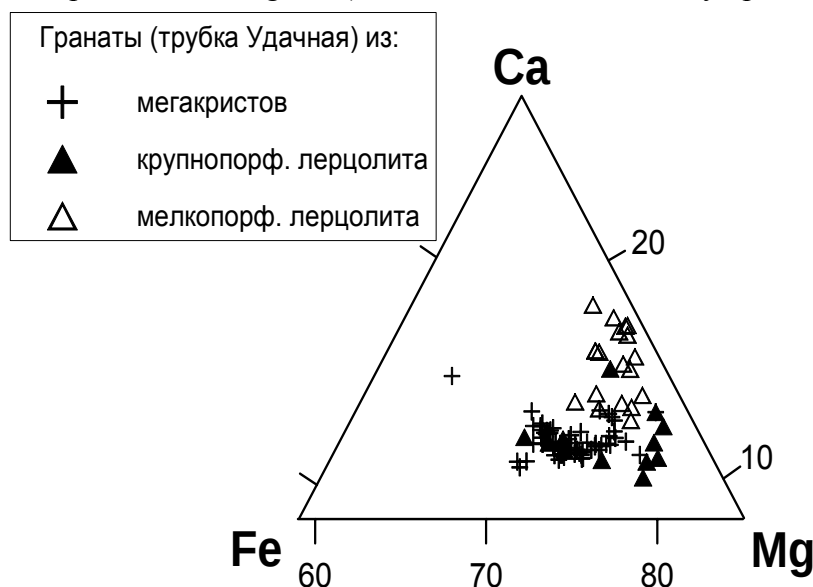


Рис. 1. Треугольная диаграмма состава гранатов из мегакристаллической ассоциации и деформированных ксенолитов из трубки Удачная

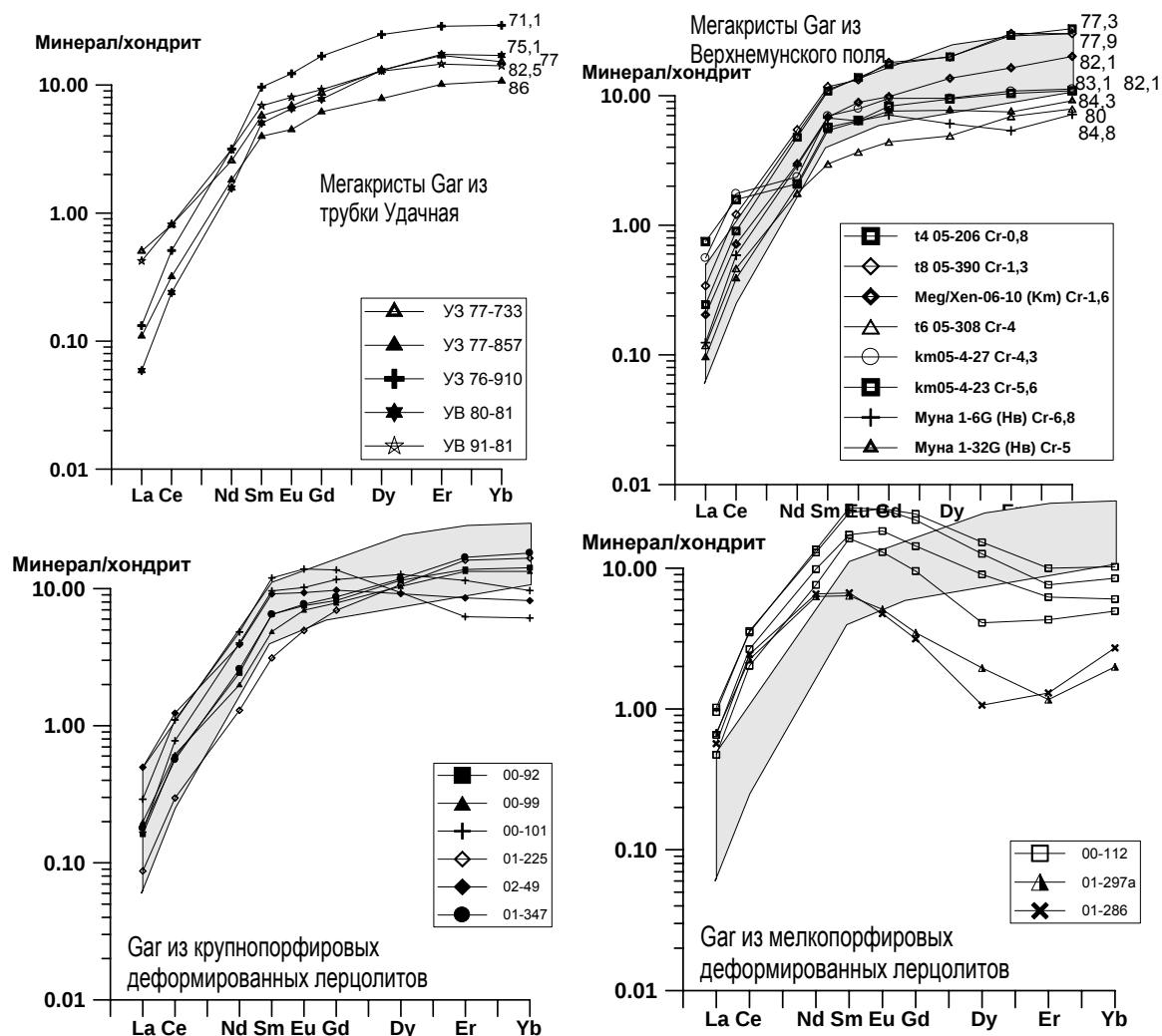


Рис. 2. Спайдердиаграммы распределения REE для гранатов из мегакристовой ассоциации и деформированных ксенолитов. Выделенное серое поле на графиках – поле состава низкохромистых мегакристов из разных трубок Якутской провинции. На верхних графиках приведены значения магнезиальности ($Mg/(Mg+Fe) \times 100$) мегакристовых гранатов. В легенде для графика по Верхнемунскому полю приведены содержания Cr_2O_3 .

низкохромистых мегакристов. Для крупнопорфировых перидотитов, содержащих Gaг с повышенной концентрацией Cr_2O_3 (пробы 00-101 и 02-49), данное распределение нарушается в области тяжелых элементов (HREE). Здесь, как и для высокохромистых мегакристов граната, фиксируется выполаживание кривых спайдердиаграмм в области тяжелых редкоземельных элементов. Различие между гранатами мегакристов и деформированных перидотитов проявляется лишь в отсутствии у последних обратной корреляции содержания REE

с $mg\#$. Напротив, легкие лантаноиды – Ce и La иногда демонстрируют положительную корреляцию с этим параметром. Для мелкопорфировых ксенолитов распределение REE характеризуется четкой синусоидальной формой кривых.

Сходство в поведении как петрогенных, так и редкоземельных элементов в гранатах из железистых деформированных перидотитов и мегакристов указывает на происхождение данных образований из единого источника, а возможно, и о близких процессах

кристаллизации. В результате исследований нами получены факты, которые трудно объяснить с позиции наиболее распространенной гипотезы происхождения мегакристной ассоциации минералов за счет фракционной кристаллизации из магматического расплава. Обратная корреляционная связь концентрации всех несовместимых редких элементов с $mg\#$ необъяснима гипотезой фракционной кристаллизации. Поскольку коэффициенты распределения гранат-расплав для ряда несовместимых элементов ($Dy - 1,592$; $Y - 2,5$; $Er - 2,702$; $Yb - 4$) > 1 [24], содержание этих элементов в расплаве должно убывать по мере более ранней кристаллизации высокомагнезиальных гранатов. В противоречие с гипотезой фракционной кристаллизации вступает также факт относительно более высоких значений Р-Т параметров при кристаллизации низкохромистых гранатов (1370-1400 °С, 70-80 кбар – использован термобарометр) по сравнению с высокохромистыми (1294-1340 °С, 62-63 кбар). Расчет произведен для минералов из деформированных лерцолитов, демонстрирующих сходство по составу с мегакристами. Ранее [14] аналогичные соотношения по Р-Т параметрам были выявлены для деформированных лерцолитов из южно-африканских кимберлитов. Между тем, механизм фракционной кристаллизации предполагает обратные соотношения, - высокохромистые (они же, как правило, и высокомагнезиальные) разновидности должны быть и более высокотемпературными. Часть противоречий с гипотезой фракционной кристаллизации может быть снята, если поставить под сомнение корректность использования данных [24] по коэффициентам распределения гранат-расплав. Действительно, мы не учитываем (поскольку не знаем), как меняются эти коэффициенты распределения от самого состава граната.

Поведение несовместимых редких элементов в Gaг из мега- крупнопорфи-

ровых деформированных перидотитов и мегакрист объясняется процессом рефертилизации или астеносферизации литосферной мантии [16]. Предполагается, что в результате межзернового просачивания через твердую породную матрицу в расплаве происходит фракционирование элементов. Кристаллизация Gaг приводит к накоплению в остаточном расплаве наиболее несовместимых редких элементов, в том числе LREE, и к его обеднению HREE. Механизм рефертилизации, на наш взгляд, объясняет только особенности распределения редких элементов в деформированных перидотитах, но не в мегакристах граната. Мы предполагаем, что кристаллизация мегакристной ассоциации происходила непосредственно из астеносферного расплава, который по мере восхождения, с одной стороны, оказывал метасоматическое воздействие на породы литосферной мантии, а с другой, сам эволюционировал в сторону повышения магнезиальности и хромистости за счет контаминации литосферным веществом. Метасоматизирующее воздействие эволюционирующего расплава нашло отражение в формировании зональности гранатов деформированных лерцолитов, выраженной [11] в обогащении хромом краевых зон и в заметном снижении в них концентрации HREE. Процесс контаминации в наиболее значительной форме проявился при формировании расплавов, из которых кристаллизовались высокохромистые мегакристы гранатов из трубок Верхнемунского поля и трубки им. Гриба. Существенная роль процесса контаминации на формирование метасоматизирующих расплавов, приводящих к возникновению синусоидальной формы распределения REE в высокохромистых гранатах, подтверждается широкими вариациями в них изотопного состава Sr и Nd [22]. Вероятно, разные тренды состава гранатов из крупнопорфировых деформированных лерцолитов и мегакрист, с одной стороны, и мелкопорфи-

ровых лерцолитов с другой (см. рис. 1), отражают разные процессы их кристаллизации – магматический (Mg-Fe изоморфизм) – в первом случае и метасоматический (Mg-Ca изоморфизм) – в другом. Высокохромистый состав мегакристных гранатов из трубок Верхнемунского поля, и особенно из трубки им. Гриба, формировался при заметном участии ассимилированного литосферного вещества, что в определенном смысле равнозначно процессу метасоматоза. Однако сравнительный анализ особенностей распределения редкоземельных элементов в Gar из мегакристов и деформированных лерцолитов показал, что их генезис связан также и с процессом контаминации пород литосферной мантии.

Пикроильменит (Ilm)

Аналогичный вывод сделан нами [2, 7] и в отношении образования мегакристов Ilm при изучении особенностей пространственного распределения их составов в пределах отдельных кустов и полей трубок. Было сделано предположение, что наряду с общим астеносферным источником вещества при формировании магматического кимберлитового очага для каждого куста трубок определенную роль играл и литосферный источник, обусловивший своеобразие состава Ilm. Основанием для такого вывода послужила проведенная нами минералогическая паспортизация кимберлитовых трубок алмазоносных полей, и в частности, рассмотрение графиков распределения состава Ilm в координатах MgO-Cr₂O₃ и MgO-Al₂O₃. Выяснилось, что Ilm из разных трубок одного и того же куста характеризуются близкими значениями усредненных значений по разным оксидам, а Ilm из разных кустов Далдынского поля имеют значимые отличия, хотя бы по одному из оксидов. Например, Ilm из трубок кустов Аэромагнитная и Дальняя близки по содержанию

Cr₂O₃, но существенно отличаются по содержанию MgO; напротив, ильмениты из трубок кустов Дальняя, Ленинградская и Долгожданная демонстрируют сходство по содержанию MgO, но отличаются по содержанию Cr₂O₃ и так далее.

Пикроильмениты из разных кустов трубок демонстрируют [1, 6] разные тренды составов на графиках MgO-Cr₂O₃ (рис. 3).

Между тем, в координатах других основных минералообразующих оксидов (TiO₂-FeO_{tot}, TiO₂-Fe₂O₃, TiO₂-MgO) графики представлены всегда одним непрерывным трендом, демонстрирующим положительную корреляцию между TiO₂ и MgO и обратную корреляцию этих оксидов со степенью окисленности железа (с Fe₂O₃). Показательны также графики корреляции Al₂O₃ с MgO (рис. 4). Практически во всех приведенных графиках для разных кустов трубок отмечается одна и та же закономерность. В узком интервале изменения содержания MgO (от 6-7 до 9 вес. %) устанавливается четкая положительная корреляция с Al₂O₃. А в верхнем интервале изменения содержания MgO (от 9 до 12-14 вес. %) содержание Al₂O₃ обычно остается постоянным. Подобное поведение Al₂O₃ в Ilm характерно для всего Далдынского кимберлитового поля в целом. Хотя необходимо заметить, что в отдельных кустах трубок (Ленинградская, Нюрбинская, Дальняя, Удачная) отсутствует или слабо выражена низкомagneзиальная ветвь тренда. А в других кустах трубок (Малютка, Летняя), напротив, отсутствует или слабо выражена высокомagneзиальная ветвь тренда.

Широкие вариации составов Ilm согласуются с представлением об их фракционной кристаллизации из расплава, состоявшегося в условиях изменения Р-Т параметров.

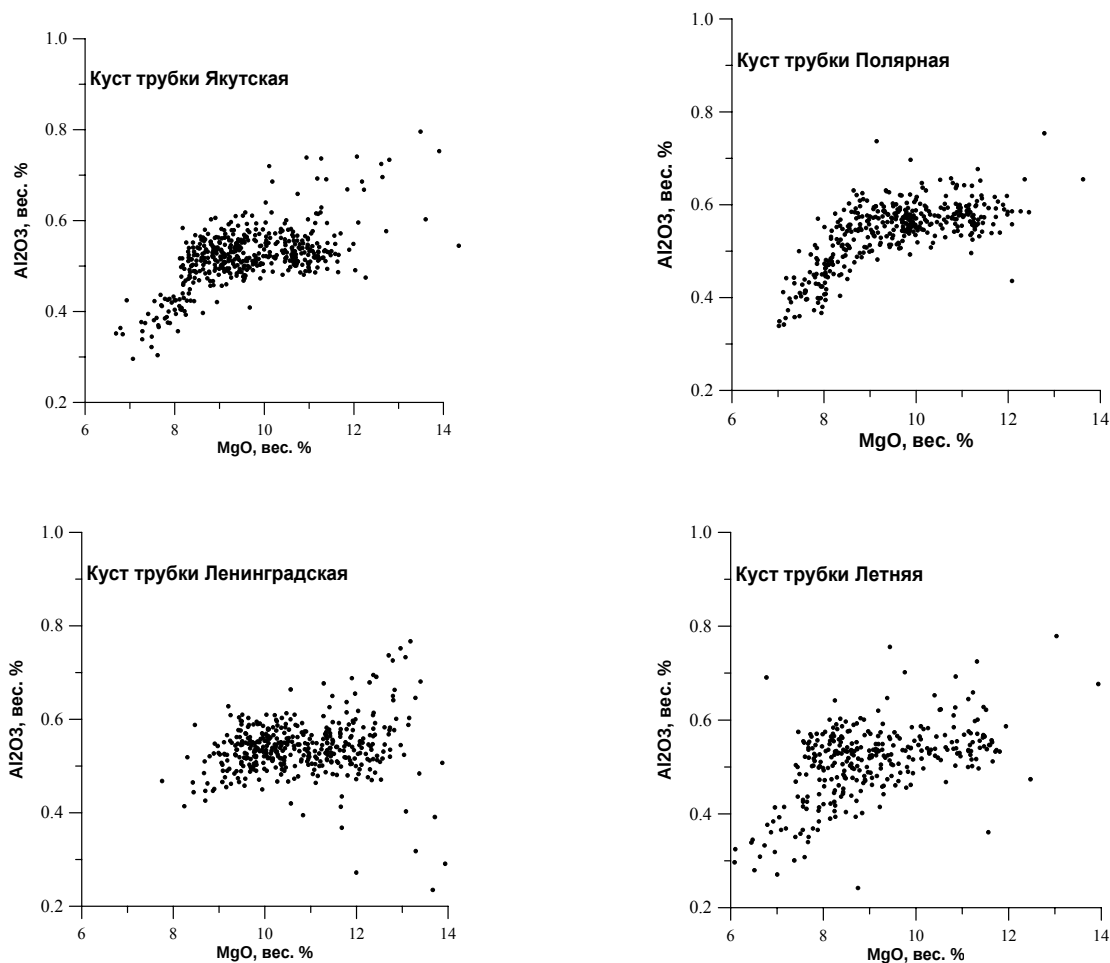


Рис. 4. Графики корреляции Al_2O_3 с MgO для Ilm из трубок разных кустов Далдынского поля

Однако, на наш взгляд, некоторые особенности распределения составов Ilm невозможно объяснить только с позиций этого механизма кристаллизации. Рассмотренные выше тренды с Cr_2O_3 и Al_2O_3 несут разную генетическую нагрузку. Соответствующие графики для одного и того же поля имеют совершенно разные конфигурации. Если Al_2O_3 с MgO образует обычно единый тренд состава, то графики с Cr_2O_3 , как правило, демонстрируют отдельные разобщенные группы фигуративных точек состава. При этом характерно, что если Al_2O_3 с MgO всегда проявляет корреляцию (хотя иногда и не на всем диапазоне вариации MgO), то Cr_2O_3 , напротив, чаще не проявляет корреляции и его содержание остается инвариантной величиной при относительно

широкой вариации MgO . И наконец, третье очень важное различие. Как показали наши детальные исследования по Далдынскому полю, одним и тем же распределением по хрому характеризуются трубки только одного куста; разные кусты трубок содержат, как правило, Ilm с разным распределением Cr_2O_3 . Иначе ведет себя глинозем. Один и тот же непрерывный тренд Al_2O_3 с MgO характерен для Ilm всех трубок без исключения, - он единый для всего Далдынского поля. Аналогичным образом, разное поведение Cr_2O_3 и Al_2O_3 устанавливается и для Ilm Алакит-Мархинского поля.

Возникновение тренда с Al_2O_3 мы объясняем процессом фракционной кристаллизации. Совместно с Ilm кристаллизовались другие минералы ме-

гакристой железо-титанистой ассоциации, и в первую очередь такие высокоглиноземистые фазы, как Gaг и Срх, которые и определили изменение направления общего тренда. Мы предполагаем, что основной источник расплава для Птм из всех трубок одного поля был единый, о чем свидетельствует единый тренд кристаллизации с Al_2O_3 . Таким источником могла служить астеносферная мантия. Распределение содержания Cr_2O_3 в Птм имеет вторичную природу и связано с формированием конкретного магматического кимберлитового очага, обусловившего становление куста трубок в пределах поля.

Таким образом, как и в случае мегакристных гранатов, при исследовании Птм Cr_2O_3 является показательным оксидом, свидетельствующим о том, что происхождение минералов мегакристой ассоциации невозможно объяснить только процессом фракционной кристаллизации. Значительная роль должна быть отведена процессу контаминации (частичного плавления) пород литосферной мантии, которые по сравнению с основным астеносферным источником являются более хромистыми.

Клинопироксен (Срх)

По сравнению с Gaг и Птм мегакристы Срх являются чрезвычайно редкими, практически уникальными образованиями в кимберлитах Якутской провинции. Единичные образцы нами встречены в трубках Удачная-восточная, Дальняя (Далдынское поле) и в трубке Слюдянка (Куойкское поле). В трубке Удачная-восточная мегакристы Срх обнаружены в тесной ассоциации с мегакристами Птм в пределах локального участка размером 2х1,5 м, отличающегося уникально высокой (до

30-40 % от общего объема) насыщенностью Птм. Парагенетические связи Срх с Птм подтверждаются отдельными находками сростков двух минералов и более многочисленными кристаллическими включениями Срх в мегакристах Птм.

Представительные анализы клинопироксена, приведенные в табл. 1, свидетельствуют об относительно стабильном составе данного минерала во всех изученных зернах. Корреляция составов клинопироксена и сосуществующего пикроильменита, судя по данным таблицы, не обнаруживается, по-видимому, из-за небольших вариаций состава минералов. В пределах отдельных зерен состав клинопироксена однороден.

По классификации Стефенса и Доусона [3] клинопироксен может быть отнесен к группам диопсида и малохромистого диопсида. При сравнительно низком содержании FeO, Na_2O , Cr_2O_3 , TiO_2 (табл. 1) диопсиды из зонки оказались наиболее сопоставимыми с клинопироксенами из включений типа маридов флогопит-амфибол-рутил-ильменит-диопсидового состава, образование которых связывается [3] с кристаллизацией из протокимберлитового расплава. Интервалы РТ-параметров кристаллизации минералов ассоциации составляют по геотермобарометру П. Нимиса, В. Тэйлора [21] 1054-1091 °С и 39.8-42.5 кбар. По сравнению с литературными данными по составу мегакристов Срх из южно-африканских кимберлитов, мегакристы Срх из якутских кимберлитов являются относительно низкотемпературными и никобарными образованиями.

Спайдердиаграммы распределения редкоземельных элементов (рис. 5) для Срх из разных локализаций (мегакристы из трубок Удачная-восточная и

Таблица 1

Составы клинопироксенов из разных проявлений в кимберлитах

	305a	305b	01-403	305c	9974					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	54,6	55,3	54,8	55,3	54,69	53,62	55,32	53,8	54,2	54,6
TiO ₂	0,19	0,2	0,27	0,22	<0,18	0,44	0,28	0,66	0,34	0,37
Al ₂ O ₃	1,6	1,88	1,7	0,84	0,87	0,64	1,5	0,40	0,50	2,39
Cr ₂ O ₃	0,29	0,35	0,3	0,36	0,31	0,24	0,55	0,13	0,63	0,49
FeO	4,1	4,32	4,34	4,45	2,9	3,57	4,04	4,16	4,63	4,81
MnO	0,11	0,06	0,17	0,11	<0,11	0,09	<0,11	0,11	0,11	0,13
MgO	16,0	15,9	16,4	16,5	17,64	16,76	18,18	16,3	17,0	18,3
CaO	20,9	20,3	20,1	21,0	21,8	22,87	18,29	23,7	20,6	17,1
Na ₂ O	0,79	1,02	1,25	1,1	<0,11	0,02	1,29	0,57	1,28	1,63
Total	98,4	99,3	99,62	99,8	99,4	99,04	99,4 4	99,7 1	99,21	99,71
Mg#	87,5	86,8	87,1	86,8	91,5 6	89,33	88,9 2	87,6	86,7	87,3
Ca#	48,4	47,8	46,8	47,8	47,0 7	49,55	42,0	51,1	46,6	40,1

Примечание: 1-6 из мегакристого проявления трубки Удачная-восточная: 1-3 -сростки, включения Сrx в Ilm, 4-6 – мегакристы Сrx; 7- мегакрист из тр. Дальняя; 8- среднее (21 анализ) для пироксенов основной массы кимберлитов [20]; 9- среднее (7 анализов) из включений типа MARID [18]; 10 - среднее (18 анализов) для мегакристов клинопироксена из южноафриканских трубок [20]

Минерал/хондрит

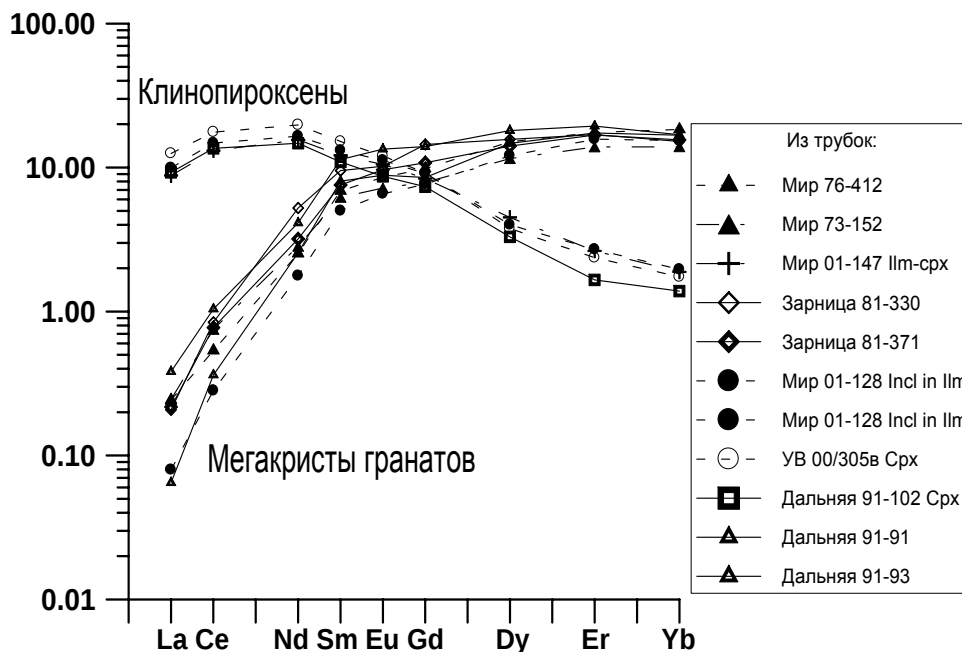


Рис. 5. Спайдердиаграмма распределения REE для Gar и Сrx низко-Cr ассоциации минералов из алмазоносных трубок Якутской провинции. Приведены, в том числе, графики для мегакристов Сrx из тр. Удачная-восточная (Обр. 00/305а) и из тр. Дальняя (Обр. 91-102).

Дальняя, включения Сrx в мегакристе пикроильменита трубки Мир) очень близки друг другу, что указывает на однородный состав материнского расплава. Конформность графиков для мегакristов Gaг и Сrx свидетельствует о едином, предположительно астеносферном, источнике расплава.

Флогонит (Phl)

Мегакristы Phl образуют уплощенные овалоидные, пластинчатого габитуса, с округленными краями монокристаллы темно-коричневого с бронзовым оттенком цвета, достигающие размера до 8-10 см. Как правило, кристаллы разбиты тонкой системой трещин, деформированы, слабо изогнуты; их краевые части корродированы и обычно обогащены тонкокристаллическими зернами шпинели, образующейся во время резорбции [20]. Мегакristы Phl очень редки, особенно в кимберлитах алмазоносных трубок. В трубке Удачная-восточная в течение более десятка полевых сезонов было обнаружено всего 5 кристаллов. Более часты находки мегакristов в

Верхнемунском поле, в частности, в трубке Комсомольская-Магнитная. Относительно широкой распространенностью мегакristы Phl пользуются в отдельных трубках северных полей Якутской провинции, где они образуют очень тесную ассоциацию (иногда встречаются в сростках) с мегакristами Ilm.

Нами изучен химический и микроэлементный состав мегакristов Phl из трубок Удачная-восточная (Далдынское поле), Комсомольская-Магнитная (Верхнемунское поле), из трубок Дюкенского поля (Прианабарье) (табл. 2).

Phl из разных локализаций характеризуются разной магнезиальностью, разным содержанием минералообразующих оксидов (рис. 6). Повышенным значением магнезиальности, более высоким содержанием TiO_2 отличаются мегакristы Phl из северных кимберлитовых полей. Химический состав мегакristов Phl из одной трубки варьирует, как правило, в узком диапазоне. Исключение представляют мегакristы из трубки Комсомольская-Магнитная, в которой наряду с низко-Сг встречаются и высоко-Сг разновидности.

Таблица 2

Представительный состав мегакristов Phl из разных трубок Якутской провинции

Компонента	01-348	91-74	04-142	05-150 r	05-150	05-274	91-60	97-95	97-98	99-59-2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40,89	40,23	40,45	41,49	41,39	41,01	39,99	39,42	40,6	39,72
TiO ₂	0,36	0,55	0,56	0,84	0,74	2,21	0,43	2,28	1,51	2,42
Al ₂ O ₃	12,22	12,18	11,74	11,78	11,43	7,82	12,43	12,13	11,3	11,67
Cr ₂ O ₃	0,16	0,24	0,214	0,1	0,09	<0,09	0,22	0,12	0,12	0,12
FeO	5,18	4,61	4,32	6,92	6,6	7,67	5,03	6,92	8,0	7,4
MnO	0,1	0,09	<0,09	0,09	0,09	<0,09	0,1	0,15	0,09	0,11
MgO	25,55	25,19	25,42	22,93	23,48	25,26	25	22,77	22,54	22,49
CaO	0,07	0,09	<0,09	0,07	0,07	<0,07	0,07	0,09	0,09	0,09
K ₂ O	10,63	10,79	10,62	10,58	10,75	9,53	10,89	10,71	10,53	10,18
Na ₂ O	0,09	0,15	0,14	0,16	0,13	0,12	0,14	0,27	0,26	0,23
F	0,47	<1,001	<1,001	0,5	0,5	<1,001	0,29	<1,001	<1,001	<1,001
H ₂ O	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5
Total	100,22	98,63	97,97	99,97	99,77	98,11	99,09	99,35	99,54	98,93
Mg#	89,79	90,69	91,30	85,52	86,39	85,44	89,86	85,44	83,39	84,42

Примечание. Phl из трубок: 1-3 - Удачная-восточная; 4-6 - Комсомольская-Магнитная; 7 - Юбилейная; 8-10 - Дюкенского поля. Mg# = $Mg/(Mg+Fe) \times 100$

Распределение редких элементов, в том числе REE (рис. 7), в мегакристах Phl характеризуется широким диапазоном вариации содержания (более чем на порядок), хотя форма кривых, характеризующаяся плоским профилем распределения с четко выраженными положительными аномалиями для La и Nd и отрицательной – для Ce, сохраняется для всех изученных кристаллов незави-

симо от места отбора. Исключением является проба 04-222 из трубки Удачная-восточная, для которой отсутствует цериевая аномалия. Одинаковая форма спайдердиаграмм для Phl как из южных алмазоносных, так и из северных неалмазоносных трубок свидетельствует о едином мантийном источнике расплава, который мы отождествляем с астеносферным.

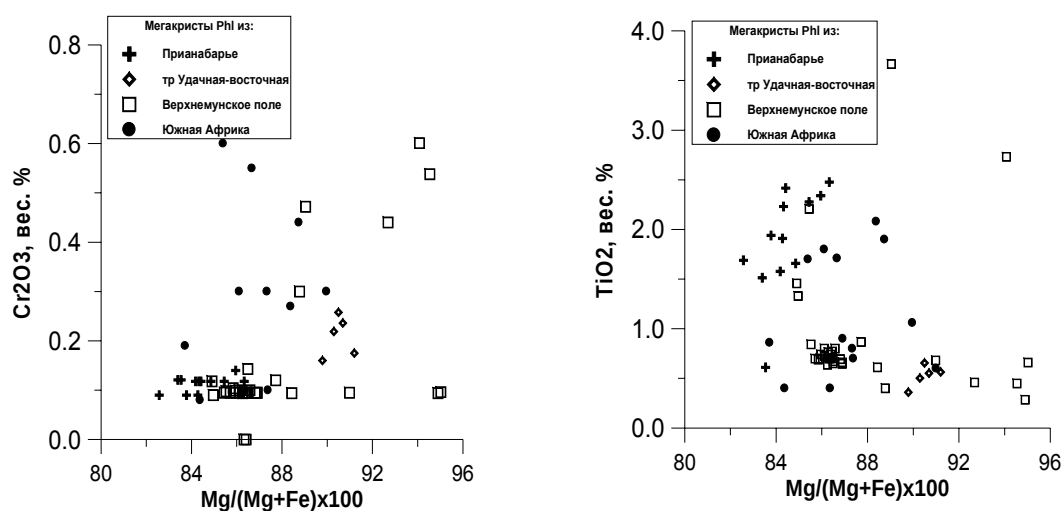


Рис. 6. Графики корреляции Cr_2O_3 и TiO_2 с коэффициентом магнезиальности для мегакристов Phl из разных локализаций. Составы мегакристов из трубок Ю. Африки заимствованы из источников [12, 13, 15, 17].

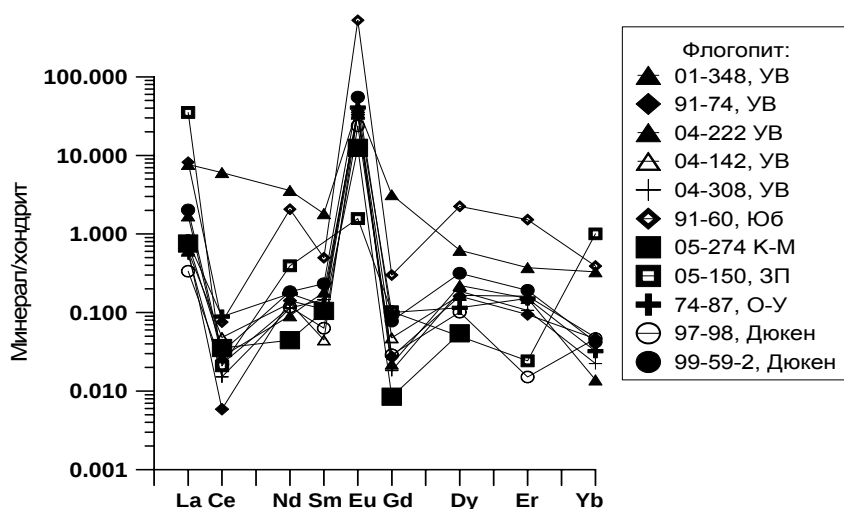


Рис. 7. Спайдердиаграммы распределения REE для мегакристов Phl из кимберлитовых трубок Якутской провинции. В легенде использованы сокращенные наименования трубок, полей: УВ- Удачная-восточная, Юб – Юбилейная, К-М – Комсомольская-Магнитная, ЗП – Заполярная, О-У – Омонос-Укукитское поле

Значительные вариации концентрации REE, возможно, связаны с разной температурой кристаллизации мегакристов. Предполагается [9], что снижение температуры кристаллизации ведет к возрастанию концентрации общей суммы REE (хотя этот вывод сделан для метаморфических слюд).

Оливин (Ol)

Как правило, в кимберлитовых трубках Ol полностью серпентинизируется и поэтому в качестве неизмененного встречается очень редко. Исключение представляет трубка Удачная-восточная, в которой на глубине 400-500 м встречен блок совершенно несерпентинизированного кимберлита. Появилась уникальная возможность изучения состава оливина разных фракций. Мегакристовый оливин в трубке Удачная-восточная образует две цветовые группы, отличающиеся по составу: светло-зеленые, высокомагнезиальные (6-8%Fa) и желто-бурые, относительно железистые (10-14%Fa). Двухвершинный тип гистограмм распределения составов оливинов подтверждает их разное происхождение [5]. Если высокомагнезиальные мегакристовые оливины, возможно, возникли в результате де-

зинтеграции мантийных пород дунит-гарцбургитового парагенезиса, то происхождение более железистых мегакристов желто-бурого цвета связывается с кристаллизацией из кимберлитового расплава.

Изотопные исследования

В результате изучения изотопной систематики Sr, Nd и O для мегакристовой ассоциации минералов из алмазоносных трубок Якутской провинции авторы пришли к следующим выводам:

1. Изотопный состав кислорода для мегакристовых желто-бурого Ol и Gar, а также для Ol из основной массы кимберлита трубок Удачная-восточная и Комсомольская-Магнитная ($\delta^{18}\text{O} = < 5\text{‰}$) по сравнению с соответствующими минералами из ксенолитов литосферной мантии (в том числе, и для мегакристового оливина дунит-гарцбургитового парагенезиса) является облегченным (рис. 8), что свидетельствует о преимущественно едином астеносферном источнике образования и кимберлитов, и мегакристовой ассоциации минералов.

2. Начальное изотопное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение для мегакриста Gar определено (табл. 3) как равное 0,7036 ($\epsilon\text{Sr} = -5,49$) и отвечает слабо



Рис. 8. Гистограммы распределения изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в гранатах и оливинах разного парагенезиса из трубки Удачная-восточная

Таблица 3
Rb-Sr изотопные определения для мегакристной ассоциации минералов из кимберлитов Якутской провинции

Трубка, поле	Номер пробы	Минерал	Rb, ppm	Sr, ppm	Rb/Sr	1/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 sigma	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_i$	SrI	εSr_i	Age (Ma)
УВ	91-74-1	Phl	829	41	20,22	0,024	1,091	61,5	60,69	0,7037	-4,44	448
УВ	01-348	Phl	927	23	40,3	0,043	1,4062	123,1	124,6	0,7037	-4,83	396
УВ	04-142	Phl	988	18	54,9	0,056	1,6404	169,5	173,3	0,7028	-18,4	380
КМ	05-150	Phl	800	115	6,96	0,009	0,8199	20,4	20,32	0,704	-0,48	400
КМ	05-274	Phl	114	66	1,73	0,015	0,73158	5	5,00	0,7038	-3,95	390
Ю6	91-60	Phl	502	70	7,17	0,014	0,81242	20,9	20,96	0,7035	-8,17	365
О-У	74-87	Phl	605	120	5,04	0,008	0,797	15,1	14,7	0,7037	-3,55	445
Дк	97-95	Phl	585	49	11,9	0,02	0,8072	34,9	34,9	0,703	-17,2	210
Дк	97-98	Phl	513	47	10,9	0,021	0,80735	32	31,8	0,7039	-4,09	228
Дк	99-59-2	Phl	454	38	11,9	0,026	0,79216	34,6	34,85	0,703	-18,8	180
УВ	01-111	Gr	3,05	4,5	0,68	0,222	0,71482	1,96	1,96	0,7036	-5,49	400
УВ	9774	Cpx	7,9	710	0,011	0,001	0,70378	0,032	0,032	0,7036	-6,55	360
Згд	7-83	Cpx	1,03	256	0,004	0,004	0,70362	0,012	0,012	0,7036	-7,33	360
Сл	Сл-276	Cpx	8,6	98	0,088	0,01	0,70377	0,253	0,254	0,7034	-13,8	100

Примечание. Использована аббревиатура для названий трубок и полей: УВ – Удачная-восточная, КМ – Комсомольская-Магнитная (Верхнемунское поле), Згд – Загадочная (Далынского поле), Сл – Слюдянка (Куойское поле), О-У – Омонос-Укуйское поле, Дк – Дюкенское поле. Возраст кристаллизации минералов принят как условный, ожидаемый исходя из известного возраста самих минералов и внедрения соответствующих вмещающих кимберлитов.

истощенному мантийному источнику в пересчете на возраст 400 млн. лет. Для мегакристов Сrx это отношение варьирует в пределах значений 0,7034-0,7036 ($\epsilon\text{Sr} = -6,55 - -13,8$) и отвечает слабо, средне истощенному мантийному источнику в пересчете на возраст внедрения трубок 360 млн. лет. Для мегакристов Phl из алмазоносных трубок Якутской провинции это отношение варьирует в пересчете на возраст 365-448 млн. лет в пределах значений 0,7027-0,7040 ($\epsilon\text{Sr} = -0,48 - -18,4$) и отвечает мантийному источнику (с характери-

стиками от слабо истощенного до приближающегося по значению к MORB).

3. Начальное изотопное $^{142}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ отношение для мегакристов граната из разных трубок Якутской провинции (табл. 4) варьирует в пределах 0,51225-0,51264 ($\delta\text{Nd} = 1,51$ и $9,24$), что отвечает слабо истощенному мантийному источнику в пересчете на возраст 360 млн. лет.

4. Изохронные Rb-Sr возраста Phl и Gar практически совпали и составили соответственно $401,5 \pm 3,3$ и $400,8 \pm 5,5$ млн. лет (рис. 9,10).

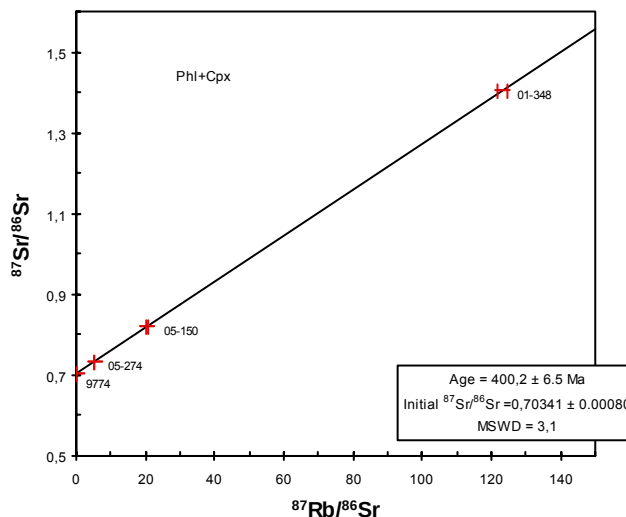


Рис. 9. Rb-Sr изохрона для мегакристов флогопита и клинопироксена из трубки Удачная-восточная: № 9774 - клинопироксен, остальные номера – флогопит

Таблица 4

Sm-Nd изотопные определения для мегакристной ассоциации минералов из кимберлитов Якутской провинции

Трубка, поле	Номер пробы	Минерал	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	1/Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵNd_i	Age (Ma)
УВ	71-1017	Gr	1,75	3,1	0,565	0,323	0,513153	0,34	0,51235	3,4	360
УВ	77-886	Gr	1,65	3,8	0,434	0,263	0,512997	0,26	0,51238	3,98	360
Длн	91-91	Gr	1,21	3,8	0,318	0,263	0,513101	0,19	0,51264	9,24	367
КМ	05-309	Gr	1,28	2,5	0,512	0,4	0,51316	0,31	0,51243	5	360
Тол	06-310	Gr	1,42	2,4	0,592	0,417	0,513095	0,36	0,51225	1,51	360
Мир	76-399	Gr	1,45	3,14	0,461	0,318	0,513126	0,28	0,51247	5,75	360
Длн	91-102	Сrx	1,58	6,49	0,242	0,154	0,512846	0,15	0,51250	6,36	360

Примечание. Использована аббревиатура для названий трубок: Тол – Толуопская (Толуопское поле), Длн – Дальняя (Далдыньское поле).

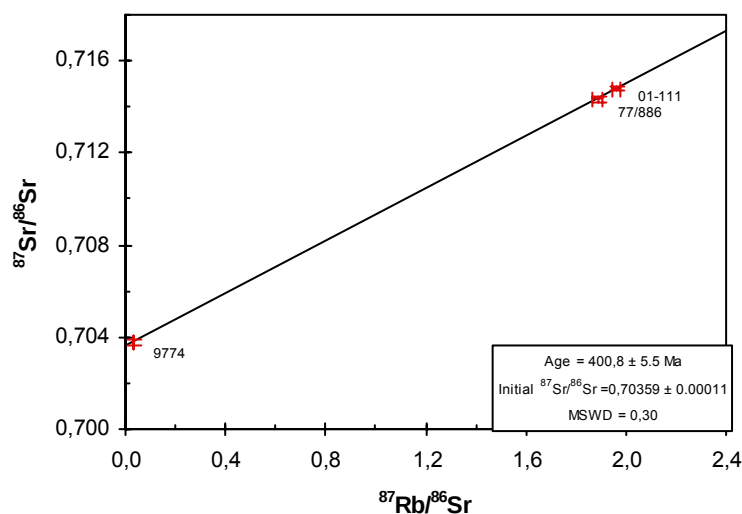


Рис. 10. Rb-Sr изохрона для мегакристов граната и клинопироксена из трубки Удачная-восточная: № 9774 - клинопироксен, остальные номера – гранат

Соответствующие начальные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения, определенные по изохронам, составляют 0,70304 и 0,70359 ($\epsilon\text{Sr} = -20,7$ и $-12,8$). Сравнение с возрастом образования трубки Удачная-восточная (367 млн. лет [4]) указывает на то, что кристаллизация основной части мегакристовой ассоциации, сопровождавшаяся метасоматической проработкой литосферной мантии, произошла в предкимберлитовый период из астеносферной жидкости и, по-видимому, завершилась к моменту внедрения кимберлитов.

Выводы

Особенности распределения химического, микроэлементного и изотопного состава Sr, Nd и O в мегакристаллах Gar, Crx, Ilm и Phl свидетельствуют об их принадлежности единой парагенетической ассоциации, происхождение которой связано с единым мантийным источником, предположительно, астеносферным.

Астеносферный расплав, из ко-

торого кристаллизовались минералы мегакристовой ассоциации, эволюционировал в условиях восхождения в результате действия механизма фракционной кристаллизации и процесса контаминации пород литосферной мантии. Появление относительно высокохромистых разновидностей мегакристов связано с процессом контаминации.

Кристаллизация большей части мегакристов началась в предкимберлитовый период и завершилась в момент внедрения кимберлитов.

Библиографический список

1. Алымова Н.В., Костровицкий С.И., Иванов А.С., В.П. Серов В.П. О генезисе пикроильменита. Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Сб. науч. статей. – Пермь. – 2002. – Вып.4. – С. 36-43.
2. Алымова Н.В., С.И. Костровицкий, Иванов А.С., Серов В.П., Суворова Л.Ф. Пикроильменит из кимберлитов Далдынского

- поля (Якутия). Доклады РАН. – 2004. – Т. 395. № 6. – С. 799-802.
3. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. – М.: Мир, 1983. – 244 с.
 4. Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специус З.В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим SHRIMP методом // Геология и геофизика. - 1997. – Т. 38, № 1. – С. 91-99.
 5. Костровицкий С.И. Геохимические особенности минералов из кимберлитов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 263 с.
 6. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Иванов А.С., Серов В.П. Структура Далдынского поля – вещественный аспект проблемы // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж. Гос. Университет, 2003. – С. 300-306.
 7. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Серов И.В., Иванов А.С., Серов В.П. Особенности типохимизма пикроильменита из алмазонасных полей Якутской провинции // Доклады РАН. - 2006. – Т. 406, №3. – С. 350-354.
 8. Костровицкий С.И., Митчелл Р.Х., Иванова Р.Н., Суворова Л.Ф. Тренды изменчивости состава мегакристов граната из алмазосодержащих и неалмазонасных кимберлитовых трубок (Якутия, Россия) // Геология и геофизика. -1997. – Т. 38, № 2. –С. 444-453.
 9. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породобразующих метаморфических минералах. – Санкт-Петербург: Наука, 2005. – 147 с.
 10. Соболев А.В., Батанова В.Г. Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена // Петрология. -1995. – Т. 3, №5. – С. 487-495.
 11. Соболев В.Н., Тэйлор Л.А., Снайдер Г.А., Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Харьков А.Д. Уникальный метасоматизированный перидотит из кимберлитовой трубки Мир (Якутия) // Геол. и геофиз. - 1997. – Т. 38, N 1. –С. 206-215.
 12. Allsopp H.L. e.a. A review of the application of the Rb-Sr, U-Pb and K-Ar methods to the dating of kimberlite pipes. In: Thesis of 11 kimberlite symposium. Cambrige. 1979. – P. 26-28.
 13. Aoki K. Phlogopites and potassic richterites from mica nodules in South African kimberlites. Contrib. Mineral. Petrol. 1974. V. 48. – P. 1-7.
 14. Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya xenoliths. Contrib. Miner. Petrol., 1997. V. 128. – P.228-246.
 15. Boettcher A.L., O'Neil J.R. Stable isotope, chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites. Amer. J. Sci. 1980. V. 280A. –P. 594-621.
 16. Burgess S. R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9/G10 garnet in peridotite xenoliths, II: REE Chemistry. J. Petrol. 2004. V. 45. P. 609 – 634.
 17. Dawson J.B., Smith J.V. Chemistry and origin of phlogopite megacrysts in kimberlite. Nature. 1975. V. 253. –P. 336-338.

18. Dawson J.B., Smith J.V. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1977. V.41. – P. 309-323.
19. Mathey, D., Lowry, D., Macpherson, C. and Chazot, G., 1994. Oxygen isotope composition of mantle minerals by laser fluorination analysis: homogeneity in peridotites, heterogeneity in eclogites. *Min. Mag.*, 58A, –p. 573-574.
20. Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. New York: Plenum Press, 1986. – 442p.
21. Nimis P., Taylor W. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. № 5. –P. 541-554.
22. Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N. P., Shimizu N. 1995. Re-Os, Sm-Nd, and Rb-Sr isotope evidence for the thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism. *Geochim. Et Cosmochimica Acta*. V 59 (5). – P. 959- 977.
23. Tailor L.A., et al. Oceanic protholith of diamond-bearing peridotites: indication of the crustal origin exemplified by the Yakutian kimberlites. *Geology and geophysics*. 2005. v. 46. № 12. –P. 1198-1206.
24. Xie Q., McCuaig T. C., Kerrich R. Secular trends in the melting depths of mantle plumes: evidence from HFSE/REE systematics of Archean high- Mg lavas and modern oceanic basalts. *Chem. Geology*. 1995. V. 126. – P. 29 – 42.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 06-05-64981, а также интеграционных грантов № 21 и 7.2.1.

Рецензент: доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института земной коры СО РАН А.С.Барышев

УДК 551.214.4; 550.84.094.1

Л.К.Мирошникова¹

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТРУБКИ ВЗРЫВА ВЕТКИНСКОЙ ПЛОЩАДИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ НОРИЛЬСКОГО ПЛАТО

Скарнированные породы диатремы геохимически специализированы на Li, Be, Y, Yb, La. Комплексные аномалии Li, Be, Y, Yb, La совпадают с границами трубки взрыва и областью термального воздействия. Ореолы Mo-Zn прослежены вдоль зон тектонических нарушений. Распределение отношения Sr/Ba в терригенных отложениях отображает элементы палеорельефа. *Ключевые слова:* геохимические ореолы, геохимический тип, диатрема, скарновые породы, вулканическая трубка. Библиогр. 3 назв. Ил. 8.

L.K.Miroshnikova

ESPECIALLY GEOCHEMICAL STRUCTURE PIPE OF EXPLOSION AREA VETKA SOUTH-WEST OUTLYING NORILSK PLATEAU

Results of geochemical research of diatreme of Vetka regions on the south-west the ender on the plato Norilsk. Scarns roks of the diatreme are characterized by coexistence of Li, Be, Y, Yb, La. Diatrem's limits and thermal effect area coincide with Li, Be, Y, Yb, La complex anomalist. Mo-Zn fields are tracked along zones of fault. Indicators of Sr and Ba factors in terrigenous roks show pale relief zones. *Key words:* geochemical area, geochemical type, diatreme, scarns roks, volcanic pipe. Sources 3, ilust. 8

Веткинская площадь географически расположена в юго-западной части Норильского плато и в соответствии с металлогеническим районированием - в границах Южно-Норильского рудного поля, входящего в состав Норильско-Хараелаской металлогенической зоны. Главной рудной промышленной формацией зоны является сульфидная медно-никелевая, с которой связаны известные эксплуатируемые крупные месторождения меди, никеля, кобальта и благородных металлов, такие как Талнахское, Октябрьское, Норильск-1, а также ряд рудопоявлений.

В 1968-1971 годах в бассейнах рек Фокина и Дудинка геологами Норильской комплексной геолого-разведочной экспедиции В.В. Елисевым и Е.И. Вол-

ковым проводились поиски сульфидных медно-никелевых руд в районах Веткинского и Средне-Фокинского рудопоявлений и зоне Норильско-Хараелаского разлома. Скважины подсекли трубку взрыва "Пирротиновую", сложенную агломератовыми туфами с колчеданными медно-никелевыми проявлениями (скважины Ф-31, Ф-33) и интрузии с сульфидной минерализацией (скважины Ф-30, Ф-34) (рис. 1).

Основной целью геохимического исследования трубки взрыва на Веткинской площади являлось получение достаточно надежных геохимических данных для выявления геохимических отличий данного объекта от остальных

¹Мирошникова Людмила Константиновна – кандидат геол.-минералог. наук, доцент кафедры разработки месторождений полезных ископаемых Норильского индустриального института, тел.: 89134900299. Miroshnikova Liydmila Konstantinovna – doctor es of geological-mineralogical sciences, assistant professor of chair "Exploitation deposits" in Norilsk's industrial institute, tel.: 8319 444326.

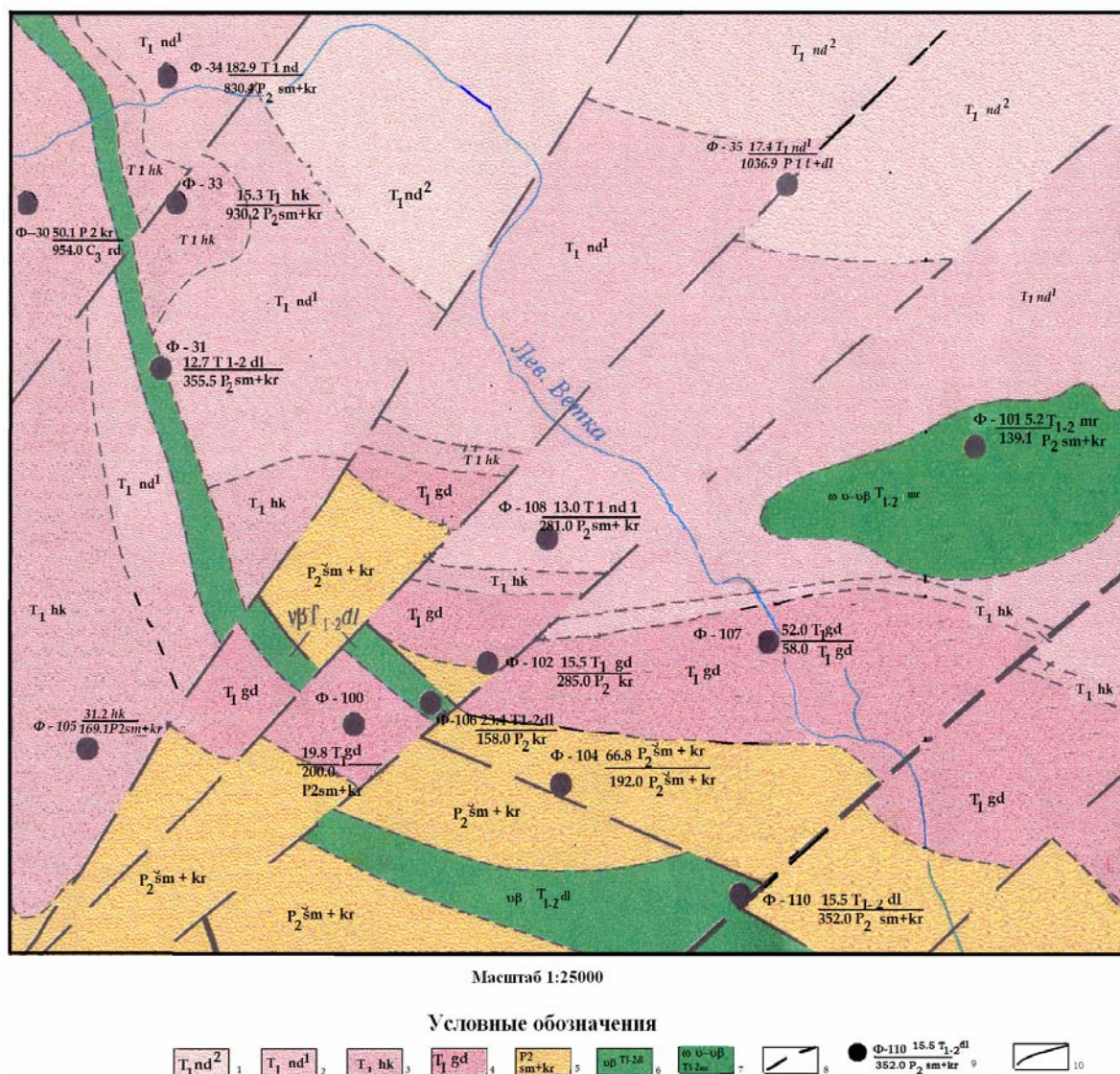


Рис. 1. Схематическая геологическая карта площади Ветка:

1 – базальты надеждинской свиты $T_1 nd^2$ (верхняя подсвита); 2 – базальты надеждинской свиты $T_1 nd^1$ (нижняя подсвита); 3 – туфы и туффиты хакачанской свиты $T_1 hk$; 4 – базальты гудчихинской свиты $T_1 gd$; 5 – терригенно-осадочные образования тунгуской серии (нерасчлененные): песчаники, алевролиты, аргиллиты с горизонтами углистых пород шмидтинской и кайерканской свит ($P_2 sm + kr$); интрузивные образования: 6 – далдыканского комплекса; 7 – моронговского комплекса; 8 – тектонические нарушения; 9 – номер скважины, состав коренных пород, выходящих под четвертичные отложения (в числителе), глубина забоя скважины и породы на забое (в знаменателе); 10 – геологические границы

структурно - тектонических сооружений площади Ветка.

Объектами геохимического изучения явились геологические образования как самой трубки взрыва, так и горные породы, образовавшиеся непосредственно пред началом вулканической деятельности и подвергшиеся максимальному воздействию газов и гидротерм. В пределах площади Ветка такими поро-

дами являются терригенно-осадочные отложения верхней перми (шмидтинская и кайерканская свита $P_2 sm + kr$).

Для решений поставленных задач в качестве информационных источников по геологическому строению площади использовались материалы геологов Норильской КГРЭ В.В. Елисева и Е.И. Волкова.

Для геохимической характеристики объекта трубки взрыва применялись результаты спектральных анализов (метод эмиссионного спектрального анализа) литологических проб, отобранных по всему разрезу геологических образований. Обработка информации о распределении микроэлементов осуществлялась путем расчета величин геохимического фона, определения коэффициентов концентрации и геохимических ассоциаций. Фоновые содержания рассчитывались по общепринятой методике, причем в расчете участвовали данные результатов анализов литологических проб, отобранных из горных пород, не подверженных влиянию вулканической деятельности. Коэффициент концентрации (Кк) рассчитывался как отношение содержания микроэлемента в пробе к его фоновому значению. Геохимическая ассоциация представляла собой ряд микроэлементов ранжированных в порядке убывания значения коэффициентов концентрации. Сходные геохимические ассоциации (по строению ранжированных рядов и значению коэффициентов корреляций между элементами ряда) традиционно объединялись в геохимические типы. В строении геохимических полей (ГХП) выделялись объекты с фоновым содержанием (Кк 0.7-1.5), области с рассеянной минерализацией (слабоконтрастные аномалии) (Кк 1.5-2.5) и аномальные (Кк > 2.5) [1].

Геологическая характеристика площади Ветка

В геологическом строении района принимают участие осадочные и вулканогенные образования платформенного чехла, осложненные пликативными и дизъюнктивными дислокациями, сформировавшимися в период тектономагматической активизации северо-западной части Сибирской платформы. Данные образования прорваны многочисленными интрузивными телами долеритов, габбро-долеритов пермского-триасового возраста.

Наиболее древними породами в пределах территории, по данным бурения скважин, являются сульфатно-карбонатные образования верхнего девона (D₃fk). Выше по разрезу установлены лагунно-морские отложения нижнего карбона, лагунно-континентальные угленосные отложения среднего-верхнего карбона - верхней перми (тунгусская серия) и вулканогенные образования верхнепермско-нижнетриасового возраста, четвертичные отложения (см. рис. 1).

Разрез верхнего девона на площади представлен отложениями фокинской свиты (D₃fk), сложенными переслаиванием доломитов, глинистых доломитов и ангидритов. Вскрытая мощность свиты составила 47 м.

Тунгусская серия (C₂-P₂). Угленосно - терригенные образования тунгусской серии на площади работ представляют собой лагунно-континентальные отложения среднекаменноугольно-верхнепермского возраста, залегающие с разрывом на различных стратиграфических подразделениях морского палеозоя и перекрывающиеся туфолововыми образованиями верхнепермско-нижнетриасового возраста. Распространена по всей площади.

Шмидтинская свита (P₂sm). Для нижней части разреза характерно чередование разнотерригенных полимиктовых и кварц-полевошпатовых песчаников. В основании свиты прослой гравелитов и конгломератов, с подчиненной долей алевролитов и аргиллитов. Вверх по разрезу песчаники сменяются чередующимися аргиллитами, алевролитами, углистыми породами и пластами углей. Мощность свиты 70-130 м.

Кайерканская свита (P₂kr). Основной объем в разрезе занимают песчаники кварц-полевошпатовые, полимиктовых, в меньшей степени, алевролиты, аргиллиты и каменные угли. Нижняя граница свиты проводится по подошве полимиктовых песчаников, на отдельных участках в основании туфо-

генные песчаники. Мощность свиты 40-90 м.

Туфолововая толща (P_2-T_1). Туфолововые образования в пределах территории представлены нижним отделом триасовой системы (гудчихинская, хаканчанская, надеждинская свиты). Толща сложена покровами основных базальтов с горизонтами туфов и занимает 50% территории при мощности до 810 м.

Гудчихинская свита (T_1gd). Выделены две подсвиты, разделенные пачками лавобрекчий. Нижняя – сложена порфировыми базальтами с микрофитовой структурой, верхняя – пикритовыми базальтами близкими к ультраосновным породам. В северо-западной части площади отмечается выклинивание нижней подсвиты. Мощность свиты 85-120 м.

Хаканчанская свита (T_1hk). Представлена туфами, туфобрекчиями, туффитами (маркирующий горизонт). Мощность свиты 70-95 м.

Надеждинская свита (T_1nd). Породы свиты слагают ядро Дудинской синклинали. В составе её установлены (снизу вверх): базальты порфировые (50-60 м), толеитовые (11-30 м), горизонт туфобрекчий (18,7 м) или известняков (0,5 м, нижняя пачка $T_1 nd^1$); полифировые базальты (80-100 м, верхняя пачка $T_1 nd^2$). Мощность свиты на площади составляет ориентировочно 300 м.

Четвертичные отложения (Q_{3-4}). перекрывают около 95 % территории. Они представлены ледниковыми, водноледниковыми, озёрно-болотными и речными образованиями. Мощность их не постоянна и колеблется от первых метров до 65 м, редко до 80 м.

Интрузивные образования. В пределах Веткинской площади выделено три интрузивных комплекса – ергалахский, моронговский и далдыканский.

Ергалахский интрузивный комплекс ($\tau\beta P_{2er}$). Интрузии ергалахского комплекса являются наиболее древними магматическими образованиями исследуемого района.

Представлены они субпластовыми, пологосекущими, недифференцированными телами титанавгитовых долеритов, трахидолеритов с пойкилоофитовой структурой основной массы. Локализуются исключительно в терригенных отложениях тунгусской серии. Состав породы (об. %): плагиоклаз (An_{45-50}) – 30-60, пироксен (титанавгит) – 30-40, титаномagnetит, ильменит – до 5, отмечается биотит, хлорит, роговая обманка, сфен, апатит, оливин.

Моронговский интрузивный комплекс ($\omega v-\nu\beta T_1mr$). Интрузии моронговского типа вскрыты скважинами Ф-30; Ф-34; Ф-101. Представлены пластовыми дифференцированными телами и дайками габбро-долеритов. Полное пересечение интрузии получено по скважине Ф-30. Средняя мощность её составила 150 м.

Дайковые тела моронговского комплекса вскрыты скважиной Ф-101. Представлены оливин-содержащими, оливиновыми габбро-долеритами.

Далдыканский комплекс ($v T_{1-2}dl$). Интрузии данного типа вскрыты скважинами Ф-30; Ф-34. В вертикальном разрезе локализуются на уровне кайерканской-шмидтинской свит и секут нижние горизонты базальтов. Представлены мощными пластовыми (до 250 м) и секущими телами (10-20 м). По составу отвечают оливиновым габбро-долеритам с пойкилоофитовой и офитовой структурой, со шлирами диоритоподобных пород, горизонтами трахитовидных пород существенно полевошпатового состава.

Трубка взрыва "Пирротиновая".

Представлена жерловыми и прижерловыми вулканическими фациями. Вскрыта скважинами Ф-31, Ф-33. Сложена преимущественно слабо метаморфизованными агломератовыми туфами с сульфидной пирит-пирротиновой минерализацией (до 5-20 %).

В строении платформенного чехла, вскрытого пробуренными скважинами, выделяются три структурных яруса,

разделённые несогласиями и отвечающие основным фазам тектогенеза: палеозойский, верхнепалеозойский-нижнемезозойский и мезо-кайнозойский (см. рис. 1).

Палеозойский структурный ярус вскрыт не на полную мощность и объединяет карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения девона и нижнего карбона. В структурном плане отмечается плавное уменьшение мощности данных подразделений в направлении с севера-запада на юго-восток.

Верхнепалеозойский – нижнемезозойский структурный ярус объединяет два подъяруса: верхнепалеозойский и верхнепалеозойский – нижнемезозойский.

Верхнепалеозойский подъярус характеризуется сменой морского режима континентальным и накоплением терригенных отложений тунгусской серии. Средняя мощность подъяруса 450 м.

Верхнепалеозойский – нижнемезозойский подъярус вскрыт не на полную мощность, сложен толщей вулканогенных образований и знаменует новый цикл тектонического развития территории.

Мезо-кайнозойский структурный ярус представлен рыхлыми осадками четвертичного возраста – преимущественно водно-ледниковыми и аллювиальными образованиями. Мощность отложений изменяется от первых метров до 65 м.

Главными пикативными структурами, определяющими современный структурный план площади, являются Дудинская синклиналь и Фокинско-Убойнинская антиклиналь.

Дудинская синклиналь сложена породами тунгусской серии и туфолаво-вой толщи. Ось складки в плане протягивается в северо-восточном направлении. Фокинско-Убойнинская антиклиналь является структурным элементом Дудинского вала в виде крупного поднятия, ось которого имеет субмеридиональное направление.

Ергалахский разлом представлен двумя параллельными ветвями, главная из которых – юго-западная. За пределами участка (на северо-восток) Ергалахский разлом сопряжен с Норильско-Хараелахским и, по мнению многих исследователей, несёт все его признаки – глубинность, магматический контроль, длительность развития.

Особенности геологического строения трубки взрыва

Известный вулканолог проф. А. Ритман в книге «Вулканы и их деятельность» трактует образование и геологическое строение трубки взрыва следующим образом.

При слабых взрывах происходит только раздробление слоев пробитых газами, но выбросов масс обломочного материала не бывает. Так возникают заполненные брекчией трубки взрыва (диатремы). В основании отложений всегда находится «брекчия из жерла» или по меньшей мере отдельные глыбы древних горных пород, перемежающихся с магматическими рыхлыми продуктами, природа которых определяется родом магмы. Рыхлые материалы образуют конус выноса или кольцевой вал вокруг эксплозивного кратера. В том случае, если газовые эксплозии очень сильны, то пеплы рассеиваются далеко по окрестностям и образуют тонкий покров [3].

Скважинами Ф-31, Ф-33 вскрыта трубка взрыва "Пирротиновая", представленная жерловыми и прижерловыми вулканическими фациями преимущественно слабо метаморфизованными агломератовыми туфами с сульфидной пирит-пирротиновой минерализацией (до 5-20 %).

Метаморфические породы трубок взрыва отнесены к скарнам. Однако эти скарны не обычные эндо- и экзоконтактные образования, а возникли в результате высокотемпературного гидротермального метасоматического преобразования пород восходящими постмагма-

тическими растворами, связанными с кристаллизацией трапповой магмы на глубине.

Главными породообразующими минералами скарнов являются: кальцит, магнетит, пироксен (диопсид), амфиболы (актинолиты), скаполит. Эпидот, гранат, альбит, хлорит, биотит являются второстепенными минералами, брусит, барит, пренит, волластанит, аппатит, сфен, лейкоксен, цеолиты – малораспространенными или редкими.

Породы, выполняющие трубку «Пирротиновую», представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми агломератовыми туфами и туфобрекчиями темно-серого и серого цвета. Обломки сцементированы пепловым материалом и стеклом. По составу среди них выделяются долериты, базальты, в том числе пикритовые, алевролиты, углистые аргиллиты, графитизированные породы, песчаники, известняки, доломиты, мергели. В вертикальном разрезе наблюдается некоторая дифференциация как по составу, так и по величине обломков. Крупноагломератовые разности мощностью до 60 м (скважина Ф-33 интервал 15-75 м; скважина Ф-31 интервал 60-103 м), расположенные в верхних горизонтах трубки, сложены преимущественно измененными базальтами (возможно, это раздробленный покров). Ниже по разрезу они довольно резко переходят в мелко- и среднеобломочные туфобрекчии. В самых глубоких горизонтах преобладают обломки терригенных и карбонатных пород. Мощность этих пород составляет по скважины Ф-33 и Ф-31 700 и 300 м соответственно. Далее вскрывается разрез терригенных отложений за пределами трубки. Интенсивность процессов изменения пород в трубке «Пирротиновая» проявляется только в контактовых зонах диатремы и крупноагломератовых разностях туфобрекчии. Изменение туфовых пород выразилось в превращении обломочного материала в альбит-актинолитовые породы лепидобластовой структуры. По-

мимо этих новообразований, наблюдаются реликты незамещенных амфиболитизированных пироксенов и соссюритизированных плагиоклазов, нераскристаллизованного стекла. Крупные обломки замещены с периферийных частей, обладая неизменными центральными, что придает им зональное строение. Цемент хлоритизирован и карбонатизирован.

В контактовых зонах трубки, характеризующихся обрушением вмещающих пород и образованием, таким образом, кольца брекчий и зон повышенной трещиноватости, изменения пород проявились наиболее ярко. Так, в интервале 529-572 м (скважина Ф-33) вскрыт непосредственный борт трубки – крупные глыбы долеритов, песчаников, аргиллитов, карбонатных пород цементируются туфовым материалом. Сами обломки превращены в скарны карбонат-скаполитового состава лепидобластовой структуры с обильным развитием хлорита, альбита, диопсида, актинолита, эпидота. По отдельным шлифам выделяются следующие разновидности скарнов: шлиф 536 м – карбонат-скаполитовая порода; шлиф 565 м – актинолит-альбитовый скарн; шлиф 634 м – скаполитовый скарн с диопсидом, развитый по алевролиту; шлиф 668 м – карбонатный скарн с эпидотом; шлиф 683 м – хлоритовые породы с кальцитом, альбитом и калиевыми полевыми шпатами, развитые по алевролитам. Первичный состав терригенных пород определяется по структурно-текстурным признакам и частично по реликтовому сохранившимся незамещенным минералам – кварцу, полевым шпатам, обломкам пироксена.

По интрузивным породам, в основном, развиты процессы альбитизации, хлоритизации и карбонатизации. Помимо этого, в пределах трубки и вне ее контура по ряду открытых субвертикальных трещин развиты низкотемпературные существенно карбонатные (кальцитовые) жилы мощностью до 0,6 м,

несущие пирит – пирротиновую минерализацию, приуроченную пространственно к их контактовым зонам.

К таким же трещинам приурочены и жилы сульфидов пирит-пирротинового состава, вскрытые скважиной Ф-31 (интервал 97.6-98.4 м) и скважиной Ф-33 (интервал. 365.5-366.6 м).

Геохимические особенности трубки взрыва «Пирротиновая»

Распределение микроэлементов рассматривалось по всему разрезу геологических образований, что позволило выявить ряд особенностей в строении геохимического поля трубки взрыва.

В результате было установлено, что наиболее информативными микроэлементами для данной тектонической структуры являются бериллий, литий, иттербий (рис. 2, 3, 4).

На примере детально изученных объектов площади Талнахского рудного узла установлено, что ореолы геохимических ассоциаций, в которых данные микроэлементы занимают главенствующее положение, обычно отмечаются в горизонтах метасоматических, скарнированных и альбитизированных пород. В строении латеральной и вертикальной зональности геохимического поля исследуемого объекта отмечается значительное геохимическое сходство с внутренней структурой ГХП Томулахской зоны метаморфизма [1].

Ореолы Li, Be, Yb. Развитие данных ореолов наблюдается по всему разрезу геологических образований скважин (Ф-30, 31, 33, 34). В интервалах, где отмечаются брекчированные метаморфизованные и скарнированные осадочные породы наблюдаются аномальные концентрации Li, Be, Yb (Кк от 2.5 до 3.0). За пределами трубки взрыва отмечаются значения концентрации ниже фоновых, т.е. зоны выноса Li, Be, Yb.

Распределение лития по латерали

геохимического поля осадочных ($P_2 sm+kr$) и эффузивных образований ($T_1 gd$) морфологически представлено концентрической формой относительно максимума по скважине Ф-31 (Кк=1.8) (см. рис.2).

Распределение Be и Yb по латерали морфологически представлено фигурой со слабовыраженной концентрической конфигурацией, замыкающейся к югу и открытой в северо-западном направлении, что обусловлено недостаточностью информационного материала, позволяющего проследить развитие Be и Yb в указанном направлении (см. рис.3, 4).

Распределение Mo и Zn рассмотрено по всему разрезу геологических образований, слагающих как саму трубку взрыва, так и площади, удаленные от нее (скважина Ф-108). Рассматриваемые микроэлементы распределены дискретно, максимальные значения их концентраций приурочены к горизонтам интенсивного скарнирования, брекчирования, а также в интрузивных породах далдыканской интрузии и ее околоинтрузивных ореолах (Кк до 8.0 для цинка и Кк от 1.0 до 1.5 для молибдена).

Ореолы Mo и Zn в отложениях осадочных пород ($P_2 sm+kr$) имеют практически одинаковую конфигурацию - линейных зон, вытянутых в направлении с северо-запада на юго-восток. Максимальные значения Mo (Кк = 1,8) отмечаются по скв. Ф-30, где по результатам петрографических исследований установлено максимальное проявление термального воздействия. Максимум концентрации Zn (Кк=3,3) отмечается по скв. Ф-33 (центральная часть трубки взрыва), т.е. совпадает с максимальным проявлением колчеданной минерализации. В пределах известных месторождений Талнахского рудного узла ореолы Mo и Zn пространственно совпадают с границами развития потенциально рудоносных интрузий [1], примыкающих к зонам тектониче-

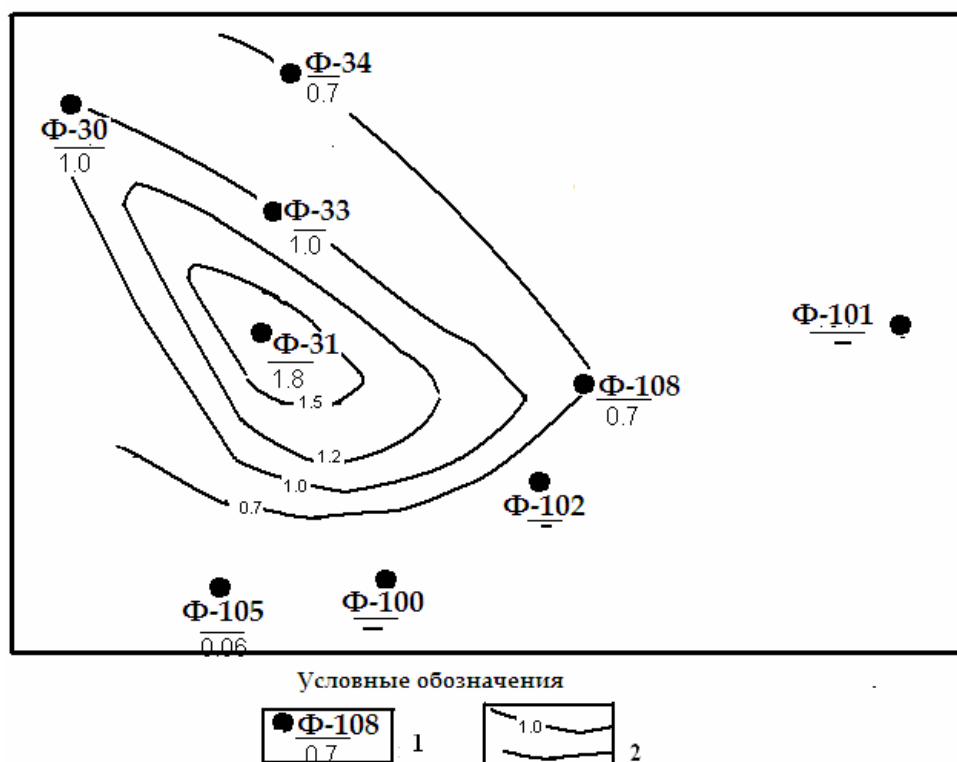


Рис. 2. Распределение лития в осадочных отложениях шмидтинской – кайерканской свит ($P_2 sm+kr$):

1-скважина, в числителе – № скважины, в знаменателе – значение Кк микроэлемента; 2 - линия

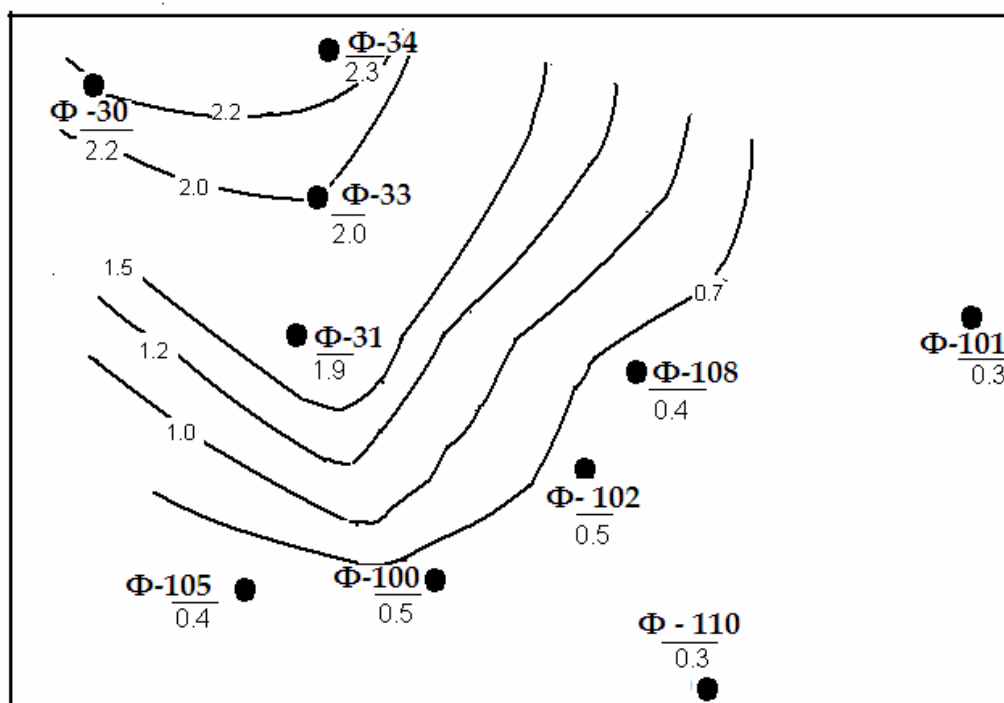


Рис. 3. Распределение бериллия в осадочных отложениях шмидтинской – кайерканской свит ($P_2 sm+kr$).

Условные обозначения см.на рис. 2.

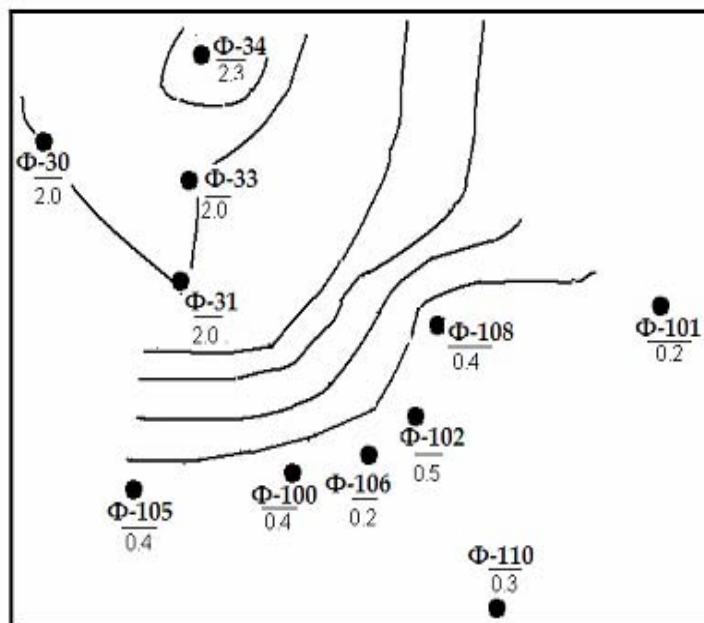


Рис. 4. Распределение иттербия в осадочных отложениях шмидтинской – кайерканской свит (P_2 sm+kr). Условные обозначения см. на рис.2.

ских нарушений. Следовательно, скорее всего, убывание концентрации Mo и Zn происходит в сторону ослабления проявления термального воздействия интрузий далдыканского комплекса (рис.1, 5, 6).

Распределение отношения Ba/Sr.

По ранее проводимым геохимическим исследованиям было отмечено, что

в отложениях пород тунгусской серии значения отношения Ba/Sr более единицы характерны для образований, расположенных в пределах палеоподнятий дотунгусского времени, а значения менее единицы – для отложений в пределах прогибов [1].

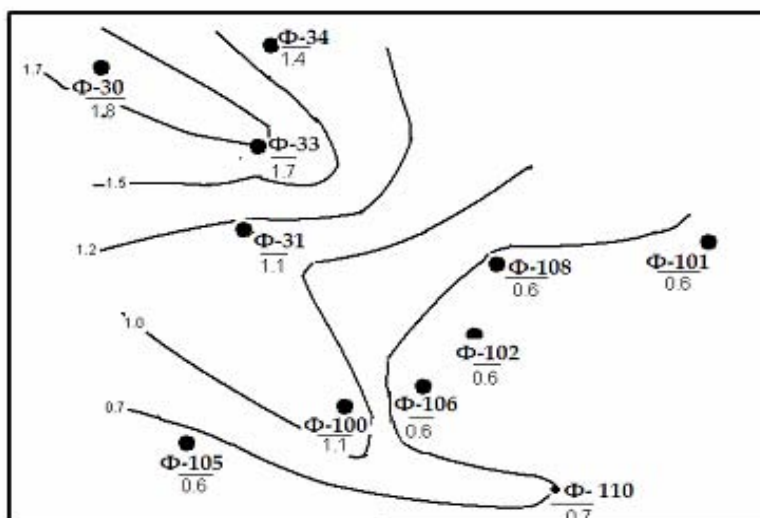


Рис. 5. Распределение молибдена в осадочных отложениях шмидтинской – кайерканской свит (P_2 sm+kr). Условные обозначения см. на рис. 2.

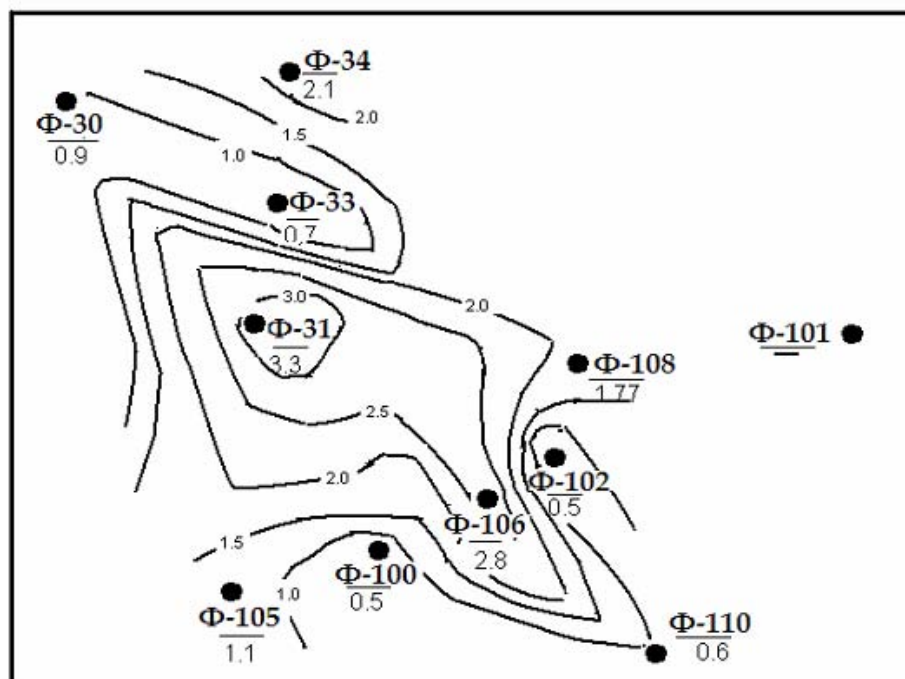


Рис. 6. Распределение цинка в осадочных отложениях шмидтинской – кайерканской свит ($P_2 sm+kr$). Условные обозначения см. на рис. 2.

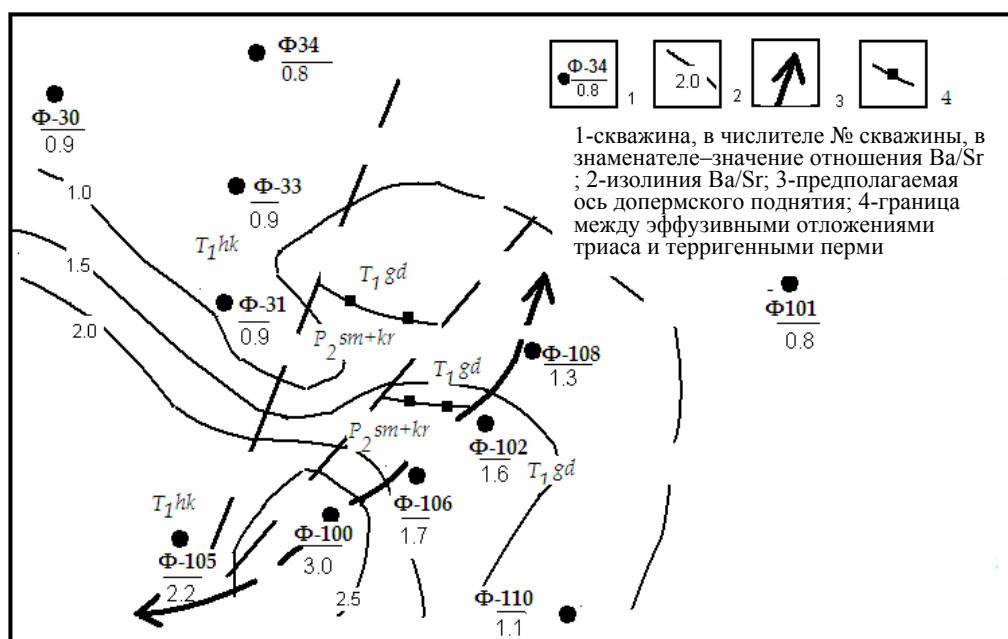


Рис.7. Распределение отношения Ba/Sr в осадочных отложениях шмидтинской свиты

Анализ распределения данного отношения в пределах площади развития трубок взрыва показал следующее. Скважины, вскрывшие непосредственно трубку взрыва, расположены в пределах

палеопрогиба (скважины $\Phi-30, 31, 33, 34$), а скважины $\Phi-100, 102, 105, 106, 108, 110$ – расположены в пределах палеоподнятия, которое ограничивает раз-

витие ореолов Be, Yb, Li, Mo, Zn (рис. 7).

Предполагаемая центральная часть палеопрогита сложена породами с повышенным содержанием стронция, а в осадочных отложениях центральной части палеоподнятия отмечается преобладание марганца (рис. 8). Это вполне подтверждается геологическими условиями: фациальные изменения в составе стратиграфических подразделений незначительные, но при сравнении с разрезами западнее участка наблюдается изменение сульфатно-карбонатных разновидностей пород (обычно геохимически специализированных на Sr) на существенно карбонатные (геохимически специализированных на Mn). Это свидетельствует об интенсивном унаследованном прогибании северо-западной части территории и более медленном юго-восточной. Кроме того, следует заметить, что в пределах ранее изученных геохимических полей известных месторождений Талнахского рудного узла, ореолы Sr с аномальными концентрациями наблюдаются в областях термального воздействия рудоносных и потенциально рудоносных интрузий, и зачастую пространственно совпадают с ореолами аномалий Cu-Ni-Co состава [1]. Подобная закономерность отмечается и в пределах исследуемой площади. В пределах трубки взрыва (скважина Ф-33) стронций отмечается практически по всему разрезу геологических отложений, причем максимальные его концентрации наблюдаются в горизонтах, представленных обломками осадочных пород интенсивно метаморфизованных (борт трубки взрыва) (рис. 8).

Выводы

1. Характер распределения микроэлементов Li, Be и Yb позволяет очер-

чивать границы как самой трубки взрыва, так и ее термального воздействия. Природа этих зон по геохимическим данным объясняется как результат деятельности палеовулканических проявлений, которые сопровождались интенсивными процессами сканирования, которое фиксируется по всему разрезу горизонтами туфобрекчий эффузивных образований и осадочных пород.

В ГХП ореолов Li, Be и Yb данная структура в горизонтальной плоскости имеет слабовыраженную концентрическую форму и выделяется по границам фоновых концентраций данных микроэлементов (от 1 до 0.7). В вертикальной плоскости строение трубки взрыва имеет конусообразную форму, что характерно для вулканогенных аппаратов диатрем [2]. Очевидно, присутствие ореолов Be-Yb-Li-La-Y и их строение в геохимическом поле трубки взрыва определяет направление движения магмы и термальных растворов.

2. Сонахождение микроэлементов Mo и Zn, характер их распространения свидетельствуют о наличии тектонических нарушений, трассирующихся в направлении простирания длинных осей ореолов этих микроэлементов. Данное утверждение основано на наблюдении подобных ореолов вдоль тектонических зон более детально изученных объектов (Талнахский рудный узел). Кроме того, было отмечено, что аномальные содержания цинка совпадают с максимальным проявлением колчеданной минерализации в интрузивных породах далдыканской интрузии. Убывание концентрации Mo и Zn происходит в сторону ослабления проявления термального воздействия.

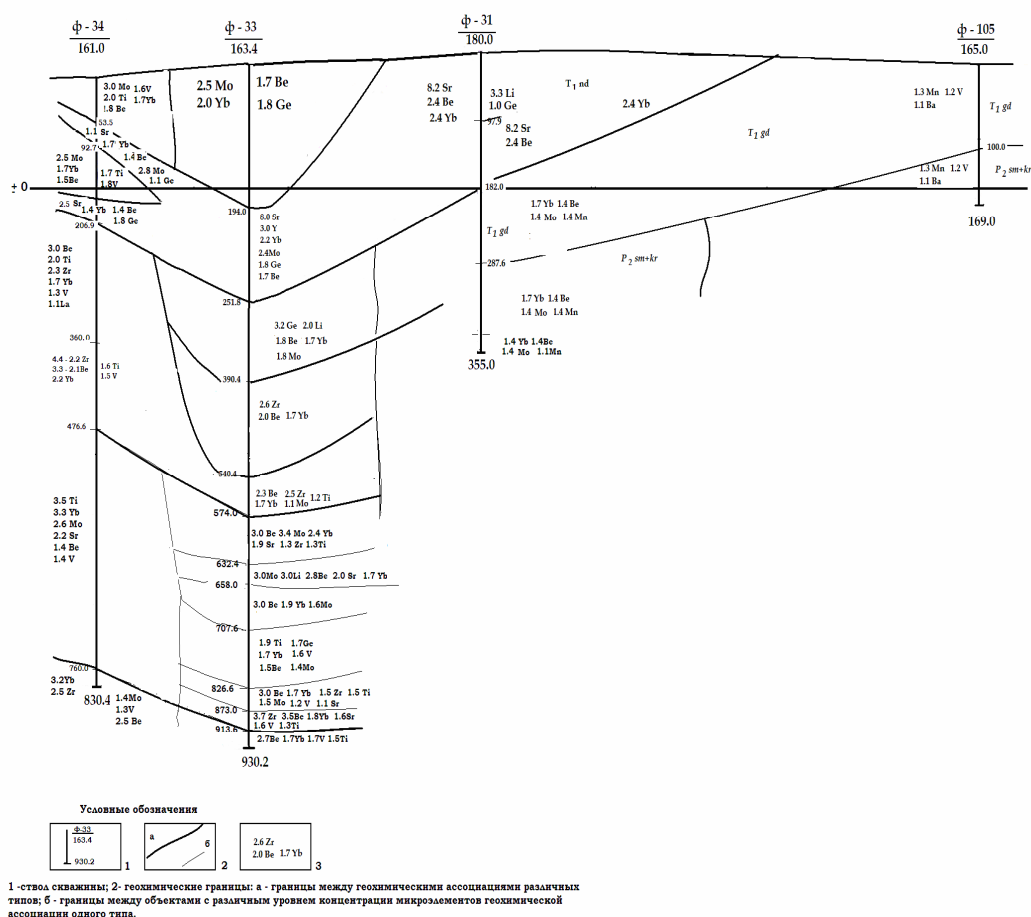


Рис. 8. Схематический геолого-геохимический разрез:

1-ствол скважины; 2-геохимические границы: а - между геохимическими ассоциациями различных типов, б – между объектами с различным уровнем концентрации микроэлементов геохимической ассоциации одного типа; 3 – значения коэффициента концентрации элементов

3. Было подтверждено предположение о том, что по характеру распределения отношения Ba/Sr в осадочных отложениях тунгусской серии можно определять наличие переуглубленных структур (дотунгусские прогибы), которые отмечаются повышенными концентрациями стронция и к которым чаще всего приурочены аномальные объекты $Cu-Ni-Co$ состава.

При рассмотрении распределения данного отношения в пределах исследуемой площади было отмечено, что уменьшение отношения Ba/Sr направлено к центру трубки взрыва.

Библиографический список

1. Мирошникова Л.К. Геолого-геохимические основы прогноза коренных месторождений медно-никелевых руд в Норильском районе (на примере Талнахского рудного узла): Автореферат. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. – 26 с.
2. А. Дж. Налдретт Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. – СПб., 2007. – 304 с.
3. А. Ритман Вулканы и их деятельность. – М.: Мир, 1964. – 261 с.

Рецензент: кандидат геолого-минералогических наук, профессор Иркутского технического университета А.А. Шиманский

УДК 553.4(571.56)

А.В. Костин¹

ГИС КАК СРЕДСТВО ОЦЕНКИ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ПОТЕНЦИАЛА ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

На примере плутонов и рудных месторождений Верхоянского складчатого пояса Восточной Якутии разработана концепция использования ГИС-технологий для оценки рудного потенциала плутонов на Co-Mo и Au-Cu типы минерализации. В основу ГИС-проекта положена рудно-формационная модель рудных узлов, описывающая пространственное положение типовых рудных формаций относительно плутонов. Средствами ГИС-анализа выделены плутон высокой категории перспектив на обнаружение Cu-Mo и Au-Cu минерализации. *Ключевые слова:* ГИС-технологии, интрузии, минерализация, рудная формация.

Библиогр. 7 назв. Ил. 3. Табл. 2

A.V. Kostin

USING GIS ANALYSIS FOR ESTIMATING ORE-POTENTIAL OF INTRUSIONS OF VERKHOYANSK FOLD BELT OF NORTHEASTERN YAKUTIA

A conception of using ArcGIS for estimating Co-Mo and Au-Cu ore-potential of intrusions was created on an example of intrusions and ore deposits of Verkhoyansk fold belt of northeastern Yakutia. GIS-project is based on ore-formation models for ore nodes, showing their position relative to intrusions. Using ArcGIS analysis high-potential intrusives with Co-Mo and Au-Cu mineralization were picked out. *Key words:* GIS-technology, intrusions, mineralization, ore nodes. Sources 7, illus. 3, tab. 2.

Использование ГИС-технологий для оценки рудообразующего потенциала интрузий является новым шагом в создании единой распределенной модели геологического строения территории Якутии. Эта модель призвана обеспечить функционирование многослойной базы рудно-формационных данных по объектам ранга месторождение, рудный узел и металлогеническая зона. В основу проведенного исследования положена идея о том, что рудно-магматические узлы состоят из месторождений, которые в пространстве образуют

непрерывный ряд рудных формаций. Наличие одной из формаций ряда позволяет прогнозировать остальные. Применение ГИС для оценки рудообразующего потенциала плутонов позволило объединить для пространственного анализа разнородные геологические данные, подготовить и построить базовые и тематические карты, решить задачи, связанные с пространственным анализом геологической информации и моделированием. Наиболее важными из них были:

¹Костин Алексей Валентинович – доктор геол.-минералог. наук, зав. лабораторией геологии и минералогии благородных металлов и геологических информационных технологий, e-mail: kostin@diomend.ysn.ru
Kostin Aleksey Valentinovich – doctor of geology-mineralogical sciences, head of laboratory geology and mineralogy of precious metals and geology's information technology, e-mail: kostin@diomend.ysn.ru

1. Учет фактического местоположения коренных месторождений благородных, цветных и редких металлов.
2. Наполнение атрибутивных баз данных характеристик рудных месторождений для последующего металлогенического анализа.
3. Создание ГИС по магматическим образованиям (плутонам и дайкам) для выделения рудно-магматических систем и установления их металлогенической специализации.

Решение перечисленных задач опиралось на следующие свойства ГИС:

- векторный и растровый методы хранения пространственно распределенной информации;
- поддержка топологических отношений между объектами;
- возможность хранения тематических данных в геодатобазах формата ACCESS;
- мощные функции пространственного анализа данных (Spatial Analyst, Geostatistical Analyst и др);
- реализация запросов по условию - отображение объектов, удовлетворяющих заданным условиям;
- развитые возможности публикации графических и аналитических материалов.

Верхоянская складчатая область (Восточная Якутия) чрезвычайно богата минеральными ресурсами. Здесь известно около 11000 месторождений и рудопроявлений, среди которых лидируют месторождения серебра, золота и олова. Некоторые из них являются крупными и уникальными. Это делает Верхоянскую складчатую область крупнейшей благороднометалльной провинцией России.

Для многих рудных месторождений установлена пространственная связь с интрузивными образованиями, что стимулирует попытки оценить потенциальную рудоносность послед-

них.² Как правило, методика оценки состоит в изучении распределения в магматических породах Au, Ag, Pb, Zn, Cu и других металлов. Повышенное содержание металлов «свидетельствует» о высоком рудоносном потенциале интрузий, однако не понятно, смогли или нет эти металлы реализоваться в рудные жилы. Если смогли, то почему в интрузиях сохранились повышенные содержания металлов? Остается открытым вопрос о вовлечении в рудообразующий процесс металлов из осадочных пород. Проведенное нами исследование касается оценки потенциала интрузий на медно-порфировый тип оруденения, для которого доказана [3, 4] генетическая связь с интрузиями. Для этого на основе лицензионного ArcGis 9.2 создан ГИС проект, который включает интрузивные массивы (оцифрованные с геологических карт масштаба 1:500 000 и 1:200000) и месторождения полезных ископаемых.

После оцифровки слой «интрузивные массивы» преобразован в геодатобазу формата Access, которая состоит из таблицы, описывающей геометрию плутонов с вычисленными площадями выхода на дневную поверхность, их пространственную привязку и названия. В геодатобазу добавлена таблица с химическими анализами интрузивных пород (всего более 4000 анализов).

Обработка таблиц осуществляется с помощью запросов, один из которых группирует плутоны по имени и суммирует площади их выхода на дневную поверхность, создавая новую таблицу. В ее ключевом поле хранятся уникальные названия массивов, что удовлетворяет «первой нормальной форме» баз данных и позволяет устанавливать отношения с таблицами химических анализов. Характер отношений между таблицами – один ко многим.

²Автор рассматривает интрузивы в качестве источников рудного вещества, что не является бесспорным даже для меднопорфировых месторождений (примечание главного редактора)

Слой «рудные месторождения» включает около десяти тысяч месторождений, рудопроявлений и точек рудной минерализации, различных по генетическим и морфоструктурным особенностям, а также набору полезных компонентов. Атрибутивный файл базы данных включает следующие поля: название месторождения, вид полезного ископаемого, временная группа рудных формаций, рудная формация, геолого-промышленный тип, размер объекта. В пределах рудных узлов месторождения могут ранжироваться по размеру (крупные, средние, мелкие и т.д.) и по принадлежности к рудной формации. По признаку «временная группа рудных формаций» рудные узлы группируются в металлогенические зоны. Для слоя «рудные месторождения» применяется классификатор, по которому визуализация месторождений осуществляется одновременно по двум признакам – рудная формация и размеры месторождения. Для разгрузки карты из выборки исключены точки минерализации и мелкие рудопроявления.

При совмещении слоев «месторождения полезных ископаемых» и «интрузивные массивы» выявлено, что чем более эродированы интрузивы, тем меньше в их контурах и на периферии рудных месторождений (рис. 1).

Это является общей моделью рудной зональности, по которой рудные месторождения образуются над кровлей массивов и подтверждается примерами месторождений мирового класса, одним из которых является месторождение Bingham, штат Юта, США [7]. При этом, по материалам ГИС геологической службы штата Юта (Utah Geological Survey, UGS, <http://www.ugs.state.ut.us>) площадь выхода на поверхность штока монзонитов Bingham составляет всего 4,836 км². Таким образом, можно предполагать, что рудообразующий потенциал интрузива в целом тем меньше, чем больше площадь его выхода на дневную поверхность.

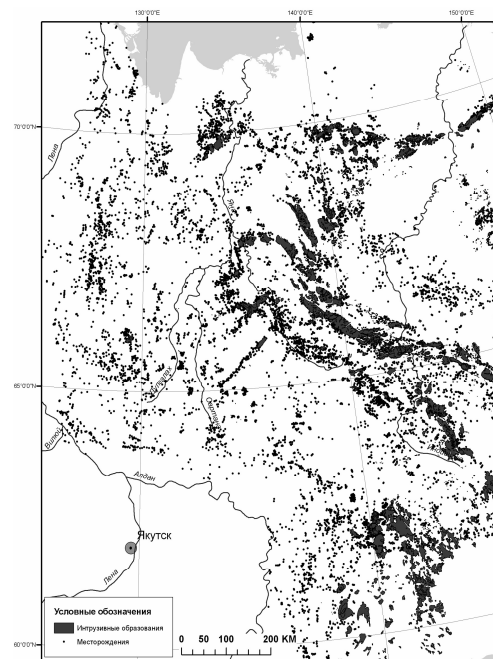


Рис. 1. Схема размещения плутонов и месторождений полезных ископаемых Верхояно-Колымского складчатого пояса

Для анализа потенциала интрузий на Au-Cu и Cu-Mo минерализацию использовалась модель медно-порфировых месторождений Монголии [6], в которой отношение K_2O/Na_2O в интервале от 0,3 до 0,7 соответствует Cu-Mo, а от 0,7 до 1,3 – Au-Cu рудно-магматическим системам.

Из геодататбазы Access с помощью запроса произведена выборка Au-Cu рудно-магматических систем с высоким потенциалом по заданному отношению K_2O/Na_2O от 0,7 до 1,3 и их разбраковка по площади выхода на дневную поверхность. Для этого составлен классификатор слоя ГИС на основе признака «площадь плутона». Полученные группы характеризуют степень эрозионного среза плутонов (табл. 1).

Чтобы сократить число потенциально перспективных на Au-Cu оруденение объектов, используется фильтр, при помощи которого отбираются плутоны, относящиеся к высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям.

Алгоритм фильтрации плутонов

Таблица 1

Рудоносный потенциал плутонов, прогнозируемый на основе степени их эрозионного среза

Площадь плутона, км ²	Рудоносный потенциал	Примеры плутонов Верхояно-Колымской складчатой области
1	2	3
До 5	Очень высокий	Абырабытский, Артыкский, Ахитанский, Бугдагарский, Гельдинский, Горбы, Карский, Кис-Кюельский, Кысылтасский, Незаметный, Поворотный, Светлый, Секетский, Супский, Таланнахский, Тумус-Хаинский, Холодный, Чуруктинский, Эначинский, Эндыбальский, Явтахский, Якутский
От 5 до 25	Высокий	Антыгский, Ат-Хайский, Балаганнахский, Бунганджинский, Веткинский, Дыбинский, Капризный, Кинели-Тасский, Кондеканский, Куранахский, Курумский, Наледный, Нономбинский, Право-Кюентинский, Солурский, Стратос, Тенкелийский, Томмотский, Узкий, Укачилканский, Ухабский, Хатакчанский, Хос-Юряхский, Хотон-Хаинский, Ченкеленьинский
От 25 до 100	Средний	Агдайский, Барыллыэлахский, Беккемский, Болдымбинский, Буор-Юряхский, Джелинджинский, Кадарский, Кететский, Куранах-Салинский, Кутурукский, Мунилканский, Нюргун-Тасский, Салтага-Тасский, Святой Нос, Селенняхский, Средний, Талахтахский, Чукский, Шелюпинский
Свыше 100	Низкий	Арга-Эмнекенский, Бацынский, Бысыйалахский, Верхне-Куранахский, Догдинский, Илин-Эмнекенский, Кигиляхский, Куреньинский, Кэрэхский, Плиевский, Право-Туостахский, Саханьинский, Северный, Синэкандинский, Средне-Халыинский, Тарбаганнахский, Тас-Кыстабытский, Уэмляхский, Хатыннахский, Чималгинский, Чингаканский, Эликчанский

основывается на формулах для кривых, ограничивающих серии магматических пород на диаграмме SiO₂ – K₂O, общий вид которых описывается уравнением K₂O=k* SiO₂ - b, а запросы имеют вид:

– для пород толеитовой серии

$$K_2O < (0,033462*[SiO_2]-1,5);$$

– для пород известково-щелочной серии

$$K_2O \text{ Between } (0,033462*[SiO_2]-1,5) \text{ And } (0,066507*[SiO_2]-2,5);$$

– для пород высококалиевой известко-

во-щелочной серии

K_2O Between $(0,066507*[SiO_2]-2,5)$

And $(0,169054*[SiO_2]-7,12)$;

- для пород шошонитовой серии

$K_2O > (0,169054*[SiO_2]-7,12)$.

В запрос на выборку массивов высоко калиевой известково-щелочной серии добавляется условие, ограничивающее их площадь до 5 км^2 и отношение K_2O/Na_2O в интервалах от 0,3 до 0,7 (для Cu-Mo систем) и от 0,7 до 1,3 (для Au-Cu систем).

Следующий шаг ГИС-анализа состоит в оценке рядов рудных формаций, которые известны в контурах крупных рудно-магматических зон. В качестве эталона используется модель зональности рудного района Bingham (рис. 2), где концентрические рудно-метасоматические зоны группируются вокруг штока кварцевых монзонит-порфиров. Руды месторождения содержат 1,5% Cu, 4,5 г/т Ag, 0,45 г/т Au. За период с 1870 г. добыто 1,35 млрд. т руды, из которой получены 11 млн. т меди, 320 тыс. т молибдена, около 31 тыс. т серебра и около 1000 т золота. Устанавливается высокая корреляция серебра и меди в медной зоне. В то же время повышенные концентрации серебра характерны для внешней, серебряно-свинцово-цинковой зоны, где развиты трещинные и метасоматические рудные тела в известняках, контролируемые системой северо-восточных сбросов [1].

С помощью расширения Spatial Analyst ArcGis для плутонов строится 5-километровая буферная зона и производится выборка буферных зон, в которых имеются месторождения от мелких до крупных, принадлежащих к Cu-Mo, Au, Ag и Pb-Zn рудным формациям. Выбранные группы плутонов с Cu-Mo и Au-Cu специализацией сгруппированы в табл. 2 с учетом того, что одни из них сближены между собой и образуют крупные рудно-магматические зоны, другие – самостоятельные автономные рудные узлы, а третьи не содержат в буферной зоне месторождений, что пе-

реводит их в разряд малоперспективных.

В результате выборки Западно-Верхоянская, Сан-Юряхская и Дербек-Нельгесинская рудно-магматические зоны и Абырабытский, Таланнахский и Якутский рудно-магматические узлы позиционируются как перспективные на Cu-Au минерализацию. По количеству крупных месторождений благородных металлов, попавших в буферные зоны плутонов, наиболее перспективной из перечисленных является Западно-Верхоянская рудно-магматическая зона, в которой выделяется Ньюектаминский рудный узел (рис. 3).

В пределах рудного узла выделяются различные рудные формации, среди которых наиболее важными являются медно-молибденовая, золото-медно-порфировая, золото (мышьяково)-сульфидная, золото-сульфидная и золото-серебряная [2]. Их размещение контролируется не выходящим на поверхность Кыгылтасским плутоном, протяженность которого, судя по размерам магнитной аномалии, не менее 5 км.

Медно-молибденовая формация установлена в крутопадающих ($70 - 80^\circ$) маломощных (10-20 см) кварцевых жилах и представлена редкой вкрапленностью чешуйчатого молибденита, пирита и халькопирита. Жилы локализованы в гранодиоритах и ороговикованных песчаниках на периферии выхода Кыгылтасского плутона.

Золото-медно-порфировая формация представлена рассеянной вкрапленностью пирита, черного сфалерита, пирротина и халькопирита в сульфидизированных песчаниках в над апикальной зоне Кыгылтасского плутона. Большая часть рудного материала находится в основном в рассеянном виде, что обусловлено различной ориентировкой рудных прожилков, сложенных пирротинном, пиритом, халькопиритом,

Таблица 2

Плутоны высокой категории перспектив на Cu-Мо и Au-Cu специализацию

Плутон	Площадь, км ²	K ₂ O/Na ₂ O	Ряды рудных формаций
1	2	3	4
Плутоны с Cu-Мо специализацией:			
Звериный	0,91	0,54	1. Золото-серебряная, золото-кварцевая 2. Оловоносных грейзенов, касситерит-силикатная, касситерит-кварцевая, полиметаллическая
Кумахта-ский	4,32	0,56	1. Золото-медно-порфировая, золото-серебряная, золото-кварцевая 2. Касситерит-кварцевая
Плутоны с Au-Cu специализацией:			
Западно-Верхоянская РМЗ			
Кис-Кюельский	1,33	0,88	1. Серебро-свинцовая, свинцово-цинковая
Кыгыл-Тасский	0,24	0,85	1. Молибденит-кварцевая, золото-серебряная, серебро-свинцовая, свинцово-цинковая
Сан-Юрахская и Дербек-Нельгесинская (Ю-3 фланг) РМЗ			
Бугдагарский	4,46	0,93	1. Вольфрамит-кварцевая, касситерит-сульфидная 2. Молибденит-кварцевая, золото-редкометалльная, полиметаллическая
Секетский	1,75	0,86	1. Золото-редкометалльная 2. Касситерит-сульфидная, полиметаллическая
Ахитанский	2,33	0,71	Касситерит-сульфидная, полиметаллическая.
Эначинский	1,63	0,96	1. Касситерит-кварцевая, касситерит-сульфидная, полиметаллическая 2. Антимонитовая
Автономные рудно-магматические узлы			
Абырабыт-ский	0,36	0,80	1. Вольфрамит-кварцевая 2. Касситерит-сульфидная, полиметаллическая, 3. Золото-редкометалльная, золото-серебряная, свинцово-цинковая
Карский	1,12	0,95	1. Полиметаллическая 2. Антимонитовая
Поворотный	2,16	0,84	Редкие земли
Светлый	3,24	1,07	1. Касситерит-кварцевая, касситерит-сульфидная, полиметаллическая 2. Антимонитовая
Таланнах-ский	0,68	0,79	1. Золото-редкометалльная, золото-серебряная, золото-кварцевая 2. Касситерит-кварцевая, полиметаллическая
Тумус-Хаинский	1,21	0,74	1. Вольфрамит-кварцевая 2. Киноварная
Холодный	3,31	1,25	1. Вольфрамит-кварцевая
Явтахский	2,33	1,15	1. Золото-кварцевая
Якутский	0,85	1,01	1. Молибденит-кварцевая, золото-кварцевая, золото-редкометалльная

Примечание. Перспективные плутоны, в буферных зонах которых рудных месторождений не установлено: Артыкский (0,49/0,80); Незаметный (3,03/0,93); Супский (3,30/0,81); Чуруктинский (1,99/0,88); Лагерный (2,98/0,57); Облачный (3,54/0,51); Тонголохский (1,33/0,59). В скобках отношение (площадь, км²/K₂O:Na₂O).

сфалеритом, кварцем и сидеритом. Содержание в сульфидизированных песчаниках Au до 1,12 г/т и Ag до 21,86 г/т. Большие объемы сульфидизированных

пород сочетаются с незначительными по масштабам концентрированными зонами рудных жил. Сульфиды характеризуются повышенными содержаниями

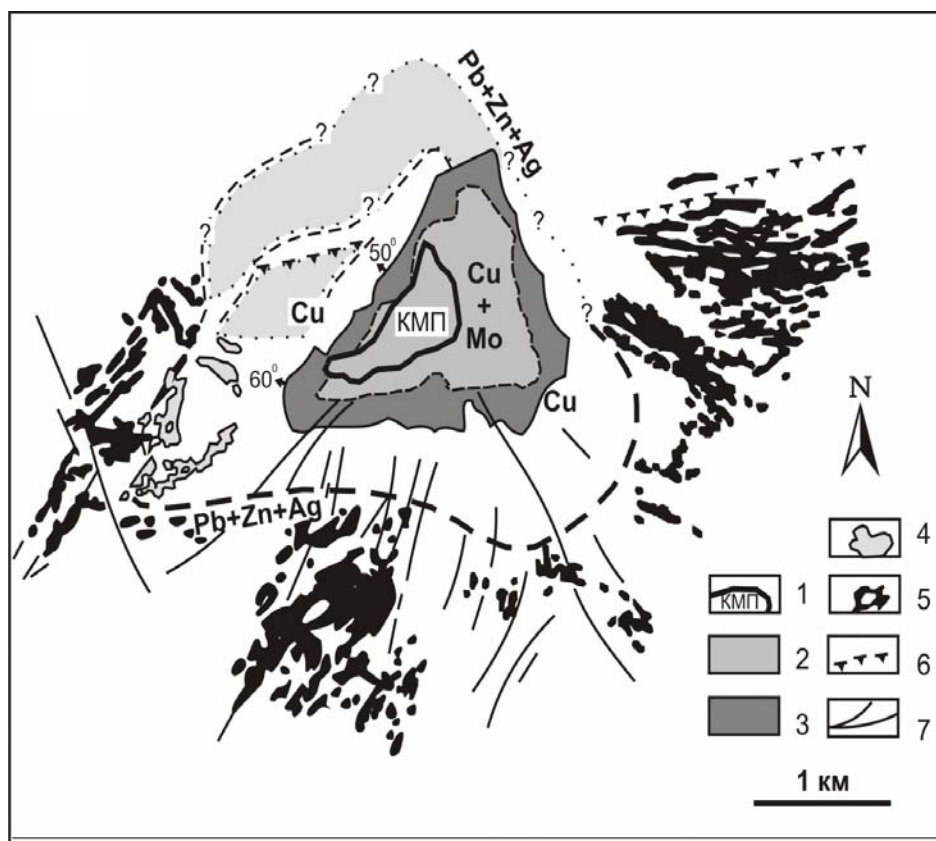


Рис. 2. Схемы зональности района месторождения Bingham [5]: 1- кварцевые монцитит-порфиры; 2 - медно-молибденовые руды (вкрапленность халькопирита, борнита и молибденита); 3 – медные руды (рассеянные халькопирит и пирит); 4 – высокосортные медные руды в скарнах (халькопирит, пирит, магнетит, гематит); 5 – высокосортные свинцово-цинково-серебряные руды в окварцованных известняках (галенит, сфалерит, пирит); 6 – граница распространения высокосортных руд; 7 – жильные тела; пунктирные линии – границы распространения рудных формаций

золота и серебра. Участки штокверковой минерализации и протяженные пласты интенсивно пиритизированных песчаников характеризуются наличием разноориентированных трещин с рудным выполнением.

Золото-(мышьяково)-сульфидная формация пространственно связана с ореолами контактово-измененных пород в надапикальной части Кыгылтасского plutона. Минерализованные зоны приурочены к субширотным системам трещин, секущим складчатые структуры. Протяженность рудных зон достигает 1,5 км при наибольшей ширине 25 м. Все прожилки имеют субвертикальное

падение и широтное простирание. В составе жил в порядке убывания значимости отмечаются арсенопирит, пирротин, халькопирит и марматит. Руда содержит Au 1,1 г/т и Ag 138 г/т, при этом золотоносность пирита составляет 29,7 г/т Au, что вполне сопоставимо с золотоносностью пиритов золото-редкометалльных месторождений.

Свинцово-цинковая (с серебром) формация проявлена слабо и представлена карбонат-галенит-сфалеритовыми жилами с содержаниями серебра первые сотни г/т. Большинство жил пластовые, их характерным признаком является желтый сфалерит.

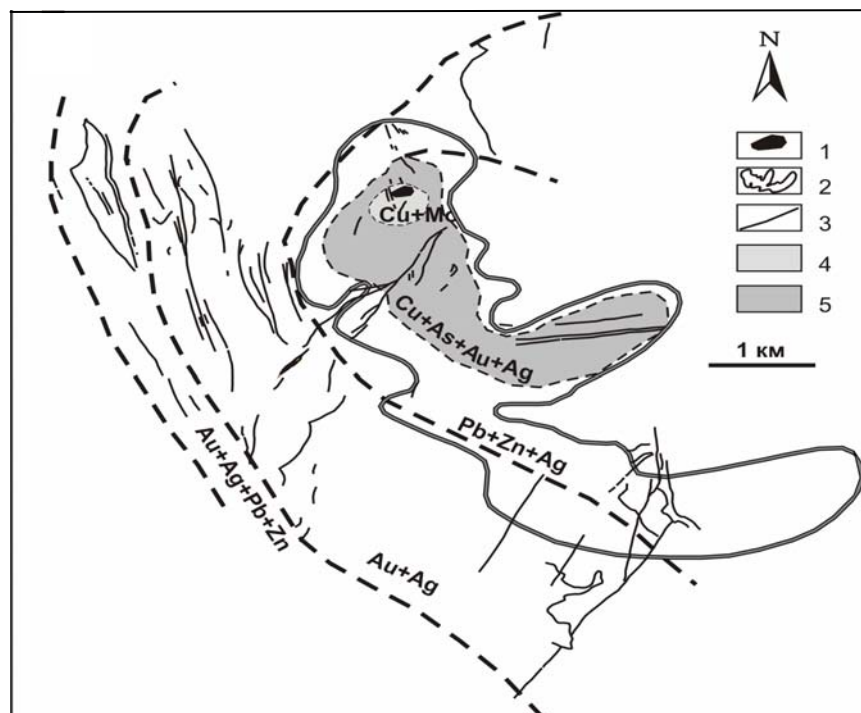


Рис. 3. Схема зональности и Ньюктаминского рудного узла [2]: 1 – гранодиориты Кыгылтасского штока; 2 – контур магнитной аномалии над выступом кровли Кыгылтасского штока; 3 – рудные жилы; 4 – медно-молибденовые руды в зоне эндо- и экзоконтакта Кыгылтасского штока; 5 – сульфидизированные песчаники (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит)

Золото-серебряная формация локализована в секущих кварцевых жилах в песчаниках, залегающих выше кровли плутона в среднем на 1,5 – 2,5 км. Жилы содержат галенит, сфалерит, бурнонит, пирит, арсенопирит, тетраэдрит, Ag-тетраэдрит, фрейбергит, пираргирит, ковеллин и самородное золото. Средние содержания в руде составляют: Au – 3,06 г/т, Ag – 575,5 г/т, Pb – 11,5%, Zn – 8,32%. Максимальное содержание золота 80,5 г/т. По содержанию главных полезных компонентов руды являются золото-серебряными, свинец- и цинксодержащими. В составе жил присутствует несколько разновидностей золотосодержащих руд: рассеянное мелкое золото размером не более 0,2 мм в мелкозернистом кварце; интерстиционное золото размером 0,5 – 2 мм в массивном крупнозернистом кварце (золото по морфологии в основном плоское); объемные самородки золота размером от 2 до 8 мм в друзах кварца; вкрапленное и

плёночное золото в сфалерите и на границе с кварцем; трещинное неровное золото размером 1–5 мм в местах скопления блеклых руд.

Золото-сульфидная формация локализуется в пластовых и секущих сульфидных жилах в сводовых частях мелких антиклиналей. Она подразделяется на несколько подтипов, среди которых выделяются: пирит-арсено-пирит-галенитовый, англезит-церусситовый (галенитовый) и кварц-сидерит-галенит-сфалеритовый. Протяженность жил от сотен метров до первых километров, мощность от 0,1 до 1 м. Пластовые жилы приурочены к зонам межпластовых срывов вдоль контакта пиритизированных алевролитов и песчаников (висячий бок) и массивных плотных серых среднезернистых песчаников (лежащий бок). Содержания золота и серебра в песчанике с равномерной вкрапленностью пирита составляют 0,15 и 5,2 г/т, а в динамометаморфизованном пиритизи-

рованном песчанике – 2,8 и 121,0 г/т соответственно. Средневзвешенное содержание Au по одной из жил составляет 7,61 г/т, Ag – 53,2 г/т, Pb – 16,0%, Zn – 4,0%, Cu – 0,12%. Отмечаются линзы с галенит-фрейбергитовыми рудами, характеризующиеся высокими содержаниями серебра.

Проведенное исследование показало возможность использования ГИС анализа для оценки потенциальной рудоносности плутонов. Учитывая, что сегодня накоплены большие массивы информации по изотопным датировкам, геохимии редких элементов, составу флюидов и др., эти данные можно использовать в ГИС моделях, что расширит возможности изучения факторов формирования благородно- и редкометалльного оруденения магматических провинций.

Библиографический список

1. Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра. – Якутск, 2003. – 280 с.
2. Костин А.В., А.С., Лысенко М.С. Геологическая модель рудного узла как основа для создания прогнозно-металлогенических ГИС (на примере Нюектаминского рудного узла, Восточная Якутия) //Отечественная геология. – 2006. – С. 49-60.
3. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. – М.: Недра, 1986, – 236 с.
4. Сотников В.И. Медно-молибден-порфировая рудная формация: природа, проблема объема и границ// Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 3. –С. 355-363.
5. Atkinson W.W., Einaudi M.T. Scarn formation and mineralization in contact aureole at Carri Fork, Bingham, Utah//Econ. Geol. 1978. Vol. 73. N7. – P. 1326-1365.
6. Gerel O. Mineral resources of the western part of the Mongol-Okhotsk Foldbelt. In Ishihara S. & Czamanske G.K. eds. Resource Geology Special Issue 18,. 1995. – P. 151-157.
7. White, A.J.R. Porphyry copper mineralisation of western USA// Magmas to mineralisation: The ishihara symposium. Geoscience Australia, 2003. – P.139-140.

Рецензент: кандидат геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета Г.Д.Мальцева

УДК 51+001.51:550.83/84

А.А. Шиманский¹, И.А. Кузнецова²

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАЗЛОЖЕНИЯ ТЕЙЛА ПРИ ОЦЕНКЕ КАЧЕСТВА ОПРОБОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ОБЪЕКТОВ

Рассмотрен универсальный метод статистического оценивания точности при повторных измерениях в опробовании геохимических полей и объектов. Для раскрытия природы выявленного несоответствия применен способ Тейла [1967], использующий разложение среднеквадратической разности на компоненты, несущие конкретную вероятностно-статистическую информацию. *Ключевые слова:* опробование, измерение, статистическая оценка, ошибка измерения, дисперсия, среднее, корреляция.

Библиогр. 5 назв. Ил. 4. Табл. 1

A.A. Shimansky, I.A. Kuznetsova

QUALITY ESTIMATE OF THE GEOCHEMICAL FIELDS' ASSAYING BASED ON THE THEIL'S DISTRIBUTION

The universal statistical estimate adequate method for geochemical fields and objects is considered. In the Theil's algorithm [1967] the nature of visible mistakes by using division on to components which give probable-statistical information is revealed. *Key words:* assaying, measuring, statistic estimate, mistake, dispersal, mean value, correlation.

Sources 5, illustr.4, table 1

Для количественной оценки и формирования представлений качественного (квалификационного) характера свойств геохимических объектов необходим универсальный, удобный математический аппарат. Цель количественного анализа природных (геохимических) явлений состоит в решении задач оценки изучаемых процессов и объектов их воздействия по регистрируемым результатам этого воздействия. Как

правило, фиксируемые результаты искажены помехами различной природы. Для выявления случайных (неинформативных) факторов-помех широко используется аппарат математической статистики. В области геохимии его применение затруднено в связи со специфическими причинами: значительным удельным весом ошибок измерений, неоднородностью изучаемых объектов и пр.

¹ Шиманский Альфред Антонович – кандидат геол.-минералог. наук, профессор Иркутского государственного технического университета, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: 40-51-14

Alfred Antonovich Shimansky – science degree on geological-mineral, professor Irkutsk State Technical University, 664-074, Irkutsk, Lermontov St., 83, 395-2-40-51-14

² Кузнецова Ирина Альфредовна, кандидат техн. наук, доцент кафедры информатики и кибернетики Байкальского государственного университета экономики и права, г. Иркутск, ул. Ленина, 11, тел.: 24-28-46, сот. 89148825382, e-mail: iak_irk@bk.ru

Irina Alfredovna Kuznetsova, science degree on technique, lector of the Computer Science and Cybernetics Department, Baikal State University of Economy and Law, 664-003, Irkutsk, Lenin St., 11, tel. 395-2-24-28-46, mob. 89148825382, e-mail: Iak_irk@bk.ru

Традиционный математический аппарат зачастую не справляется с выявлением искажений и требует расширения за счет специальных методов оценки и выявления причин искажений при измерениях.

Часто измеряемую величину представляют в виде комбинации стохастической и нестохастической составляющих. Теория не дает определенного утверждения о природе случайной компоненты. Отсюда следует, что нет ясного понимания в результатах обследования (измерения) объекта. Некоторую ясность вносит регрессионный анализ, который, тем не менее, упускает факт существования ошибки измерения.

Указанные проблемы формулировались, ставились задачи, которые успешно решались рядом исследователей. В этом ракурсе известны работы Р.И. Дубова, А.П. Соловова, В.В. Поликарпочкина, В.А. Найгебауэр и др. [1-4].

Настоящая работа посвящена рассмотрению аппарата Тейла [5] для структурирования ошибок измерений геохимического поля. Приведены два варианта структурного разложения, даны математическая и графическая интерпретации. Приведены примеры. Основное внимание уделено не конкретным решениям, а методам, с помощью которых исследователь может получить нужные результаты при обладании более полной априорной информацией.

Предположим, что по прошествии некоторого времени результаты измерений можно сравнить с истинными значениями измеряемой величины и прийти к беспристрастному выводу о качестве проведенной процедуры. Ограничимся точечными характеристиками.

Пусть требуется сравнить две серии измерений $\{A_i\}$, $\{P_i\}$, $i = \overline{1, n}$, одной и той же характеристики геохимического объекта. Будем считать точным измерение, если соответствующие точки совпадут. Ряды A и P можно попарно сравнить графически (рис.1). Восходя-

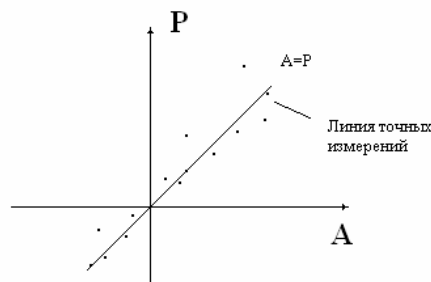


Рис. 1. Диаграмма сравнения двух серий измерений

щая под углом 45° прямая является линией совершенных (точных) измерений. Отклонение точки с координатами (A_i, P_i) от прямой указывает на наличие ошибки измерения. Точки, лежащие на прямой совершенных измерений, подтверждают истинность результата¹.

Смысл диаграммы ясен, но желательно пояснить его числовыми показателями, вскрывающими суть ошибки.

Несомненно, таким общим показателем качества измерения является средний квадрат парных отклонений :

$$\Delta = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - A_i)^2 \quad (1)$$

Данный критерий не всегда дает исчерпывающее представление о природе несоответствия между сериями измерений. Так, точки, размещенные по одну или разные стороны от «биссектрисы», дают примерно одинаковую оценку, хотя характер ошибки, очевидно, разный. Для дифференциации причин несоответствия используем метод Тейла [5]. Автор указанной книги показывает два способа разложения общей среднеквадратической ошибки (1), приводит их окончательный вид. Для логической полноты восстановим промежуточное звено выводов.

Представим *первое разложение Тейла*:

¹ В данном случае точным измерением будем считать совпадение значений элементов пары.

$$\begin{aligned}
\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - A_i)^2 &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [(P_i - \bar{P}) - (A_i - \bar{A}) + (\bar{P} - \bar{A})]^2 = \\
&= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2 + \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (A_i - \bar{A})^2 + \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\bar{P} - \bar{A})^2 - \\
&- \frac{2}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})(A_i - \bar{A}) - \frac{2}{n} \sum_{i=1}^n (A_i - \bar{A})(\bar{P} - \bar{A}) + \frac{2}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})(\bar{P} - \bar{A}) = \\
&= s_P^2 + s_A^2 + (\bar{P} - \bar{A})^2 - 0 - 2r_{AP}s_As_P + 0 = (s_P - s_A)^2 + (\bar{P} - \bar{A})^2 + 2(1 - r_{AP})s_Ps_A,
\end{aligned} \tag{2}$$

где

$$\begin{aligned}
\bar{P} &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i; \quad \bar{A} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n A_i; \quad s_P^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2; \quad s_A^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (A_i - \bar{A})^2; \\
r_{AP} &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (A_i - \bar{A})(P_i - \bar{P}) / s_As_P.
\end{aligned}$$

Очевидно, средний квадрат рассогласования измерений складывается из квадрата расхождения по выборочным среднеквадратическим отклонениям, квадрата расхождения по выборочным дисперсиям и ошибки по выборочной парной корреляции.

Причину отклонения величины общей ошибки от нуля можно выразить в структурном (относительном) соотношении выявленных компонент, поделив выражение (2) на его левую часть. Тогда можно перейти к следующему нормированному виду суммы компонент:

$$\Delta M + \Delta D + \Delta R = 1, \tag{3}$$

где

$$\begin{aligned}
\Delta M &= \frac{(\bar{P} - \bar{A})^2}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - A_i)^2}; \\
\Delta D &= \frac{(s_P - s_A)^2}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - A_i)^2}; \\
\Delta R &= \frac{2(1 - r_{AP})s_As_P}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - A_i)^2}.
\end{aligned}$$

Причины несогласованных результатов измерения можно сопровождать диаграммами несоответствия.

Например, если выражение (3) соответственно примет следующий вид:

$$0,58 + 0,23 + 0,19 = 1,$$

то анализ покажет причину расхождения в большей мере по выборочным средним (рис.2).

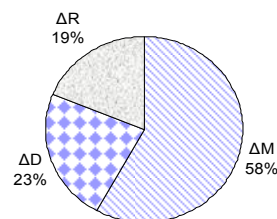


Рис. 2. Пример диаграммы долей несоответствия

Польза представленного анализа очевидна и имеет важное практическое значение при обработке результатов двукратного опробования для выявления причин несоответствия.

Приведем пример. В таблице, и на рис. 3,4 приводятся данные по двум сериям однократных измерений на примере рядового и контрольного спектрального анализа на вольфрам [2].

Таблица 1

Первое разложение Тейла

№ п/п	Рядовой анализ A_i	Контр. анализ P_i	$(A_i - A_{cp})^2$	$(P_i - P_{cp})^2$	$(P_i - P_{cp})(A_i - A_{cp})$	$(P_i - A_i)^2$
1	3	2	186,8	97,4	134,8	1
2	6	2	113,8	97,4	105,2	16
3	10	3	44,4	78,6	59,1	49
4	100	60	6944,4	2316,8	4011,1	1600
5	6	3	113,8	78,6	94,6	9
6	3	3	186,8	78,6	121,2	0
7	3	3	186,8	78,6	121,2	0
8	2	3	215,1	78,6	130,0	1
9	1	3	245,4	78,6	138,9	4
10	20	10	11,1	3,5	-6,2	100
11	30	30	177,8	328,8	241,8	0
12	6	6	113,8	34,4	62,6	0
13	20	20	11,1	66,2	27,1	0
14	20	20	11,1	66,2	27,1	0
15	20	10	11,1	3,5	-6,2	100
Среднее	$\bar{A} = 16,7$	$\bar{P} = 11,9$	571,6	232,4	350,8	125,3
СКО			$s_A = 23,9$	$s_P = 15,2$		
Коэф.кор.					$r_{AP} = 0,96$	

Доли несоответствия			
$(P_{cp} - A_{cp})^2$	$(s_P - s_A)^2$	$2s_P s_A (1-r)$	Σ
0,183829787	0,598803	0,21736706	1
ΔM	ΔD	ΔR	$\Delta M + \Delta D + \Delta R$

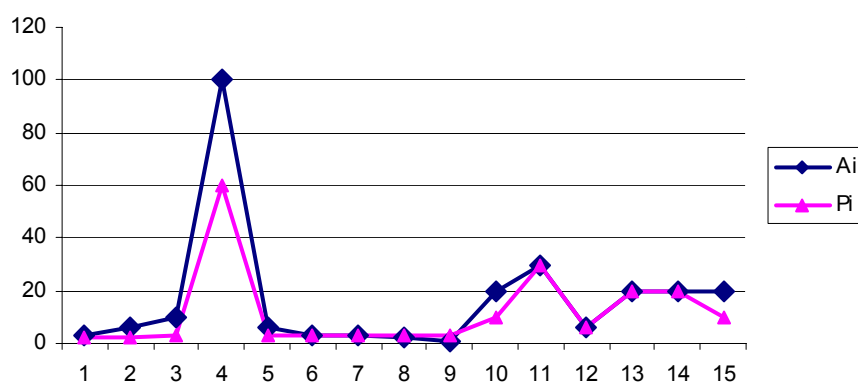


Рис. 3. График рядов A и P

Диаграмма соответствия

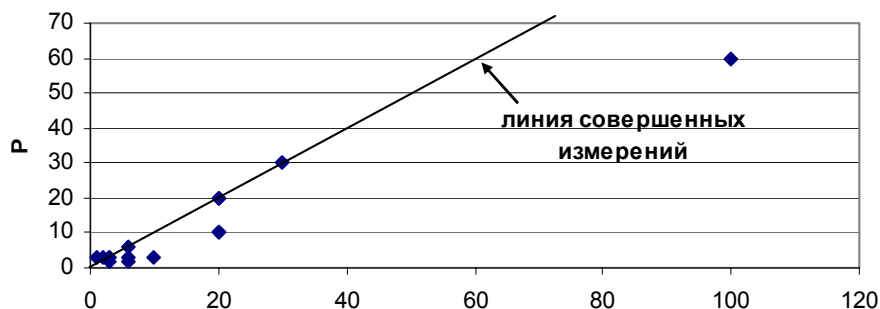


Рис.4. График соответствия совершенным измерениям

Таким образом, применение способа Тейла помогает раскрыть природу выявленного несоответствия замеров аппроксимированной линии совершенных измерений

Библиографический список

1. Дубов Р.И. Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1973. – 275 с.
2. Найгебауэр В.А. Соотношение средних концентраций химических элементов в коренных породах и элювии-делювии // Тезисы докладов 5 конференции «Геология и полезные ископаемые Забайкалья». – Чита: Забайкальский филиал геогр. об-ва СССР, 1966. – С 28-31.
3. Поликарпочкин В.В. Распределение концентраций рудообразующих элементов на склонах при самопроизвольном движении рыхлых масс и действии склоновых водных потоков // Математические методы геохимических исследований. – М.: Наука, 1966. – С 64-76.
4. Соловов А.П. Основы теории и практики металлометрических съемок. – Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. – 108 с.
5. Тейл Г. Прикладное экономическое прогнозирование. – М.: Прогресс, 1970. – 504 с.

Рецензент: доктор геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета В.А.Филонюк

ТЕКТОНИКА, ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕММОЛОГИЯ

УДК 551.243+550.835.24

К.Ж.Семинский¹, Н.О.Кожевников², А.В.Черемных³, А.А.Бобров⁴, В.В.Оленченко⁵,
Д.Л.Авгулевич⁶

СТРУКТУРА РАЗЛОМНЫХ ЗОН ПРИОЛЬХОНЬЯ (БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТ) ПО ДАНЫМ ПОЛЕВОЙ ТЕКТОНОФИЗИКИ И ГЕОФИЗИКИ

Изучены пространственные распределения удельного электрического сопротивления, радона и торона, а также магнитное поле над 17 разломами центральной части Байкальского рифта. Геофизические исследования проводились в комплексе с детальным структурно-геологическим картированием. Установлено, что в геофизических полях различной природы отражаются разные особенности внутренней структуры разломных зон. Это необходимо учитывать при обосновании эффективного комплекса геофизических методов для поисков и разведки рудных месторождений, локализующихся в зонах разломов земной коры. *Ключевые слова:* разломная зона, трещины, радон, торон, электропрофилирование, магнитное поле, Байкальский рифт.

Библиогр. 23 назв. Ил. 4.

¹Семинский Константин Жанович – доктор геол.-минералог. наук, зав. лабораторией тектонофизики Института земной коры СО РАН, 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, 128, тел.: 42-30-27
Seminsky Konstantin Zhanovich – doctor of geology-mineralogical sciences, head of laboratory tectonophysics. Institute of the Earth's Crust SB RAS. 664033. Irkutsk, Lermontova str., 128, tel. 42-30-27, e-mail: seminsky@crust.irk.ru.

²Кожевников Николай Олегович – доктор геол.-минералог. наук, гл. научный сотрудник Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, г.Новосибирск, пр. ак. Коптюга, 3, тел.: 333-28-16, e-mail: KozhevnikovNO@ipgg.nsc.ru
Kozhevnikov N.O.) doctor of geology-mineralogical sciences, the main scientific employee. Institute of the oil's geology SB RAS. 630090, Novosibirsk, avenue ack. Koptuga, 3, INGG SO RAN. Tel. 333-28-166 e-mail: KozhevnikovNO@ipgg.nsc.ru

³Черемных Александр Викторович – кандидат геол.-минералог. наук, снс лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН, 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, 128
Cheremnikh Aleksandr Viktorovich – SSM of laboratory tectonophysics. Institute of the Earth's Crust SB RAS. 664033. Irkutsk, lermontova str., 128, tel. 42-30-27, e-mail: cherem@crust.irk.ru

⁴Бобров Александр Анатольевич – младший научный сотрудник лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН, 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, 128, e-mail: alexbob@crust.irk.ru
Bobrov Aleksandr Anatolevich – younger scientific employee of laboratory tectonophysical's. Institute of the Earth's Crust SB Irkutsk, lermontova str., 128, tel. 42-30-27, e-mail: alexbob@crust.irk.ru

⁵Оленченко Владимир Владимирович –старший научный сотрудник Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, г.Новосибирск, пр. ак. Коптюга, 3

Olenchenko Vlagimir Vlagimirovich – doctor es giolog.-miner. sciences, SSM of Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, 630090, Novosibirsk, avenue ack. Koptuga, 3, INGG SO RAN/

⁶Авгулевич Данил Леонидович – кандидат геол.-минералог. наук, доцент Читинского государственного университета, 672039, г. Чита, ул. Александро-Заводская, д. 30. e-mail: a_dan@list.ru
Avgulevich Danil Leonidovich – doctor es. giolog.-miner. sciences, docent of Chita State University, 672039, Chita Aleksandro-Zavodskay, 30. e-mail: a_dan@list.ru

K.Zh. Seminsky, N.O. Kozhevnikov, A.V. Cheremnykh,
A.A. Bobrov, V.V. Olenchenko, D.L. Avgulevich

Structure of the fault zones in Priol'chon'e (Baikal rift) as derived from tectonophysical and geophysical surveys

The paper presents the results of the radon-thoron, magnetic and resistivity surveys over 17 faults in the central part of the Baikal rift. Geophysical measurements were accompanied by detailed tectonophysical survey. It has been found that each specific geophysical field is representative of individual features of a fault zones structure. This should be taken into consideration in deciding on which combination of geophysical methods is most effective in search for ore deposits controlled by fault zones. Key words: fault zones, crack, radon, thoron, electroprofilate, magnetic field, Baikal rift.

Sources 23, illus. 4.

Введение

В тектонофизической систематике рудных полей и месторождений, связанных с разломами [7], под последними понимается не только узкая полоса тектонитов магистрального сместителя, но и существенно большая по размерам область распространения всех генетически связанных с его формированием разрывов 2-го порядка [9, 13]. Структурные подгруппы новой классификации определяются существованием трех главных дизъюнктивных стадий развития разломов – ранней, поздней и стадии полного разрушения, которые существенно отличаются по состоянию представляющих их разрывных сетей. Поэтому одной из ключевых задач поисков и разведки подобных месторождений является детальное картирование структуры рудоконтролирующей разломной зоны. Последняя, кроме традиционно выделяемой полосы тектонитов магистрального сместителя, включает широкие подзоны разрывов 2-го порядка и повышенной трещиноватости, располагающиеся в каждом из крыльев. Эффективное решение этой задачи невозможно без привлечения комплекса геофизических методов, позволяющих по аномальным значениям концентрации радона, электрического сопротивления, модуля полного вектора магнитной индукции и других параметров выявлять составляющие разломную зону

разрывные нарушения. Очевидно, выбору оптимального комплекса геофизических методов выявления разломных зон и картирования их внутренней структуры должны предшествовать опытно-методические исследования, подобные тем, которые описаны в данной статье. Их целью было установить специфику отражения в различных физических полях эталонных дизъюнктивов, строение которых детально изучено прямыми структурно-геологическими методами, а проявление в геофизических полях не осложнено влиянием рудного объекта.

В качестве района исследований было выбрано Приольхонье – не скрытая под водами оз. Байкал территория центральной части Байкальского рифта, активно развивающегося в настоящее время в условиях растяжения земной коры. Работы проводились на 10 участках и охватили 17 разломных зон, выбранных таким образом, чтобы среди изученных дизъюнктивов были разломы всех рангов из числа образующих «клавишную структуру» северо-западного плеча Байкальского рифта (рис. 1). При этом объекты исследования – Приморский, Кучелгинский, Улирбинский, Куркутский, Тутаиский и более мелкие разломы северо-восточного простирания – формируют борта различных по размерам впадин, развивающихся при рифтогенезе.

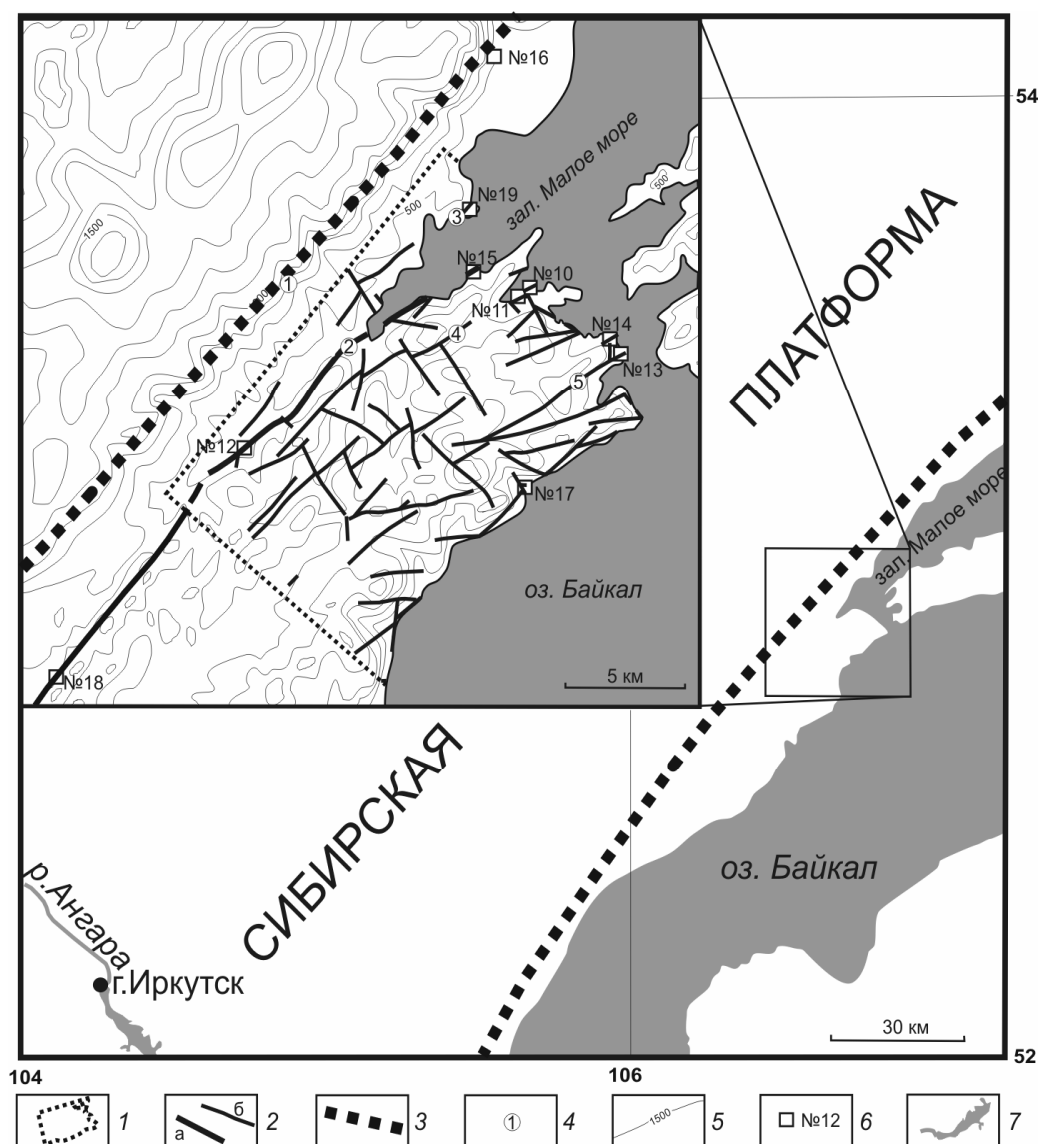


Рис. 1. Обзорная схема разломов Приольхонья (Западное Прибайкалье), изученных геофизическими и структурно-геологическими методами: 1 – участок структурной съемки; 2 – разноранговые (а-б) разломы, выявленные при картировании в Приольхонье [9]; 3 – краевой шов Сибирской платформы; 4 – крупные разломы: 1 – Приморский, 2 – Кучелгинский, 3 – Улирбинский, 4 – Куркутский, 5 – Тутайский; 5 – горизонталы рельефа; 6 – участки детальных исследований разломов и их порядковые номера; 7 – гидросеть

Как известно [4, 6, 16], многие из этих дизъюнктивов заложились задолго до кайнозоя, а затем неоднократно активизировались на различных этапах тектонического развития территории. Одним из интенсивных воздействий на земную кору рассматриваемого региона было палеозойское сжатие в направлении СЗ-ЮВ, когда по северо-восточным разломам произошли масштабные

взбросовые и надвиговые перемещения [1, 9, 10, 11]. Кайнозойская история тектонических подвижек характеризовалась неоднозначностью: на раннеорогенной стадии рифтогенеза доминировали сдвиговые перемещения, а на позднеорогенной – сбросовые [4, 16]. Поэтому среди объектов наших геофизических исследований, кроме перечисленных выше сбросовых дизъюнктивов,

почти половину составляли северо-восточные сдвиги, характеризующиеся на современном этапе развития рифта меньшей активностью по сравнению со сбросами.

Результаты исследований разломов Байкальского рифта геофизическими методами можно разделить на две группы. В первом случае итогом интерпретации является выделение в качестве разломных широких (первые километры) аномальных по физическим свойствам зон, которые вряд ли представляют единый дизъюнктив. В противоположность этому во втором случае поперечные размеры выявленных разломных зон малы (первые метры), т.к. представляют полосы проявления тектонитов у сместителей магистрального типа. Промежуточные оценки ширины разломных зон по геофизическим данным, согласующиеся с принятыми здесь представлениями об объекте исследования, для территории Приольхонья не известны.

Среди зарубежных работ близким к развиваемому нами подходом отличается серия публикаций [14, 15, 18, 21,], в которых принято, что кроме тектонитов к разломной зоне относится и так называемая зона разрушения (damaged zone), выделяющаяся в окружающем горном массиве высокой плотностью разнотипных разрывов и играющая важную роль в миграции рудоносных флюидов. Среди упомянутых публикаций отметим статью С.Е.Шульца и Дж.П.Эванса, в которой представлены исследования одного из сдвигов дизъюнктивной системы Сан-Андреас (США, Калифорния) и показаны разные возможности структурных, геофизических и геохимических методов при выделении внешних границ зоны разрушения.

Таким образом, главными задачами проведенных нами исследований были следующие:

- 1) Подобрать и реализовать в условиях Приольхонья полевые методы тектонофизики и геофизики, позво-

ляющие изучать физические поля, которые наилучшим образом отражают структуру разломных зон.

- 2) Применить единые критерии выделения разломных зон и сопоставить положение их границ в полях различной физической природы.
- 3) Выявить особенности проявления внутренней структуры разломных зон в эманационном (радон и торон) и магнитном полях, а также в поле кажущегося удельного электрического сопротивления.

Методы исследований

Для изучения разломных зон Приольхонья использовались тектонофизические и геофизические методы. Первые, кроме структурно-геологических способов картирования разломов и трещиноватости, включали специальные способы реконструкции полей напряжений с определением типа подвижки по разломным сместителям [5, 9]. С помощью геофизических методов исследовались только те дизъюнктивы, внутреннее строение которых было в достаточной степени изучено на этапе *геолого-структурных исследований*. Основу последних составляла детальная документация поверхностей скольжения и трещиноватости в серии коренных выходов горных пород, представляющих каждую разломную зону и располагающихся на близком расстоянии от геофизических профилей. Был сформирован обширный банк структурно-геологических данных по 135 точкам наблюдения, в 95 из которых сделаны статистические замеры элементов залегания трещин. Итогом обработки фактического материала стали структурные разрезы, соответствующие каждому из выбранных для дальнейших исследований дизъюнктивов. Эти разрезы позволили определить характер зональности структуры дизъюнктивов, включая оценку поперечных размеров полос проявления тектонитов главного сме-

стителю и подзон распространения разрывов 2-го порядка. Для оценки ширины зоны повышенной трещиноватости, обрамляющей представленную наиболее крупными разрывами осевую часть дизъюнктива, использовалась плотность трещин на квадратный или погонный метр (D), измеренная с определенным шагом вдоль каждого структурного разреза (рис. 2).

Из большого числа *геофизических методов* для изучения разломных зон были выбраны радон-тороновая эманационная съемка, магнитная съемка и электроразведка методом симметричного электрического профилирования. Эти методы традиционно считаются наиболее информативными при изучении разрывных нарушений и трещиноватости горных пород. В то же время, они характеризуются высокой производительностью и простотой реализации в поле, что позволило за сравнительно короткое время сформировать необходимый банк численной информации об объемном распределении геофизических полей в пределах разломных зон и на их флангах.

Эманационная радон-тороновая съемка проводилась при помощи полевого радиометра РРА-01М-03, позволяющего одновременно измерять объемную активность радона-222 (Q , Бк/м³) и количество распадов торона (N) в пробе почвенного воздуха, забор которого осуществлялся при помощи пробоотборного устройства ПОУ-04. Измерения выполнялись в соответствии с прилагающимися к приборам инструкциями и с учетом результатов собственных методических экспериментов, позволивших снизить влияние на величину Q атмосферного давления, температуры и влажности воздуха. Измерения производились днем (с 10 до 20 часов) в сухую погоду, причем проба воздуха закачивалась с глубины 50 см, где влияние перечисленных метеофакторов ослаблено. Общий объем эманационной съемки составил 45 профилей, пункты

измерений на которых располагались с шагом 10-15 м со сгущением до 5 м в центральной части зон.

Для измерения модуля полного вектора магнитной индукции T применялся протонный магнитометр ММП-203, обеспечивающий точность измерений порядка 1 нТл. Во время съемки датчик располагался на высоте 2 м по отношению к поверхности земли. При проведении съемок методом электрического профилирования использовалась симметричная установка с разносом между питающими электродами $AB=20$ м. Такая установка позволяет оценить удельное электрическое сопротивление ρ горных пород в интервале глубин от 2 до 7 м. Геофизические профили ориентировались перпендикулярно по отношению к разломным зонам.

При выполнении измерений электроразведочная установка располагалась вдоль профилей. Всего измерения магнитного поля были выполнены в 1663 пунктах (41 профиль), а удельного электрического сопротивления ρ_k – в 1023 пунктах (30 профилей).

Измерения упомянутыми геофизическими методами были проведены на одних и тех же профилях. При этом пункты эманационной съемки совпадали с местами замеров параметров ρ и T , распределения которых, как правило, изучались с большей детальностью. Длина геофизических профилей определялась необходимостью полного пересечения разломной зоны с выходом на ее периферию к фоновым значениям параметров изучаемого физического поля.

Результаты исследований

Фактические данные, полученные на отдельных участках при профильных или площадных исследованиях, иллюстрируются на примере разломных зон, отделяющих от «материка» мысы Онтхой (см. рис. 2) и Улирба (рис. 3).

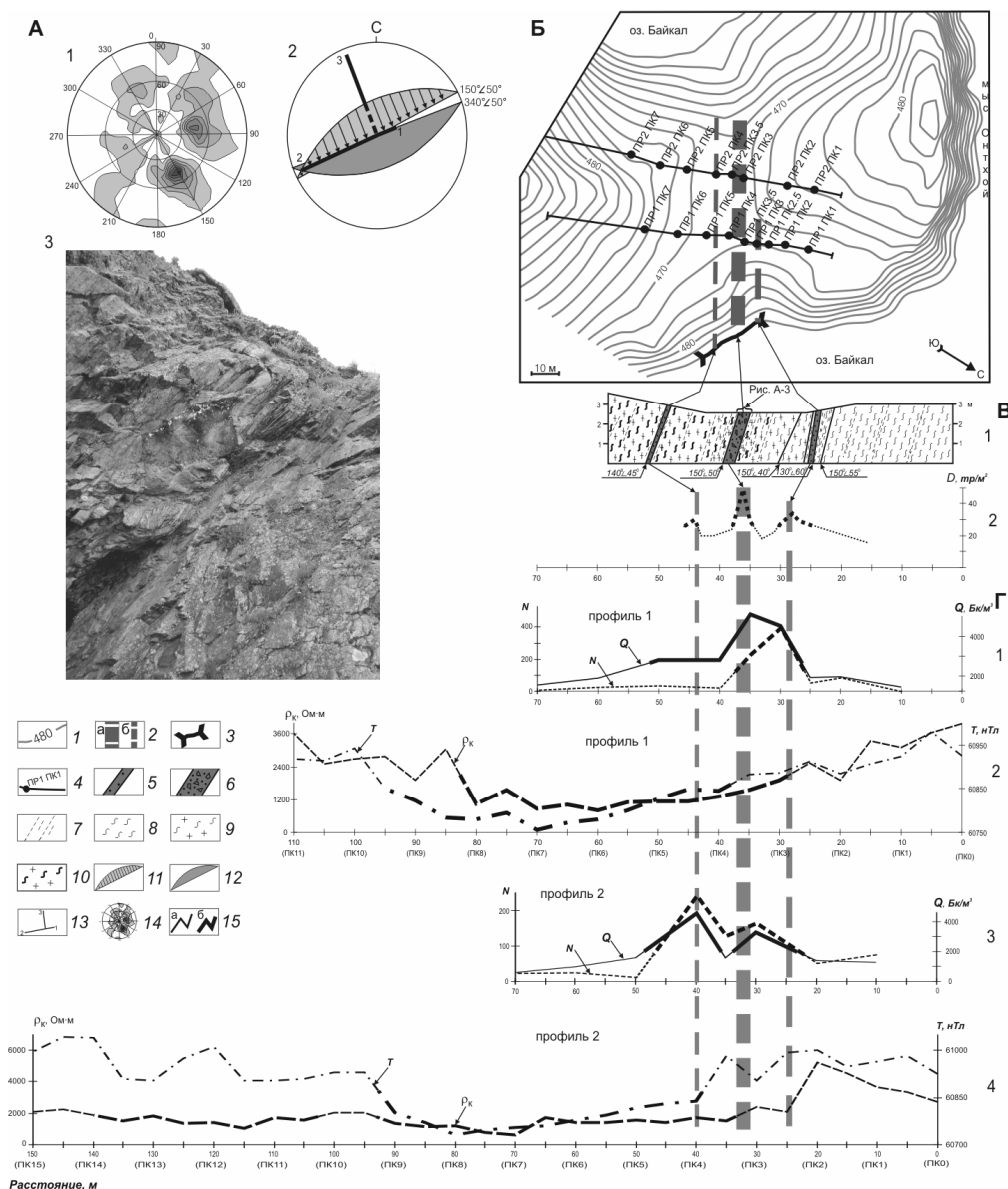


Рис. 2. Результаты структурно-геологических, геоморфологических и геофизических исследований разломной зоны на мысе Онтхой в Приольхонье: А – результаты структурно-геологических исследований: 1 – диаграмма трещиноватости, 2 – реконструкция поля напряжений, 3 – фотография коренного выхода, с главным сместителем разломной зоны; Б – расположение геофизических профилей; В – результаты тектоно-структурного анализа: 1 – структурно-геологический разрез, 2 – график вариаций плотности трещин в 1 м^2 (D) коренного выхода; Г – объемная активность радона (Q), количество распадов торона (N), кажущееся удельное электрическое сопротивление (ρ_k) и полный вектор магнитной индукции (T), измеренные вдоль профилей 1 (Г, 1-2) и 2 (Г, 3-4): 1 – горизонталь рельефа; 2 – главный (а) и второстепенные (б) сместители разломной зоны; 3 – линия структурно-геологических наблюдений вдоль берегового обрыва; 4 – линии геофизических профилей; 5-6 – второстепенные (5) и главный (6) сместители, представленные разнотипной брекчией дробления; 7 – интенсивно трещиноватые участки коренного выхода; 8 – гнейсы; 9 – гранито-гнейсы; 10 – древние милониты; 11-12 – плоскости сопряженных сколов, по которым определялись оси напряжений и направление скольжения (стрелки) по главному сместителю разломной зоны; 13 – оси напряжений (1 – ось сжатия, 2 – промежуточная, 3 – ось растяжения); 14 – диаграмма трещиноватости; 15 – участки графиков с величинами соответствующего параметра, меньшими (а) и большими (б) среднего арифметического значения по профилю

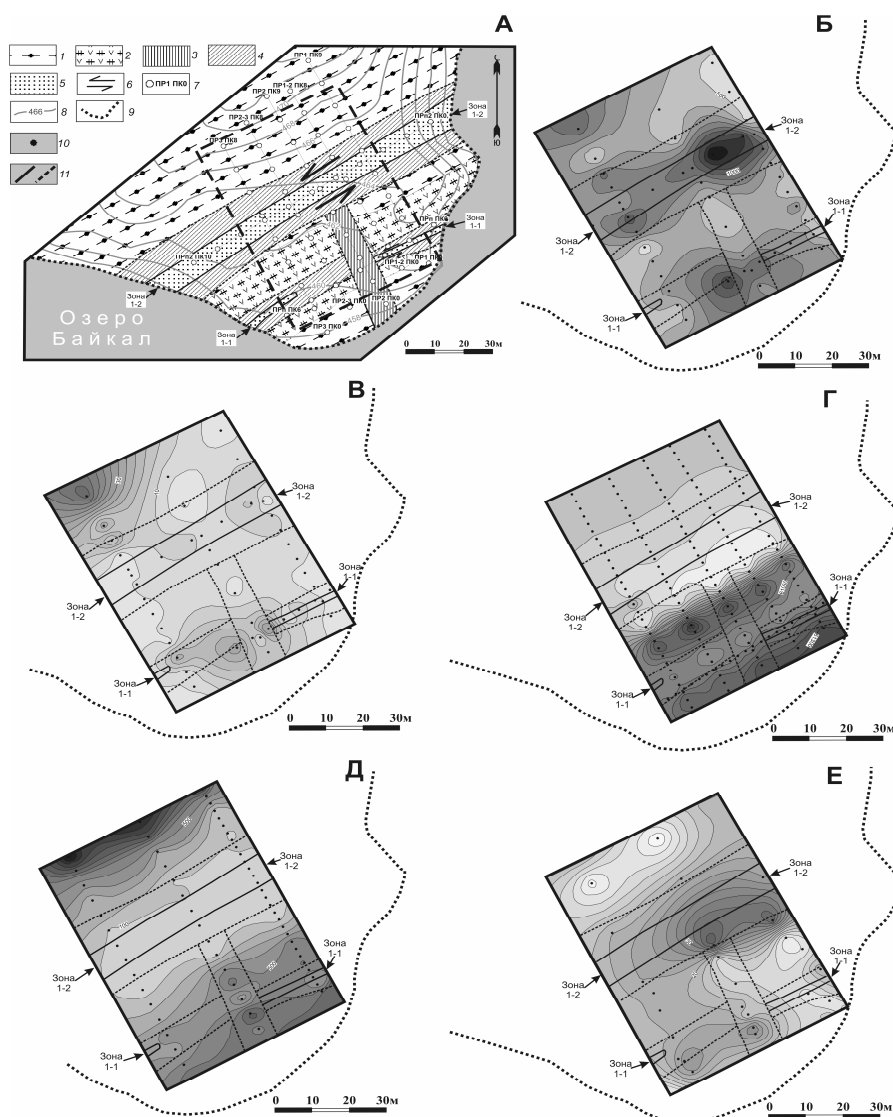


Рис. 3. Результаты площадных структурно-геологических и геофизических исследований разломных зон № 1-1 и 1-2 на мысе Улирба в Приольхонье: А – геолого-структурная карта (пунктирный контур – площадь, представленная на рис. 3, Б-Е); Б-Е – карты, на которых в изолиниях показаны распределения значений: Б – объемной активности: радона (Q), В – количества распадов торона (N), Г – полного вектора магнитной индукции (T), Д – кажущегося удельного электрического сопротивления (ρ_k), Е – плотности трещин в 1 пог. метре коренного выхода (D); 1 – биотитовые гнейсы; 2 – амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 3 – зона повышенной трещиноватости; 4-5 – строение разломных зон № 1-1 и 1-2: 4 – подзона разрывов 2-го порядка и сопутствующей трещиноватости, 5 – подзона главного сместителя; 6 – направление смещения крыльев; 7 – точки геофизических наблюдений и индексация их крайних пикетов (для рис. А); 8 – изолинии рельефа; 9 – береговая линия; 10 – точки наблюдений для данного метода (для рис. Б-Г); 11 – границы разломных зон и их подзон по структурным данным (для рис. Б-Г)

Они включают геоморфологические и структурно-геологические материалы. Здесь же представлены результаты радон-тороновой съемки, а также магнито- и электроразведки в виде графиков или карт параметров Q , N , T , ρ_k , D по одним и тем же профилям или участкам. Рис. 2,3 иллюстрируют те особенности выраженности разломных зон в разнотипных геофизических полях, которые являются наиболее общи-

ми для изученных в Приольхонье дизъюнктивов. Ниже дается подробная характеристика измеренных геофизических полей. Выделение связанных с разломами аномалий каждого поля (включая поле плотности трещин) независимо от его природы осуществлялось по единой методике: аномальная зона трассировалась величинами, большими или меньшими (в полях разного типа), чем среднее по выборке (обычно – по профилю) значение

рассматриваемого параметра.

Объемная активность радона на каждом из профилей, пересекающих разломные зоны, положение последних отчетливо фиксируется наибольшими для данного участка значениями. Иногда дизъюнктив выделялся в виде единого максимума с постепенным или ступенчатым повышением объемной активности от периферии к наибольшему значению в центральной части (см. рис. 2, Г-1; рис. 3-Б, зона № 1-2 на профилях 1 и 2). Часто наиболее крупные из сместителей разломной зоны проявляются на участках аномальных значений Q в виде локальных экстремумов: максимумов при заполнении сместителя трещиноватой разломной брекчией (см. рис. 2, Г-3) и минимумов, если тектонитом является глина трения (см. рис. 3-Б, зона № 1-1 на профиле 1). В случае, когда аномалией Q выделялась серия частных сместителей, поперечный размер всей зоны оценивался по внешним ограничениям крайних участков аномальных значений объемной активности радона. Границы отрезков профиля с аномальными величинами Q практически совпадают с границами зоны проявления сместителей и сопутствующей трещиноватости, плотность которой превышает значение, среднее для профиля. Для участков профилей, где результаты структурных и эманионной съемок отчетливо согласуются друг с другом, наблюдается значимая корреляция между Q и D . Для таких участков справедливо усредненное по всем разломным зонам соотношение $M_D / M_Q \approx 0.7$, где M_Q и M_D – оценки ширины разломной зоны по размеру участков аномальных значений объемной активности радона и плотности трещин, соответственно.

Анализ материалов радоновой съемки свидетельствует о том, что, несмотря на отличия в распределении Q для отдельных объектов, можно выделить общие особенности объемной активности радона в разломных зонах Приольхонья. Отличия в форме и величинах аномалий Q на разных профилях,

пересекающих один и тот же дизъюнктив (см. рис. 2, Г-1,3; рис. 3-Б, зона № 1-2 на профилях 1 и 2), а также изменения рассматриваемого параметра вдоль разломных зон (см. рис. 3-Б) свидетельствуют о неравномерности распределения объемной активности радона по простиранию дизъюнктивов.

В поперечном направлении объемная активность радона характеризуется еще более ярко выраженной изменчивостью, проявляющейся в уменьшении значений параметра Q от максимума в приосевой части к периферии. При этом участок аномальных значений обычно асимметричен: в висячем крыле разломной зоны он имеет большую протяженность и характеризуется меньшим градиентом, чем в лежащем (см. рис. 2, Г-1). Отмеченные закономерности проявления активности радона согласуются с особенностями строения разломных зон [8, 9], для которых в целом характерно увеличение плотности трещин и разрывов 2-го порядка от периферии к центру, чередование максимумов и минимумов данного параметра в продольном направлении, а также большая нарушенность одного из крыльев (обычно висячего).

Таким образом, главным фактором выявленной пространственной изменчивости объемной активности радона является неоднородная проницаемость горного массива для газов, вызванная неравномерностью процесса разрывообразования в разломной зоне. Этот вывод подтверждает значимый коэффициент корреляции (0.72) между параметрами Q и D , измеренными на располагающихся рядом поперечных профилях структурной и эманионной съемок, которые пересекали каждую из изученных разломных зон. Отсутствие технической возможности измерения и последующего сопоставления объемной активности радона и плотности трещин в одних и тех же точках (забор пробы воздуха производился из под почвы, которая перекрывает пригодные для измерения D коренные породы) объясняет отличие коэффициента корреляции от единицы. Кроме высокой восприимчивости поля радона к изменению

дислоцированности пород в разломной зоне, отличие коэффициента корреляции от единицы обусловлено вариациями метеоусловий, слабой изученностью временных изменений интенсивности излучения источника и др. В целом же полученные материалы не дают оснований сомневаться в том, что активность радона в разломных зонах контролируется преимущественно степенью нарушенности их субстрата.

Количество распадов торона, измеренное вдоль геофизических профилей, характеризуется более сложной пространственной изменчивостью по сравнению с объемной активностью радона. Иногда форма графиков параметра N практически совпадает с формой графиков объемной активности радона (см. рис. 2, Г-1, 3). В других случаях графики N и Q в целом подобны и отличаются лишь в деталях. Наконец, на некоторых профилях при выделении разломных зон по аномальным значениям обоих параметров обнаруживается существенное несовпадение формы графиков (см. рис. 3, Б-В). Иногда их пики приурочены к располагающимся рядом точкам измерений; подобная ситуация отмечалась ранее при изучении наиболее крупных разломов Байкальской рифтовой зоны [3]. В других ситуациях эманации радона трассируют главный сместитель, а эманации торона – его крылья. Учитывая, что характер эманаций в обоих случаях определяется проницаемостью субстрата разломной зоны, логично предположить, что несовпадение пространственного распределения эманаций связано с отличием периодов полураспада радона и торона. Поскольку период полураспада торона ($T_{1/2} = 54.5$ сек) в несколько тысяч раз меньше периода полураспада радона ($T_{1/2} = 3.8$ сут.), более сложное пространственное распределение количества распадов торона отражает преимущественно близповерхностную картину нарушенности пород в зоне разлома.

Кажущееся удельное электрическое сопротивление. Изученные разло-

мы выделяются аномалиями кажущегося удельного электрического сопротивления ρ_k горных пород, причем за исключением одного случая речь идет об аномально низких значениях ρ_k . Для сравнительно небольших разломов аномальные участки, выявленные по значениям Q и ρ_k , пространственно совпадают. Практически у всех крупных разломов Приольхонья (Приморский, Кучелгинский, Улирбинский, Куркутский) ширина аномалии ρ_k в 2 и более раз превышает размер участка аномальных значений Q (см. рис. 2, Г; рис. 3, Б, Д), причем последний, как правило, занимает краевую часть минимума графика ρ_k , центр которого смещен в висячий блок (см. рис. 2, Г). В некоторых случаях это объясняется различием сопротивления пород в крыльях при их вертикальном перемещении по разломной зоне сбросового типа. В случае, иллюстрируемом рис. 2, а также в ряде других структурных ситуаций, причиной отмеченного несоответствия является то, что в поле ρ_k отражается крупная зона древнего разлома, тогда как газовые эманации маркируют лишь ее краевую часть, наиболее активную на современном этапе рифтогенеза. Причиной аномально низких сопротивлений в таких зонах может являться отличие их субстрата от вмещающих пород как по петрофизическим свойствам (милониты и катаклазиты), так и по условиям обводненности (вследствие большей дислоцированности).

Магнитное поле иногда отражает наличие разломной зоны примерно также, как поле ρ_k в рассмотренном выше случае (см. рис. 2, Г). Однако по большому счету в пространственном распределении модуля полного вектора магнитной индукции разломные зоны Приольхонья выражены наименее отчетливо. В зависимости от контраста магнитных свойств тектонита и контактирующих по сместителю горных пород разломы не проявляются (2 случая) или проявляются в магнитном поле аномальными зонами. В последнем случае это могут быть участки минимальных или максимальных значений T , но чаще всего (7 случаев) – это участки градиентных изменений данной

величины вдоль профиля (см. рис. 3, Г).

Обсуждение результатов

В первом приближении дизъюнктивы центральной части Байкальского рифта выделяются максимумами эманий радона и торона, минимумами кажущегося удельного электрического сопротивления горных пород и градиентными изменениями магнитного поля. Следует подчеркнуть, что выделяются не единичные сместители, а довольно широкие зоны, сложное внутреннее строение которых по-разному отражается в полях различной физической природы. Это подтверждается количественными показателями, характеризующими пространственную связь между аномалиями различных геофизических полей. Значимые корреляционные зависимости обнаружены лишь для эманий радона и торона, да и то не на всех участках. Что же касается корреляционных связей между модулем полного вектора магнитной индукции и удельным электрическим сопротивлением, а также между этими параметрами и характеристиками эманионных полей, то они отсутствуют. Таким образом, хотя нет сомнений, что дизъюнктивы Приольхонья выделяются в различных геофизических полях, каждое из изученных полей отражает отдельные, специфические особенности внутреннего строения разломных зон.

Это можно наглядно проиллюстрировать на примере Кучелгинского, Улирбинского, Куркутского и других главных структурообразующих разломов Приольхонья, которые были изучены с оптимальной детальностью. Сопоставление геофизических и структурно-геологических данных показало, что, как и Приморский разлом [12], упомянутые дизъюнктивы представляют зоны многократной активизации, для которых докайнозойский тектогенез был более масштабным по сравнению с современным рифтообразованием. Поэтому рассматриваемые разломы выделяются в виде широких зон древ-

них тектонитов, трассируемых явно выраженными аномалиями ρ_k , а иногда и магнитного поля. Раннекайнозойские сдвиговые и позднекайнозойские сбросовые перемещения, как правило, охватывают зоны древних бластомилонитов лишь частично, что находит отражение в размерах, форме и амплитуде эманионных аномалий. Обычная приуроченность последних к краевым участкам минимальных значений ρ_k для сбросовых разломов объясняется тем, что кажущееся удельное сопротивление крыльев различно в зависимости от степени их нарушенности разрывами или наличия контакта (по сместителю) пород с отличающимися удельными сопротивлениями.

Эманионные аномалии различной природы могут по-разному отражать строение разломной зоны, активной на современном этапе тектогенеза. Пространственное распределение торона характеризует преимущественно близповерхностную часть зоны разлома. Поскольку период полураспада данного радиоизотопа мал, содержание торона отличается значительной изменчивостью, которая не всегда прямо связана со степенью тектонической нарушенности субстрата. Радон, имеющий больший период полураспада и обладающий способностью перемещаться с потоками метана, водорода, гелия и других газов [20, 22], в значительной мере отражает структуру активной разломной зоны.

В целом распределение радона характеризуется изменчивостью вдоль и вкрест простирания разломной зоны в соответствии с пространственной неравномерностью процесса разрывообразования. Обобщение полученных в Приольхонье данных и их сопоставление с материалами выполненных ранее эманионных съемок [2, 3, 9, 17, 19, 23] позволяет предложить принципиальный, т.е. построенный без учета осложняющих неструктурных факторов, разрез разломной зоны, отражающий закономерности ее радоновой активности в зависимости от особенностей внутреннего строения (рис. 4).

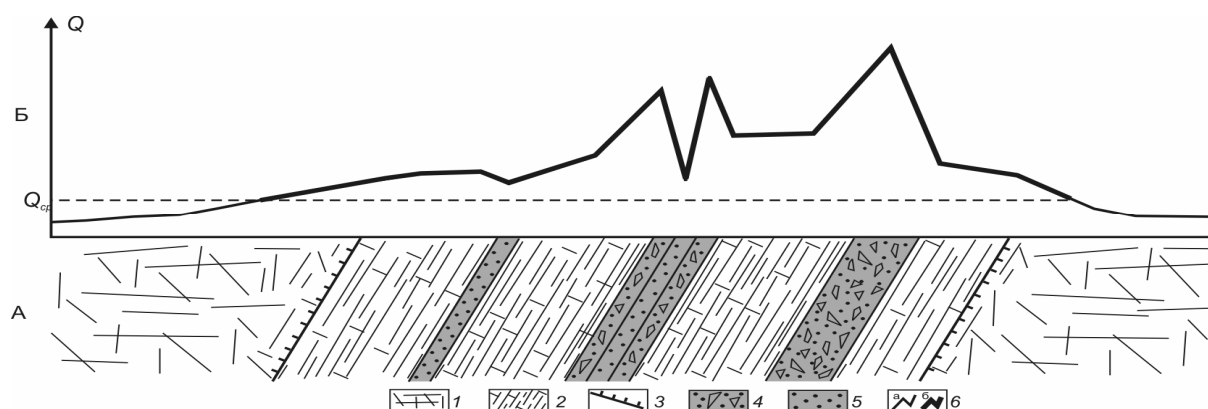


Рис. 4. «Типичный» разрез разломной зоны (А) и «обобщенный» график объемной активности радона (Б), иллюстрирующие связь пространственного распределения активности радона с внутренним строением разломной зоны: 1 – хаотическая, «фоновая» трещиноватость горного массива; 2 – трещинная сеть, характеризующаяся системностью и повышенной плотностью трещин; 3 – границы разломной зоны; 4, 5 – участки сместителя, выполненные соответственно брекчией дробления и глиной трения; 6 – участки графика, для которых величина объемной активности радона (Q) меньше (а) или больше (б) среднего арифметического значения по профилю

В поле объемной активности радона разломная зона выделяется в виде положительной аномалии, поперечные размеры которой примерно в 1.4 раза превышают ширину полосы повышенной плотности открытых трещин, по-видимому, за счет ее обрамления по периферии участками интенсивного проявления микротрещиноватости, проницаемой для газа. Форма аномалии характеризуется асимметрией, выражающейся ее расширением в более нарушенном разрывом висячем крыле. На фоне общего увеличения объемной активности радона от краевых частей к оси имеют место флуктуации активности, положение и размер которых обусловлены наличием сместителей разломной зоны, выраженных тектонитами. При переработке материала крыльев до глины эти локальные аномалии представлены минимумами, в случае наличия пронизанной микротрещинами разломной брекчии – максимумами.

Заключение

Применение комплекса экспрессных методов полевой тектонофизики и геофизики для изучения разломов Приольхонья позволило получить уникаль-

ную информацию по состоянию структуры и физических полей в разломных зонах земной коры региона, отличающегося многоэтапной историей тектонического развития. Анализ структурных и геофизических данных дал возможность установить, что границы разломных зон отчетливо выделяются в каждом из полей по аномальным, т.е. отличающимся от среднего, значениям характеризующих их параметров. Сопоставление поперечных размеров полученных таким способом аномальных зон, сравнение на качественном уровне характера выраженности отдельных структурных элементов разломов в разных геофизических полях и корреляция их параметров друг с другом позволили сделать выводы, которые можно распространить на существенно больший круг объектов, чем дизъюнктивы центральной части Байкальского рифта. В краткой формулировке эти выводы сводятся к следующему.

1. Разломные зоны как сложные трехмерные структурные элементы земной коры проявляются в особенностях пространственного распределения радона и торона, модуля полного вектора магнитной индукции и удельного электрического сопротивления, причем детали этих распределений

- отражают разные особенности внутреннего строения дизъюнктивов.
2. Наибольшей неоднозначностью в плане структурной интерпретации отличается магнитное поле, поскольку в нем отражается специфическое свойство субстрата, присутствие которого в дислоцированном горном массиве или образовавшемся тектоните не является обязательным. Более информативным является удельное электрическое сопротивление, на пространственное распределение которого влияет как вещество, так и структура: степень нарушенности горного массива в близповерхностном слое напрямую связана с его обводненностью, что отчетливо фиксируется значениями электрического сопротивления. Поэтому по пространственному распределению удельного сопротивления, измеренному в пределах и на флангах крупных разломов Приольхонья, удалось выделить в одних случаях широкие зоны тектонитов, образовавшихся при масштабных тектонических событиях на докайнозойских этапах развития территории, а в других – узкие полосы интенсивно нарушенных пород, представляющих активизированную в кайнозойскую часть древних дизъюнктивов. Наиболее отчетливо активные разломные зоны проявляются в полях газовых эманацій, прежде всего радона, поскольку торон ввиду малого периода полураспада отражает проницаемость преимущественно близповерхностного слоя, которая контролируется в том числе и не тектоническими процессами.
 3. Главные закономерности внутренней структуры разломных зон земной коры находят отчетливое отражение в пространственном распределении радона, т.к. его активность пропорциональна степени нарушенности горного массива разноранговыми разрывами. Активные разломы проявляются в виде широких зон аномальных значений объемной

активности радона, поперечные размеры которых в Приольхонье примерно в 1.4 раза превышают ширину зон повышенной трещиноватости, сформировавшихся в результате перемещения крыльев. Радоновые аномалии над разломами демонстрируют ярко выраженную продольную и поперечную неоднородность, обусловленную изменчивостью проницаемости субстрата разломной зоны для газовых эманацій. Типичная или «обобщенная» аномалия характеризуется неравномерным повышением радоновой активности от периферии к ее осевой части. На фоне этого повышения наблюдается серия локальных максимумов и минимумов, маркирующих положение отдельных сместителей с проницаемыми или непроницаемыми для газа тектонитами.

Таким образом, даже без влияния рудоносных флюидов, осложняющих картину деформаций субстрата в разломных зонах, связанные с ними физические поля характеризуются закономерной пространственной изменчивостью. Последняя отражает неравномерность процесса разломообразования и должна учитываться при использовании геофизических методов в рудной геологии. Установленные закономерности отражения структуры разломных зон в пространственном распределении радона, электрического сопротивления и модуля полного вектора магнитной индукции могут стать основой единого комплекса методов полевой геофизики, оптимального для проведения поисково-разведочных работ в условиях, сходных с существующими в Приольхонье. В то же время при обосновании методического комплекса и интерпретации результатов геофизических съемок необходимо учитывать, что присутствие рудного вещества в большей или меньшей степени скорректирует геофизический имидж разломной структуры.

Авторы благодарны к.г.-м.н. А.С. Гладкову, инженеру Е.И. Когуту и другим коллегам за помощь в сборе полевых материалов по трещиноватости и разломам Прибайкалья.

Библиографический список

1. Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1990. –103с.
2. Войтов Г.И. Прогнозное значение радиевых и радоновых полей подземных водно-газовых систем Средней Азии // Физ. Земли. – 1998. -№7. –С.72-84.
3. Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков В.А. и др. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны (ртуть, радон и торон) // Докл. РАН. -2006. –Т.409, №3. –С.389-393.
4. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. -Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. –252с.
5. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. –М.: Недра, 1992. –295с.
6. Плешанов С.П., Ромазина А.А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта // Проблемы разломной тектоники. – Новосибирск: Наука, 1981. – С.129-141.
7. Семинский Ж.В., Семинский К.Ж. Тектонофизический анализ обстановок локализации рудных полей и месторождений в разломных зонах земной коры // Геология рудных месторождений. –2004. –№6. –С.695-708.
8. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. –Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. –243с.
9. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В. и др. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. –293с.
10. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. –Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. –154с.
11. Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. –1997. –№6. –С.56-71.
12. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. –Новосибирск: Наука, 1977. – 102с.
13. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). –Новосибирск: Наука, 1983. –112с.
14. Caine J.S., Evans J.P., Forster C.B. Fault zone architecture and permeability structure // Geology. 1996. V.24. P.1125-1128.
15. Chester F.M., Logan J.M. Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl Fault zone, California // Pure and Applied Geophysics. 1986. V.124. P.79-106.
16. Delvaux D., Moyes R., Stapel G. et al. // Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Pt. II: Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V.282. P.1-38.
17. Ioannides K., Papachristodoulou C., Stamoulis K. et al. Soil gas radon: a tool for exploring active fault zones // Applied Radiation and Isotopes. 2003. V.59. P.205-213.
18. Kim Y.S., Peacock D.C.P., Sanderson D.J. Fault damage zones // J. of Struct. Geol. 2004. V.26. P.503-517.
19. [King C.-Y.](#), [Zhang W.](#), [King B.-S.](#) Radon anomalies on three kinds of faults in California Pure and Applied // Geophysics PAGEOPH. 1993. V.141 (1). P.111-124.
20. [Lachassagne P.](#), [Pinault J.-L.](#), [Laporte P.](#) Radon-222 emanometry: A relevant methodology for water well siting in hard rock aquifers // Water Resources Research. 2001. V.37 (12). P.3131-3146.

21. Schulz S.E., Evans J.P. Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip faults // J. of Struct. Geol. 2000. V.22. P.913-930.

22. Varhegyi A., Baranyi I., Somogyi G. A model for the vertical subsurface

radon transport in “geogas” micro-bubbles // Geophys. Transaction. 1986. V.32. B3. P.18-37.

23. [Zhang X.-J.](#), [Zhang H.](#), [Su H.-J.](#) et al. Geochemical feature of radon and mercury across Liujiapu active fault // Earthquake. 2005. V.25 (4). P.87-92.

Исследования выполнены при поддержке СО РАН (проект ОНЗ-6.13) и РФФИ (проект 07-05-00061).

Рецензент: доктор геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного университета А.П. Кочнев

УДК [553.98 (47)]

А.Н.Иванов¹, Л.А.Рапацкая²

ФОРМИРОВАНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТ-БАЗИТОВЫХ СЕРИЙ ГАББРОИДНЫХ ТЕЛ

Рассчитана термо-динамическая модель формирования гранит-базитовых серий в термостатированном поле рама-массив в интервале температур от 1000 до 750 °С. Обоснован механизм образования пегматитовых полей различной минерагенической специализации в габброидных телах. *Ключевые слова:* гранит-базитовая серия, термо-динамическая модель, минерагения.

Библиогр. 5 назв. Ил. 5

A.N.Ivanov, L.A.Rapatskja

THE FORMING OF GRANITE-BASIC SERIES GABBROIC BODIES AND THEIR ORE EMPLACEMENT

Thermal-dynamic model forming of the granite-basic series in thermal-constant fields frame-massif is calculation in interval of temperature from 1000 -750 ° C. Mechanism of generation pegmatoid fields in the different mineragenic specialization of gabbroic bodies.

Key words: granite-basic system, thermal-dynamic model, minerageny.

Sources 5, illus. 5

Введение

Главными механизмами расслоения габброидов при внедрении расплавов и их кристаллизации являются ликвация, тектоническое фракционирование и кристаллизационная дифференциация. Все эти механизмы хорошо аргументированы, детально разработаны и являются на сегодняшний день отечественной петрологической классикой.

Пожалуй, наиболее дискуссионной остается проблема повсеместного сонахождения с габброидами гранитоидов. Одни авторы считают гранитоиды естественными продуктами дифференциации

базитового расплава. Наиболее последовательный петролог, развивающий эту модель, Г.Б.Ферштатер считает габбро-гранитные серии естественными производными кристаллизационной дифференциации основных расплавов [4]. Другие, например, G.F. West, считают, что в случае такой дифференциации на долю гранитов должно приходиться девять долей ультраосновного остатка, что в действительности не наблюдается [5]. Третьи, и их большинство, объясняют положение гранитоидов, особенно тяготеющих к периферии габброидных тел, поздней наложенной гранитизацией.

¹Иванов Александр Николаевич, доктор геол.-минералог. наук, профессор Иркутского государственного технического университета, тел.: 40-56-87

Ivanov Alexander Nikolayevich, doctor geology-mineralogical of sciences, professor Irkutskogo gosudarstvennogo tehnikeskogo university, tel.: 40-56-87

²Рапацкая Лариса Александровна, кандидат геол.-минералог. наук, профессор Иркутского государственного технического университета, тел.: 428-928

Rapatskaja Larisa Alexandrovna, candidate geology-mineralogical of sciences, professor. Irkutskogo gosudarstvennogo tehnikeskogo university, tel.: 428-928

Разработанная нами модель не является универсальной. Более того, она не объясняет некоторые процессы эволюции магмы, например, изменение температуры, давления и объёма вещества в процессе фазового перехода расплав $\rightarrow$ твёрдая фаза.

Закономерности дифференциации расплава и его взаимоотношений с вмещающим субстратом широко обсуждаются, также как и наложенная гранитизация, связываемая с воздействием на уже «холодные» базитовые тела гранитных расплавов, обогащенных флюидами, вследствие их принудительного интрудирования. В связи с этим наименее изученной остаётся проблема генерации и эволюции гранитных расплавов от момента полной кристаллизации (консолидации) базитов до полной кристаллизации сопутствующих им гранитоидных производных магматического и постмагматического этапов становления. Этой проблеме и посвящена предлагаемая статья.

Исходные для расчета геологические данные

Диаметр массива габброидов (Бирхинский массив в Западном Прибайкалье, рис. 1) – 14,2 км; мощность массива (без учета эродированной части) по геофизическим данным Е.Х. Турутанова и М.Е. Новосёловой – 4 км; расход флюида соответствует естественному литосферному потоку без учета усадки при кристаллизации – $Q_{\text{фл}} = 10^{-9}$ г/см²; скорость этого теплового потока над невозбужденной мантией равна скорости флюида 0,1 см/год и соответствует астеносферному тепловому потоку; K_p – коэффициент объёмного расширения, усреднённый для полиминерального субстрата – 0,0002 (0,00017 – 0,00023). Для

реализации аналитической модели (интеллектуальной системы моделирования) необходимо рассчитать относительно устойчивое температурное (термостатированное) поле, при котором породы субстрата (рамы) и породы массива сохраняли бы достаточно продолжительное время одинаковый режим температурной эволюции в раме и массиве на протяжении времени $\tau_i \rightarrow \tau_{\text{пр}}$, где τ_i – время формирования термостатированного поля, а $\tau_{\text{пр}}$ – время достижения температуры гранитной эвтектики ($T_{\text{пр}} = 750^\circ\text{C}$). Очевидно, что стабильное термостатированное поле возникает после кристаллизации массива при его структурной и термодинамической гомогенизации, когда агрегатное состояние пород массива и рамы относительно одинаковое, а $T_k = 1000^\circ\text{C}$. Иначе говоря, термостатированное поле в раме и массиве будет существовать в промежутке температур от 1000 до 750°C при условии, что в этом температурном интервале $T_p = T_m$ на фоне непрерывного падения температуры в системе рама – массив.

Расчетные параметры, использованные при моделировании

Объем массива $V_m = 633 \text{ км}^3$; $\Delta T_m \geq 200^\circ\text{C}$ – потери массивом исходной температуры за период $\Delta \tau_i$; $\Delta T_{\text{пр}} = 250^\circ\text{C}$ – потери температуры термостатированным полем за период $\Delta \tau_{\text{пр}}$; $\Delta V_m = 31,65 \text{ км}^3$ – сокращение объема массива при эволюции термостатированного поля за период $\Delta \tau_{\text{пр}}$; $\Delta L_m = 3,19 \text{ км}$ – сокращение диаметра массива за период $\Delta \tau_i$; $\Delta h_m = 1,28 \text{ км}$ – сокращение мощности массива за время $\Delta \tau_i$. $\Delta \tau_i = (\tau_i - \tau_0) = 3 \div 5$ млн. лет – продолжительность эволюции базитов от времени внедрения расплава до времени формирования термостатированного поля в

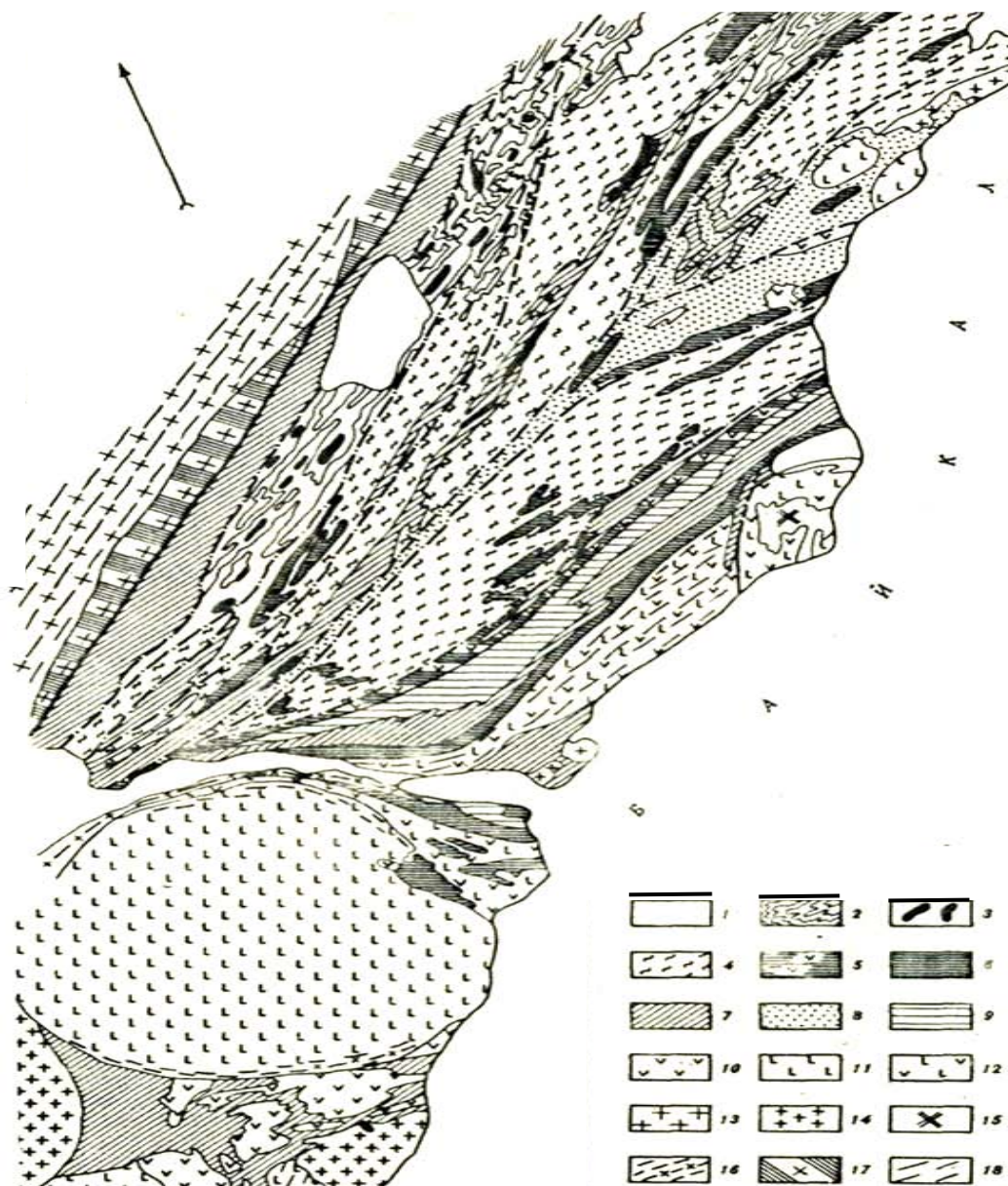


Рис. 1. Геолого-петрографическая карта Западного Прибайкалья. Составили А.С.Ескин и В.В.Эз: 1 – рыхлые отложения; 2 – переслаивание не выдержанных по мощности горизонтов мраморов, кристаллических сланцев и гнейсов, амфиболитов и мигматитов; 3 – наиболее крупные тела метабазитов и метаультрабазитов; 4 – мигматиты, гранито-гнейсы; 5 – 6 – реликтовые тела метабазитов среди мигматитов и гранито-гнейсов; 7 – мраморы нерасчленённые; 8 – переслаивание мраморов, кварцитов и кристаллических сланцев с эпидотом, амфиболом и пироксеном; 9 – микрогнейсы двуслюдяные с гранатом; 10 – метавулканиты основного и среднего состава; 11- габброиды нерасчленённые (в нижней части карты округлое габброидное тело – Бирхинский массив); 12 – габброиды и основные метавулканиты нерасчленённые; 13 – граниты приморские; 14 – граниты нерасчленённые; 15 – щелочные породы Тажеранского массива; 16 – зоны наложенной гранитизации; 17 – диафториты в зоне Главного разлома; 18 – зоны рассланцевания

зависимости от исходной температуры базитового расплава и насыщенности флюидами пород рамы). $\Delta\tau_{\text{пр}} = \tau_{\text{пр}} - \tau_i$ - продолжительность кристаллизации гранитного расплава в термостатированном поле, в рассматриваемом примере ≥ 5 млн. лет. Особенность этого процесса состоит в том, что продолжительность формирования гранитов никак не зависит от массы гранитного расплава, а всецело диктуется массой самого массива. Действительно, температура массива после полной кристаллизации базитов, то есть по достижении фазового перехода расплав $\rightarrow$ кристаллическая фаза, остается выше, чем температура гранитной эвтектики. Иначе говоря, и после перехода в твердую фазу массив неизбежно будет генерировать гранитный расплав в раме, если, как и в рассматриваемом примере, она сложена преимущественно гнейсами и кристаллическими сланцами, обогащенными гранитофильными петрогенными элементами.

Термодинамические условия процесса

В начальный период до становления термостатированного поля агрегатное состояние рамы – твердая кристаллическая фаза, массива – расплав. Максимально допустимая температура базитового расплава – 1400°C . Учитывая падение температуры при внедрении в холодную среду, условно для расчета принята $T \geq 1200^\circ\text{C}$, что будет сопровождаться адиабатическим падением давления и исходом флюидов как из расплава, так и из субстрата рамы. Исходя из этих условий, реальная температура полной кристаллизации базитового расплава равна 1000°C .

Термодинамические условия начальной стадии процесса:

$$V_p = V_o + \Delta V_p; V_m = V_o - \Delta V_m;$$

$$\text{при этом } \Delta V_p < \Delta V_m;$$

$$P_p = P_o + \Delta P_p; \quad (1)$$

$$P_m = P_o - \Delta P_m; \quad (2)$$

$$\Delta P_p < \Delta P_m; \quad (3)$$

$T_p = T_o + \Delta T_p; T_m = T_o - \Delta T_m; \Delta T_p < \Delta T_m$, где $\Delta V_p, \Delta P_p, \Delta T_p$ – приращения соответственно объема пород рамы, давления и температуры за период от внедрения массива до становления термостатированного поля за период $\Delta\tau_i$;

$\Delta V_m, \Delta P_m, \Delta T_m$ – абсолютная (без учета знака) величина приращения объема массива, давления и температуры за этот же период $\Delta\tau_i$.

Таким образом, в начальный период становления системы происходит разогрев пород рамы, сопровождающийся приращением объема и давления, значительным вытеснением флюидов на периферию системы, частичным расплавлением субстрата рамы (1) при общей направленности вектора энергетического оттока от массива к раме (3) соответственно с потерей энергетического запаса массивом (2).

После становления термостатированного поля агрегатное состояние рамы и массива резких отличий иметь не будет, хотя генерация гранитоидного расплава в раме неизбежно будет продолжаться с незначительным приращением объема. Со времени становления термостатированного поля в системе рама – массив на протяжении $\Delta\tau_{\text{пр}} = \tau_{\text{пр}} - \tau_i$ в полнокристаллической среде существует лишь гранитный расплав.

Термодинамические условия после становления термостатированного поля:

$$V_p = V_{pi} + \Delta V_{\text{пр}}; V_m = V_{mi} - \Delta V_{\text{пр}};$$

$$\text{при этом } \Delta V_{\text{пр}} > \Delta V_{\text{пр}};$$

$$P_p = P_{pi} + \Delta P_{\text{пр}}; \quad (4)$$

$$P_m = P_{mi} - \Delta P_{\text{пр}}; \quad (5)$$

$$\Delta P_{\text{пр}} > \Delta P_{\text{пр}}; \quad (6)$$

$$T_p = T_{pi} - \Delta T_{\text{пр}}; T_m = T_{mi} - \Delta T_{\text{пр}};$$

$$\Delta T_{\text{пр}} = \Delta T_{\text{пр}}.$$

В каждый конкретный момент времени $T_p = T_m \sim \text{const}$, при этом P_m будет падать, но при неравенстве $\Delta P_{\text{пр}} > \Delta P_{\text{пр}}$ вследствие приращения расплава и повышенного парциального давления в породах рамы. Также при незначительном сокращении объема массива $\Delta V_{\text{пр}} >$

$\Delta V_{\text{пм}}$, поскольку процесс сопровождается увеличением количества расплава в раме. Все это вызовет изменение первоначального вектора энергетического оттока в системе массив $\rightarrow$ рама (3) на противоположный рама $\rightarrow$ массив (6). Хотя величина этого оттока мала по сравнению с начальным периодом становления системы, тем не менее, он сопряжен с падением давления в массиве и с неизбежным перемещением в этом же направлении подвижного флюидного вещества рамы (расплав + раствор).

Обсуждение результатов моделирования

Модель охватывает три стадии формирования базитового интрузива. Первая (начальная) стадия – время от внедрения интрузива до его кристаллизации. Вторая стадия (после становления термостатированного поля) – время от кристаллизации базитового расплава до кристаллизации гранитного расплава. Третья стадия – время постмагматических изменений массива и рамы. В предлагаемой статье рассмотрены результаты моделирования лишь второй стадии процесса.

Здесь важно подчеркнуть, что *процесс идёт без дополнительных энергетических затрат на интродуцирование базитового массива* гранитным расплавом вследствие естественного перемещения подвижного вещества из области повышенного давления в область пониженного давления в эндоконтакты, апикальную и другие части массива. Этот процесс будет однонаправленным не только на протяжении $\Delta t_{\text{пр}}$, то есть до полной раскристаллизации гранитного расплава, но и на значительном промежутке времени после его кристаллизации – на послемагматическом этапе.

После τ_1 начинается интенсивное формирование ортогональной системы прототрещин. Одна часть из них ориентирована радиально, вторая – парал-

лельно контактам. Кроме того, в теле массива, и особенно в его апикальной части, образуется субгоризонтальная система трещин. Как показано выше при расчете модели термостатированного поля, усадка по радиусу массива составляет ~ 1.5 км, а по вертикали ~ 1 км. Полостей с такой амплитудой при этом естественно не образуется, поскольку процесс не одноактный и продолжается ≥ 5 млн. лет. Большая часть сокращения объёма компенсируется широким последовательным развитием систем многочисленных полостей отрыва, создающих обширную область пониженного давления, куда периодически и устремляется гранитный расплав, насыщенный флюидами (рис. 2).

Вопреки общепринятым представлениям о взаимодействии интрузивных тел с вмещающим субстратом *только в зонах эндо- и экзоконтактов*, разработанная нами модель показывает, что областью такого взаимодействия становится *весь объём термостатированной системы, в том числе и тело массива на всю глубину*, где и развивается прототрещиноватость. При этом не только гранитные дифференциаты заполняют образовавшиеся полости, но и остаточные дифференциаты самой базитовой интрузии, преимущественно габбро-диоритового, диоритового и габбро-сиенитового составов.

Условия становления этих тел, которые морфологически соответствуют обычным протяженным дайкам, мощным жилам, телам неправильной формы, заполняющим одновременно полосы различных направлений, реже линзовидным телам, резко отличаются от инъекционных тел, внедрившихся позднее в холодную среду.

В остывающем термостатированном поле породы экзоконтактов всё ещё разогреты выше гранитной эвтектики и гранитный расплав долгое время не подвергается обычной кристаллизационной дифференциации, а постепенное

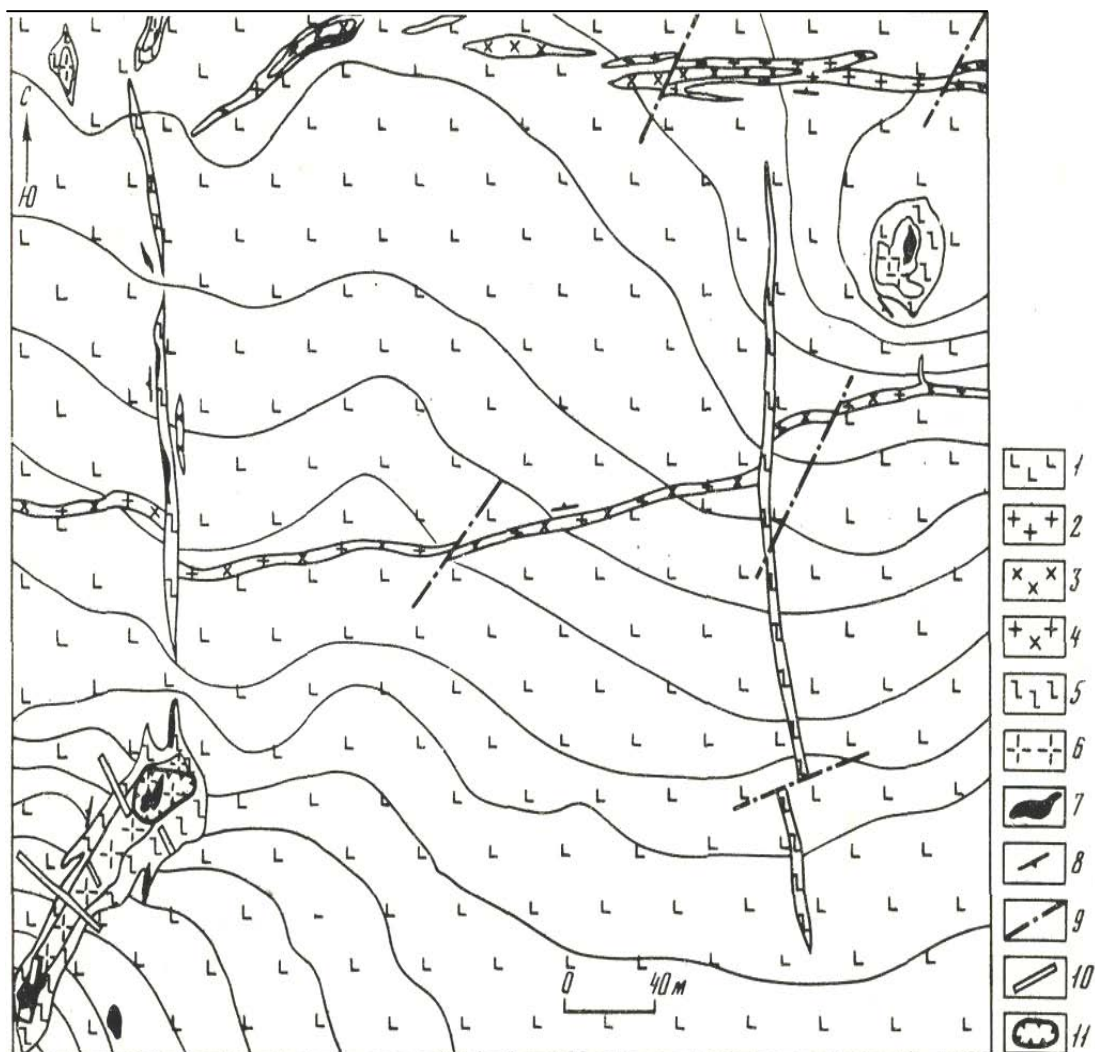


Рис. 2. Схематическая геологическая карта северной части Бирхинского массива (внизу слева - пегматитовая жила Взорванная, вверху справа – жила Шток). Составил А.Н.Иванов [2]: 1 – габброиды; 2 – 6 – пегматиты: 2 – аплитовой структуры; 3 – граниты и пегматиты гранитной структуры; 4 – нерасчлененные аплитовой и гранитной структур; 5 – апографической, 6 - блоковой структур; 7 – кварцевые ядра пегматитовых жил и отдельные кварцевые тела; 8 – элементы залегания; 9 – разрывы; 10 – карьер

и весьма длительное его разделение происходит *в фазе расплава*.

При падении температуры поля и её приближении к гранитной эвтектике вновь образующийся гранитный расплав по составу близок конечным дифференциатам предыдущего. При таком механизме дифференциации (по плотности флюида, удельному весу петрогенных элементов и размеру их ионных радиусов) этот расплав в течение долгого времени, измеряемого миллионами

лет, обогащается флюидами и легкими гранитофильными элементами не только в верхних частях тел, но, что гораздо важнее, во всей системе внедренного расплава.

Все это приводит к формированию в термостатированном поле тел гранитоидов самого разнообразного состава – от гранодиоритов до пегматитов, которые формируют частично изолированные зоны дайковых полей одного состава с телами иного состава, или причуд-

ливо переплетающихся между собой. Однако общей для всех чертой является повсеместное распространение гранитоидных и пегматитовых тел, причём с полной внутренней дифференциацией последних.

Нередко, при массовом распространении гранитных производных, относящихся к типу геохимически стандартных гранитов (по В.И.Коваленко), появляются дифференциаты, соответствующие по своему редкометалльному составу литий-фтористому типу гранитов.

Впервые на обилие полнодифференцированных пегматитовых тел с редкометалльной минерализацией, залегающих среди габброидов, в Восточном Саяне обратил внимание ещё в 1971 г. Н.А.Солодов. Странное это тяготение гранитоидных производных к чуждым по составу базитам геологического объяснения тогда не получило. Однако в последующие годы появился обильный фактический материал по многим регионам Центральной Азии, подтвердивший эту закономерность [1].

Так, например, полнодифференцированные пегматитовые тела с редкометалльной минерализацией, приуроченные к габброидным массивам, встречаются и в Западном Прибайкалье (Иликсинское поле), и в Монголии (Южно-Хэнтэйский рудный район, каледонское краевое поднятие), и в Северном Китае (система Утай-Шань), и в других регионах [1, 3].

Крупные полнодифференцированные тела, не содержащие редкометалльного оруденения, встречаются в самом Бирхинском массиве (месторождения Нарын-Кунта, жилы Взорванная и Шток) [2] (рис. 4, 5). В них отдельные гигантские кристаллы кварца и полевых шпатов достигают величин в несколько тонн (рис. 3, 4).

Помимо крупных пегматитовых тел с полной зональностью обильны недифференцированные тела гранитов и

пегматитов обычных и в зонах эндоконтактов, и на значительном от них удалении, в том числе и внутри массивов. В Прибайкалье среди изученных нами массивов, помимо Бирхинского, крупные пегматитовые тела и целые поля пегматитов и гранитов распространены в Малоосиновском и Асямовском габброидных массивах и их рамах.

В Асямовском массиве расположена «Копь Ферсмана» (см. рис. 5). Это крупное пегматитовое тело с редкоземельной минерализацией, которое открыто в начале прошлого века и из которого добывался «первый советский радий». Жила «Копь Ферсмана», получившая своё название по горной выработке, заложенной по инициативе академика А.Е.Ферсмана, залегает одним флангом в мраморах экзоконтакта, другим – в габброидах эндоконтакта. Мраморы подстилаются гнейсами и кристаллическими сланцами слюдянской серии. В процессе становления массива они подверглись сегрегации с появлением гранитного расплава, который интродуцировал карбонатные породы рамы и габброиды массива в равной мере.

В Малоосиновском габброидном массиве известно крупное рудопроявление мусковитовых пегматитов, в котором помимо крупнолистового мусковита встречаются столбчатые кристаллы, достигающие в основании 8 см в диаметре и представляющие, как известно, наибольший практический интерес. Кварц-мусковит-олигоклазовый парагенезис, содержащий такие кристаллы мусковита, как известно, образуется при гидролизе калишпатов в кислой среде, которая возникает как стадия на волне кислотности-щелочности Д.С.Коржинского на постмагматическом этапе эволюции гранитных расплавов. Этот достаточно длительный процесс также обеспечивался термостатированной средой системы рама – массив.

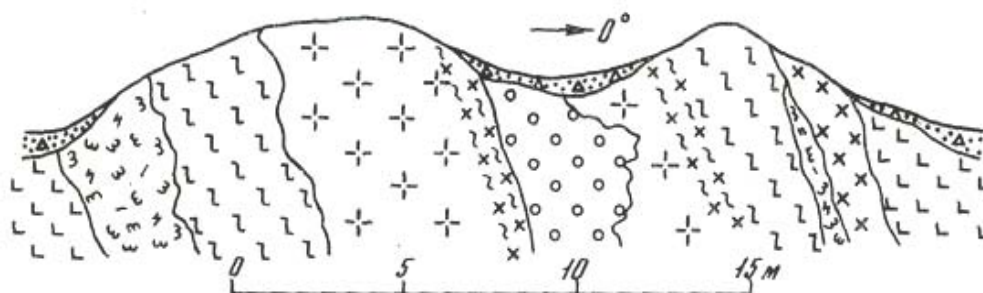


Рис. 3. Поперечный разрез жилы Взорванная в её южной части [2]. Северная часть Бирхинского массива. Условные обозначения см. на рис. 2.

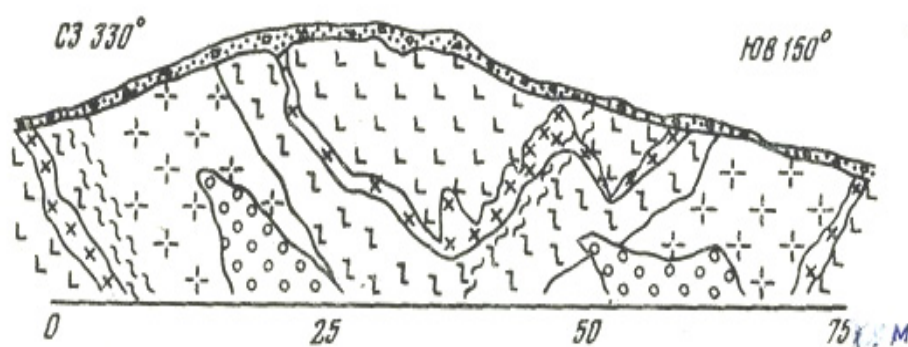


Рис. 4. Поперечный разрез жилы Нарын-Кунта в её южной части [2]. Юго-западная часть Бирхинского массива. Условные обозначения см. рис. 2.

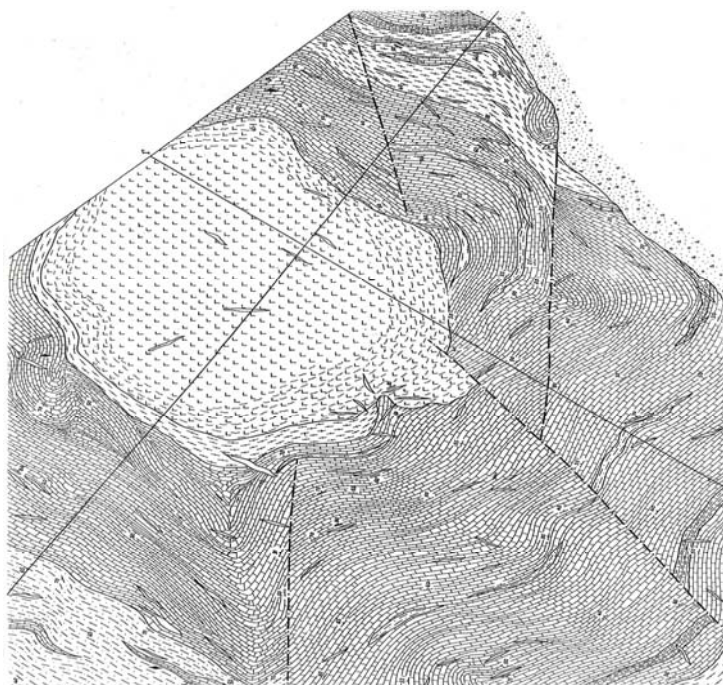


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Асямовского пегматитового поля. Составил А.Н.Иванов, 1992 г. Условные обозначения см. рис. 2.

Основные выводы

1. В результате термодинамического моделирования термостатированного поля при формировании базитовых интрузий выявлены новые закономерности сонахождения гранитов и габброидов в земной коре. При внедрении базитов в зрелую континентальную кору образование гранитного расплава за пределами массива является естественным и неизбежным процессом.
2. Существование гранитного расплава в термостатированном поле будет продолжаться в течение долгого промежутка времени от температурного порога полной раскристаллизации базитов ~ 1000°C до температуры гранитной эвтектики ~ 750 °C с образованием всех производных гранитных расплавов.
3. При остывании базитов и формировании полостей прототрещиноватости в них создаются зоны пониженного давления, в которые будет «всасываться» гранитный расплав. При этом создаются уникальные условия для дифференциации гранитных расплавов внутри массива до наступления процессов кристаллизационной дифференциации. В результате происходит обогащение

расплава летучими и легкими рудными элементами. Этим объясняется обилие в габброидных массивах поздних дифференциатов гранитоидных расплавов вплоть до образования внутри них полей редкометалльных, мусковитовых и керамических пегматитов.

Библиографический список

1. Иванов А.Н. Региональные магмогенерирующие геологические системы зрелой континентальной литосферы. Геологическое моделирование, минерагения. – Иркутск: Изд. ИрГТУ, 2007. – 174 с.
2. Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. – М.: Наука, 1980. – 220 с.
3. Рапацкая Л.А., Егорова Н.Е. Ультрабазит-базит-гранитные ассоциации краевой шовной зоны Сибирской платформы. – Иркутск: Изд. ИрГТУ, 2001. – 123 с.
4. Ферштатер Г.Б. Эвгеосинклиральные габбро-гранитоидные серии. – М.: Наука, 1984. – 264 с.
5. West G.F. Formation of continental crust //Geol. Assoc. Can. Pap., 1980. – P. 117 – 1

Рецензент: профессор Иркутского государственного технического университета, старший научный сотрудник лаборатории ультраосновного магматизма Института геохимии СО РАН А.С. Механошин

УДК 552.111

М.Г.Волкова¹

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПРОЦЕССА ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РУДОНОСНОЙ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОНОРИТОВОЙ СЕРИИ МАЛООСИНОВСКОГО МАССИВА

Проведено моделирование процесса кристаллизации перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива с целью выяснения условий формирования рудных минералов, при которых модельные параметры будут соответствовать реальным геохимическим особенностям интрузива. Установлено, что все породы дифференцированной серии кристаллизовались из единого родоначального расплава, отвечающего по составу субщелочной базальтовой магме. Ультрабазиты являются породами первой фазы и кристаллизовались при давлении 8 кбар. Другие породы серии образовались при давлении $P = 4$ кбар и рассматриваются как породы второй фазой. Выделение ильменита происходит при температуре $T = 1070$ °С, с содержанием воды (H_2O) в расплаве не менее 0,67 мас. %.

Ключевые слова: условия кристаллизации, перидотиты, габбронориты, давления, моделирование. Библиогр. 12 назв. Ил. 6. Табл. 4

M.G. Volkova

MODELING PHYSICAL-CHEMICAL PARAMETERS OF DIFFERENTIATION OF ORE PERIDOTITE-GABBRONORITE SERIES OF MALOOSINOVSKI MASSIF.

This work presents the modeling results of fractional crystallization predicted by COMAGMAT 3.65 computer programs. The petrochemical features of the Maloosinovski massif intrusion rocks are consistent with fractional crystallization of subalkalic basaltic parental magma. The compositions trend of model cumulates determined from a fractional crystallization simulation is similar to the compositions trend of observed cumulates. The supposed physical parameters of fractional crystallization are: total pressure of 8 kbar for first phase peridotites and of 4 kbar for second phase gabbronorites, oxygen buffer QFM, 0,67 wt.% H_2O . Ilmenite is crystallized at 1070 °C. *Key words:* fractional crystallization, peridotites, pressure, modeling. Sources 12, illus. 6, tabl. 4

ЭВМ-моделирование позволяет проследить эволюцию кристаллизации базальтового расплава при формировании ультрабазит-базитовых интрузий, что является одной из главных задач магматической петрологии и геохимии. В частности, моделирование процесса кристаллизации позволяет установить, при каких Р-Т условиях из расплава оп-

ределенного состава происходит образование руд. При этом главная цель ЭВМ-моделирования заключается в том, чтобы найти такие условия кристаллизации, при которых модельные параметры будут отвечать реальным геохимическим особенностям конкретного интрузива [2].

¹Волкова Мария Геннадьевна - инженер первой категории лаборатории геохимии основных и ультраосновных пород, тел.: (3952)42-99-46, e-mail: mekhonos@igc.irk.ru
Volkova Maria Genadievna – engineer of laboratory of geochemistry basic and ultrabasic rocks, tel. (3952)42-99-46, e-mail: mekhonos@igc.irk.ru

Малоосиновский перидотит-пироксенит-габброноритовый массив считается эталонотипом габброидных ассоциаций Южного Прибайкалья [5]. Этот массив наиболее хорошо изучен и слабо изменен наложенными процессами.

Массив внедрился в толщу метаморфизованных пород Слюдянского кристаллического комплекса. Породы массива прорваны многочисленными более поздними дайками гранитов, пегматитов и ортотектитов. Массив дифференцирован от лейкократовых габброноритов до перидотитов. Промежуточные разновидности пород представлены оливиновыми габброноритами, оливиновыми плагиовестеритами и плагиоперидотитами.

Ультрабазиты в Малоосиновском массиве присутствуют в виде отдельных глыб и брекчиеобразных тел. Полученные данные по их изотопному составу Nd и Sr и результаты барометрических исследований (табл. 1) свидетельствуют о том, что эти породы, возможно, являются первой фазой в дифференцированной серии пород массива. Подобная гипотеза коррелирует с мнением Ф.В.Кузнецовой [7], согласно которому ультраосновные породы массива являются эруптивной брекчией среди габброидов. Проверить эту гипотезу можно и при помощи моделирования процессов кристаллизации перидотитов в более глубоких магматических камерах (согласно барометрическим расчетам,

на 12 км ниже габброноритов) (см. табл. 1).

По петрохимическим характеристикам породы перидотит-габброноритовой серии образуют неразрывный тренд дифференциации (рис. 1-3). Геохимически эти породы отличаются высокими концентрациями Sr, Ba, Nb, Ta, Zr, Hf и редкоземельных элементов (РЗЭ).

Моделирование процесса кристаллизации перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива осуществлялось с помощью программы COMAGMAT 3.65 [1]. Суть программы состоит в том, что решается система уравнений равновесия минерал-расплав для главных фаз базальтового расплава при заданной степени кристаллизации. Программа основана на экспериментальных данных и апробирована на конкретных геологических объектах и предоставляет возможность моделирования процессов кристаллизации базальтовой магмы, исходя из заданного состава расплава. При этом она позволяет рассчитывать последовательность выделения минералов и ход химической эволюции расплава по мере равновесной или фракционной кристаллизации.

Авторы программы рекомендовали ее к применению в толеитовых системах, а также для известково-щелочных и субщелочных базальтов и андезитов [1].

Таблица 1

Результаты геотермобарометрических исследований
перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива

Породы	Температура, °С	Давление, кбар
Перидотиты	1235	8,2
Вебстериты	1155-1191	4,3-6,2
Оливиновые габбронориты	1086-1170	3,9-4,6
Габбронориты	1035	3,8-4,1

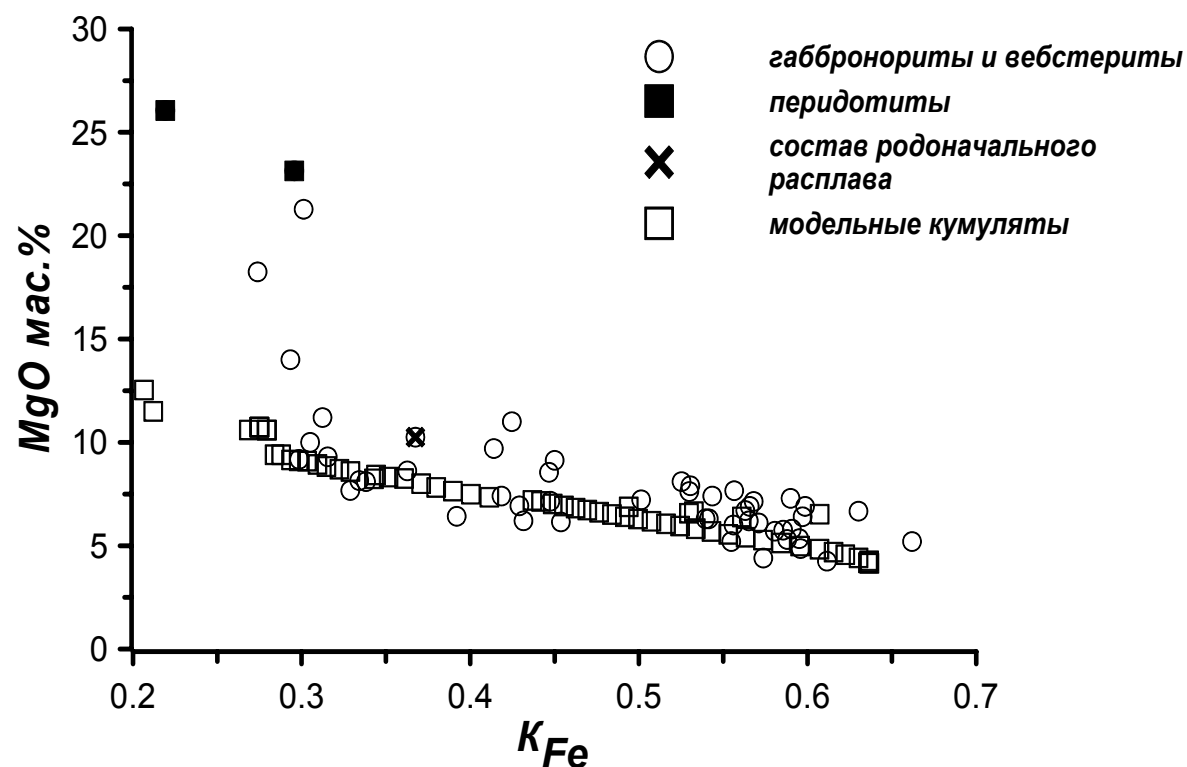


Рис. 1. График соотношения MgO и коэффициента фракционирования K_{Fe} в перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива: $K_{Fe} = FeO / (FeO + MgO)$, окислы в молекулярных количествах

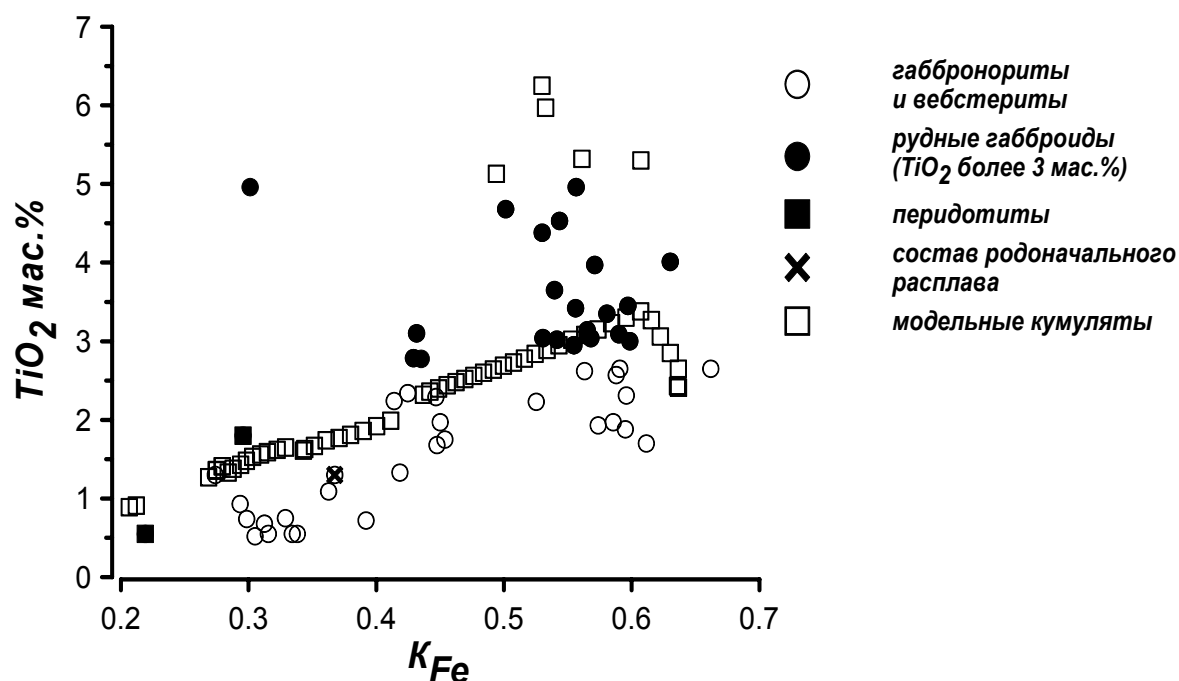


Рис. 2. График соотношения TiO₂ и коэффициента фракционирования K_{Fe} в перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива: $K_{Fe} = FeO / (FeO + MgO)$, окислы в молекулярных количествах

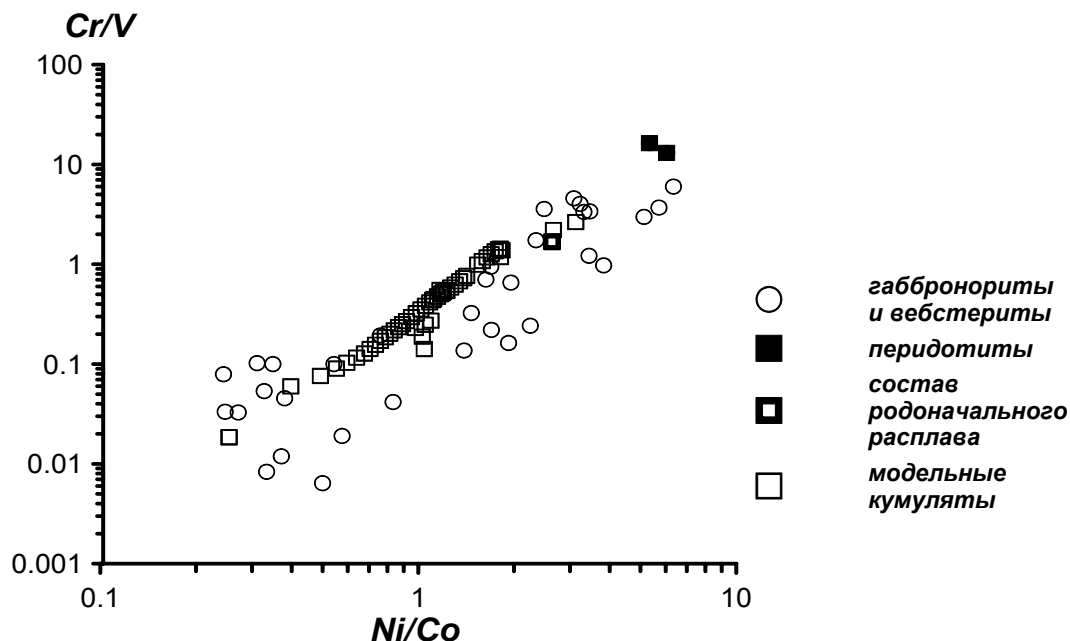


Рис. 3. Зависимость Cr/V и Ni/Co в перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива

При «прямом» моделировании исследуется «ответ» системы на принятые начальные условия и подгоночные параметры модели. Если в процессе вычисления воспроизводится процесс дифференциации конкретного интрузива, то некоторые из подгоночных параметров можно интерпретировать как физически реальные величины [2].

Таким образом, для того, чтобы приступить к моделированию, необходимо определить ряд начальных параметров: состав родоначального расплава, давление, фугитивность кислорода и содержание воды.

Существует несколько способов, позволяющих провести оценку состава родоначальной (исходной) магмы. Так, за состав родоначальной магмы принимается состав пород эндоконтактовых зон интрузива. Или оценка состава родоначальной магмы производится путем подсчета средневзвешенного состава пород интрузива или отдельных ритмов его расслоенной серии. Средневзвешенный состав также может быть рассчитан разными способами, например, с учетом

средних составов всех типов пород интрузива и в соответствии с их распространённостью либо по сводному вертикальному разрезу массива [10].

Вышеперечисленные способы, как правило, наиболее эффективны для расчетов по телам пластовой и лополитообразной формы с очень хорошей степенью обнаженности и изученности, то есть как минимум пробы должны быть отобраны по определенной сети, равномерно покрывающей всю площадь плутона и его экзоконтактовые части. Но даже при этом достаточно сложно обнаружить в обнажении полный разрез расслоенной серии, включающий все дифференциаты родоначальной магмы. Кроме того, при исследовании крупных тел, о форме которых можно судить только гипотетически, требуется независимая проверка на предмет соответствия реальных объемов различных типов пород и их соотношений в отдельно взятых разрезах. Таким образом, реалистичность оценки состава родоначальной магмы целиком и полностью зависит от принятой модели геологического

строения, степени обнаженности и изученности интрузива.

Малоосиновский массив в разрезе предположительно характеризуется лополитообразной формой. И, несмотря на то, что отбор проб при исследовании Малоосиновского массива осуществлялся неравномерно, не по четкой геометрической сетке, полученные данные говорят о хорошей степени изученности интрузии. Однако посчитать средневзвешенный состав пород традиционными методами не представляется возможным, а породы зоны закалки в геологических разрезах отсутствуют. Поэтому в работе за химический состав исходной магмы принят химический состав пород, характеризующихся средним содержанием редкоземельных элементов. Это оливиновый габбронорит следующего состава (в мас.%): SiO_2 45,79; TiO_2 1,3; Al_2O_3 14,55; FeO 6,99; MnO 0,15; MgO 10,25; CaO 13,72; Na_2O 2,18; K_2O 0,31; P_2O_5 0,16.

В породах перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива широко распространены магматический керсутит и биотит, что указывает на обязательное присутствие воды в кристаллизующемся расплаве. В процессе моделирования содержание H_2O в системе изменяли от 0 до 1,5 мас.%.

Для оценки Р-Т условий образования пород Малоосиновского массива применяются методы минералогической термобарометрии. Они основаны на том, что состав минералов напрямую зависит от условий, в которых они образовались [4].

При барометрических расчетах применялись два геобарометра – Г.В.Нестеренко и А.А.Арискина [8] и П.Нимица [11], в которых использовался химический состав клинопироксена в качестве индикатора глубины кристаллизации расплава. Как известно, высококальциевый клинопироксен является одной из важнейших фаз базальтовой системы. Он устойчив в широком диа-

пазоне Р-Т условий формирования и эволюции магм и включает в заметных количествах практически все петрогенные элементы.

При вычислении равновесных температур кристаллизации минералов при формировании ультрабазит-базитовых пород используется двупироксеновое равновесие – моноклинный пироксен - ромбический пироксен. В этой работе использовался геотермометр П. Уэллса [12] (см. табл. 1). Он откалиброван для широкого диапазона температур образования двупироксеновых парагенезисов и учитывает вариации состава этих минералов в породах различного происхождения. Кроме того, именно этот термометр является наиболее апробированным на объектах, схожих с Малоосиновским массивом, например, таких, как ультрабазит-базиты Бирюсинского блока [6] и Арсентьевская группа габбро-сиенитовых массивов [3].

При моделировании было принято, что фугитивность кислорода соответствует буферу QFM (кварц-магнетит-фаялитовый), так как в габброидах присутствует акцессорный магнетит и они характеризуются высокой железистостью (K_{Fe} от 0,25 до 0,65).

Таким образом, для стартовых расчетов был выбран диапазон давления от 3 до 9 кбар; содержание H_2O от 0 до 1,5 мас.%; кислородный буфер QFM. Расчеты проводились при максимальной степени кристаллизации расплава от 75 до 100%.

Главным контрольным фактором при моделировании являлось соответствие:

- 1) Расчетной и наблюдаемой в породах последовательности кристаллизации ликвидусных минералов.
- 2) Модельных и полученных в результате геотермометрических исследований температур кристаллизации ликвидусных минералов.
- 3) Трендов составов модельных кумулятов и реальных пород массива.

4) Расчетных и реальных составов минералов.

Все вышеперечисленные модельные и реальные характеристики пород и минералов Малоосиновского массива наиболее хорошо согласуются при следующих начальных условиях и подгончных параметрах модели:

1. Состав родоначального расплава (SiO_2 45,79; TiO_2 1,3; Al_2O_3 14,55; FeO 6,99; MnO 0,15; MgO 10,25; CaO 13,72; Na_2O 2,18; K_2O 0,31; P_2O_5 0,16 в мас.%).
2. Максимальная степень кристаллизации 77%.
3. Давление 3,9-4 кбар.
4. Давление кислорода, отвечающее QFM – буферу.
5. Содержание H_2O в расплаве не менее 0,67 мас.%, но и не более 0,69 мас.%.

Последовательное увеличение давления до 6 кбар в начальных условиях (при постоянстве прочих параметров) приводит к существенному изменению последовательности кристаллизации минералов. При снижении содержания H_2O в расплаве (при постоянстве прочих параметров) в ряде кристаллизации отсутствует магнетит.

Порядок кристаллизации ликвидусных минералов в моделируемом процессе фракционной кристаллизации следующий: $\text{Ol} \Rightarrow \text{Ol}+\text{Pl} \Rightarrow \text{Ol}+\text{Pl}+\text{Cpx} \Rightarrow \text{Ol}+\text{Pl}+\text{Cpx}+\text{Opx} \Rightarrow \text{Pl}+\text{Cpx}+\text{Opx} \Rightarrow \text{Pl}+\text{Cpx}+\text{Opx}+\text{Ilm} \Rightarrow \text{Pl}+\text{Cpx}+\text{Opx}+\text{Ilm}+\text{Mt}$ (рис. 4). Такая последовательность соответствует последовательности выделения минералов из кристаллизующегося расплава, установленной в ходе петрографических исследований пород Малоосиновского массива. Поздняя кристаллизация ортопироксена относительно клинопироксена связана с тем, что он не является кумулюсным минералом, а появляется за счет взаимодействия кумулюсного оливина с интеркумулюсным расплавом.

В перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива появле-

ние рудных минералов происходит на заключительных стадиях кристаллизации, а ильменит кристаллизуется раньше титаномагнетита. Температура кристаллизации ильменита, полученная в результате моделирования, соответствует 1070°C (см. рис. 4).

Совместная кристаллизация клинопироксена и ортопироксена в интервале температур от 1040 до 1165°C хорошо согласуется с температурами, полученными в результате геотермометрических подсчетов (см. табл. 1). Однако последовательность кристаллизации модельных минералов несколько не соответствует природным парагенезисам пород Малоосиновского массива (перидотиты, плагиоперидотиты, оливиновые плагиовебстериты, оливиновые габбронориты, габбронориты). В разрезе массива отсутствуют полученные в результате моделирования дуниты, троктолиты и габбро.

Согласно результатам барометрических исследований образование перидотитов и плагиоперидотитов происходило при давлении 8 кбар (см. табл. 1). Эту цифру берем в качестве основного начального условия для дальнейшего моделирования процесса кристаллизации ультрабазитов и используем состав родоначального расплава, определенный для пород Малоосиновского массива.

Проведенное при таких начальных параметрах моделирование фракционной кристаллизации показало, что при давлении 8 кбар, и увеличении содержания H_2O до 1-1,1 мас.% в системе значительно сокращается поле кристаллизации оливина и меняется порядок смены минеральных ассоциаций (рис. 5). Первой ликвидусной фазой по-прежнему остается оливин, а второй кристаллизующейся фазой становятся ортопироксен и клинопироксен. В интервале температур от 1220 до 1240°C пироксены одновременно выделяются из расплава. Эти данные согласуются с результатами геотермометрических исследований, в соответствии с

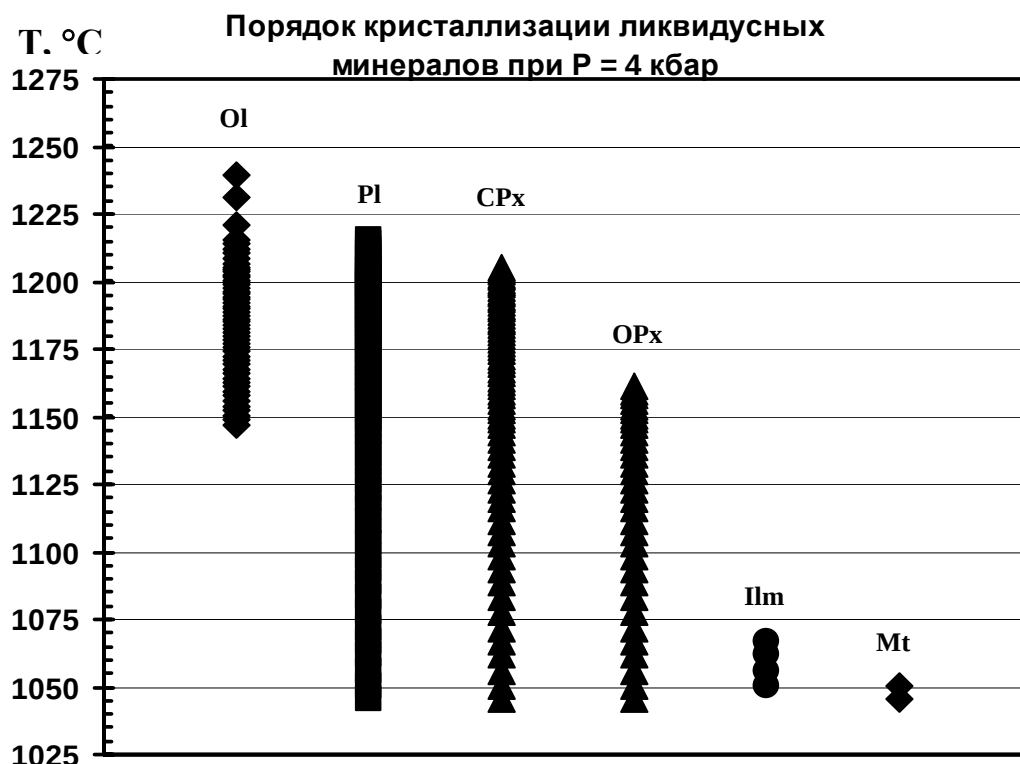


Рис. 4. Порядок кристаллизации модельных ликвидусных минералов при параметрах моделирования: P=4 кбар; QFM; H₂O - 0,67 мас.%; F = 77%: данные программы COMAGMAT 3.57 (2006); Ol – оливин, Pl - плагиоклаз, CPx – клинопироксена, OPx – ортопироксен, Ilm – ильменит, Mt – магнетит

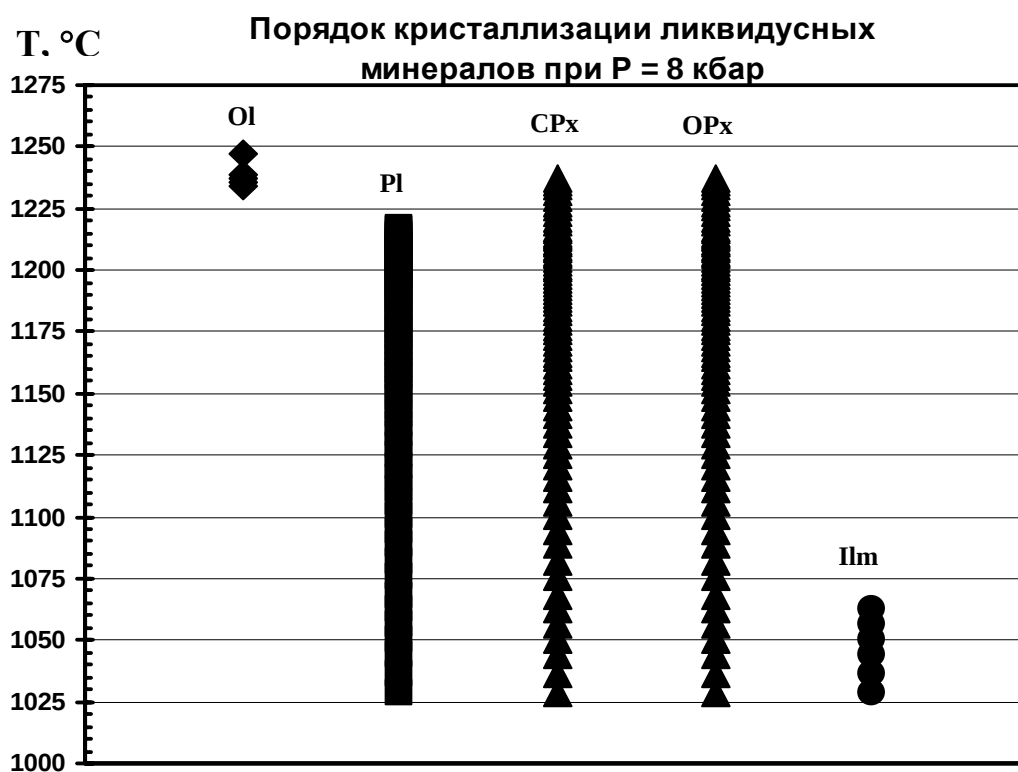


Рис. 5. Порядок кристаллизации модельных ликвидусных минералов при параметрах моделирования: P=8 кбар; QFM ; H₂O – 1,1 мас.% ; F = 80%: данные программы COMAGMAT 3.57 (2006); Ol – оливин, Pl - плагиоклаз, CPx – клинопироксена, OPx – ортопироксен, Ilm - ильменит, Mt – магнетит

которыми температура двупироксенового равновесия в перидотите составляет 1235 °C (см. табл. 1). Парагенезис оливин-плагиоклаз в кристаллизующейся системе отсутствует. Совместная кристаллизация оливина, ортопироксена и клинопироксена при температуре от 1225 до 1240 °C приводит к образованию перидотитов (см. рис. 5).

Тренды составов модельных кумулятов практически полностью совпали с трендами составов реальных пород дифференцированной серии Малоосиновского массива. Зависимость между содержанием MgO и коэффициентом фракционирования K_{Fe} ($K_{Fe} = FeO / (FeO + MgO)$, окислы в молекулярных количествах) в перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива можно назвать гиперболической (обратная связь). На данном графике (см. рис. 1) породы делятся на две группы по магнезиальности. Первая группа - породы высокомагнезиальные, от 15 до 29 мас.% MgO, - представлена перидотитами, плагиоперидотитами и вебстеритами. Вторая группа - низкомагнезиальные лейкократовые и оливинные габбронориты, MgO менее 12 мас.%. В тренде модельных кумулятов, как видно на графике, отсутствует первая группа пород (см. рис. 1).

Для пород Малоосиновского массива характерен широкий диапазон изменения коэффициента фракционирования K_{Fe} от 0,22 до 0,68 (см. рис. 1, 2). На графике соотношения TiO_2 и коэффициента фракционирования K_{Fe} (см. рис. 2) выделяется две группы пород. Первая группа характеризуется большим разбросом значений коэффициента фракционирования (0,2-0,5) при незначительном увеличении концентраций TiO_2 от 0,4 до 2 мас.% (низкотитанистые породы). Вторая группа представлена породами, где при постоянных значениях коэффициента фракционирования (0,55-0,67) происходит существенное увеличение содержания TiO_2 от 2 до 5 мас.%. В эту группу пород попадают

рудные габброиды (TiO_2 более 3 мас.%), в которых ильменит количественно преобладает над титаномagnetитом, и габброиды (TiO_2 от 2 до 3 мас.%), в которых магнетита значительно больше, чем ильменита. На графике соотношения TiO_2 и коэффициента фракционирования K_{Fe} (см. рис. 2) момент кристаллизации магнетита выражается резким снижением содержания TiO_2 в модельных куммулятах.

На диаграмме Cr/V и Ni/Co (см. рис. 3) в породах Малоосиновского массива и модельных кумулятах наблюдается прямая зависимость и большой разброс значений, который указывает на значительную дифференцированность пород массива на месте его становления.

В результате моделирования получены тренды эволюции петрогенных элементов в остаточном расплаве в зависимости от степени кристаллизации (F) (рис. 6). В остаточном расплаве на поздних стадиях кристаллизации происходит накопление щелочей, P_2O_5 , увеличение железистости, а содержания MgO и CaO, напротив, снижаются. Концентрации TiO_2 в остаточном расплаве от ранних стадий кристаллизации к поздним закономерно возрастают, отмечается обратная тенденция с момента начала кристаллизации магнетита. Для SiO_2 характерна обратная тенденция: по мере возрастания степени кристаллизации происходит уменьшение содержания кремнезема в расплаве, а после начала выделения из расплава рудных минералов - закономерное увеличение содержаний в расплаве. Распределение содержания Al_2O_3 подчинено фракционированию плагиоклаза (см. рис. 6). Составы минералов, полученные в результате моделирования, совпадают или перекрывают составы минералов в реальных породах (табл. 2-4). Так, оливины из пород Малоосиновского массива отличаются несколько большей железистостью по сравнению с модельными оливинами (см. табл. 2).

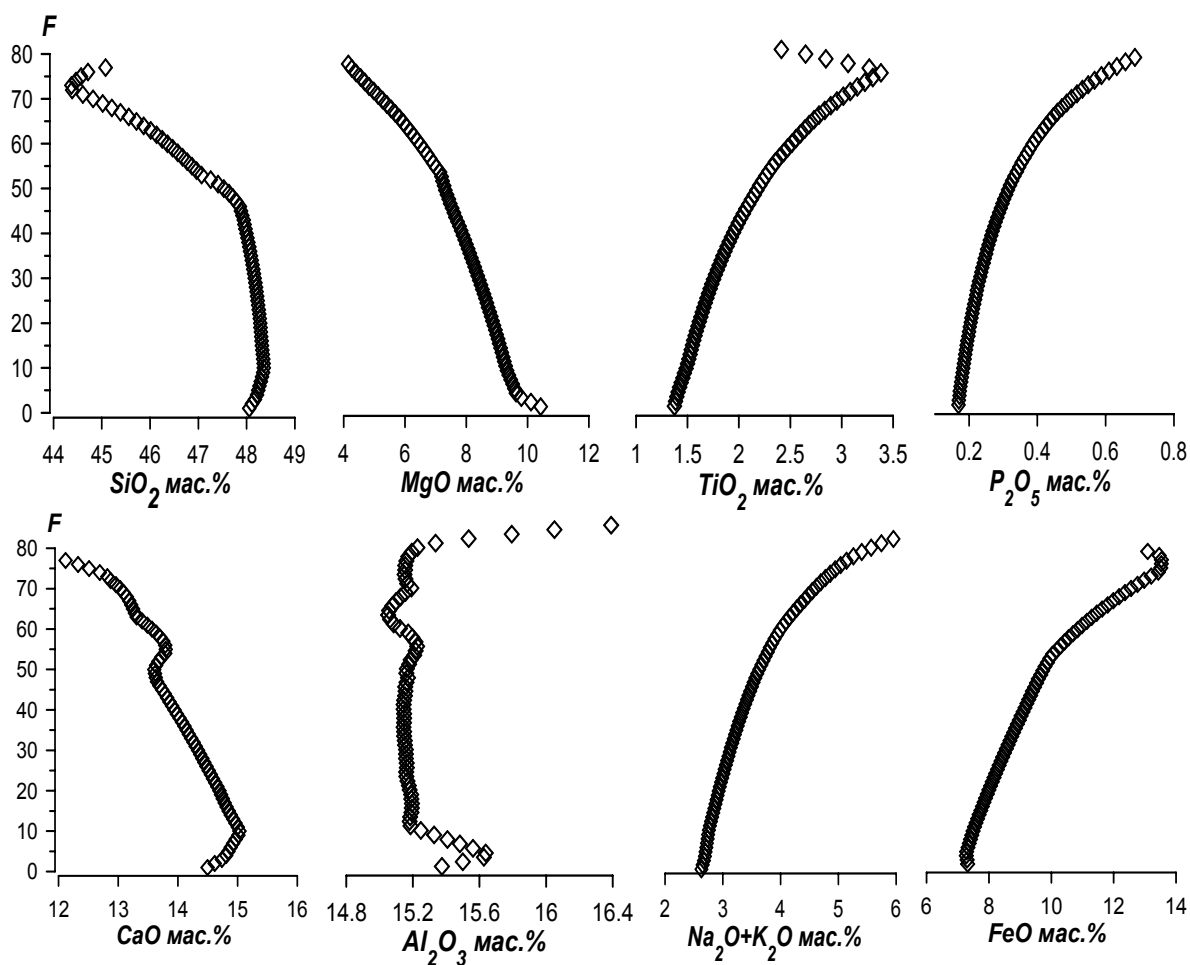


Рис. 6. Модельные тренды эволюции петрогенных элементов в остаточном расплаве в зависимости от степени кристаллизации (F): данные программы COMAGMAT 3.57 (2006)

Таблица 2

Содержание основных компонентов в оливинах и плагиоклазах из перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива

Порода	Оливины		Плагиоклазы	
	природные	модельные	природные	модельные
	Fo	Fo	An	An
Перидотиты	82	90		
Габбронориты, вебстериты	69-75	82-83	41-66	56-71

Примечание. Fo – форстерит, An – анортит.

Это объясняется более эффективным диффузионным обменом Fe и Mg (обеднение Fo) между ранними кристаллами оливина и интеркумулятивной жидкостью на посткумулусной стадии [9]. Составы реальных и модельных

плагиоклазов перекрываются, при этом последние являются более основными, что вероятно связано с зональным внутренним строением плагиоклазов в породах Малоосиновского массива (см. табл. 2).

Таблица 3

Содержание основных компонентов в клинопироксенах из перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива

Порода	Клинопироксены							
	Природные				Модельные			
	En	Fs	Wo	Al ₂ O ₃	En	Fs	Wo	Al ₂ O ₃
Перидотиты	44-45	6-9	46-47	1-5	48	4	48	3,5
Габбронориты, вебстериты	39-45	10-18	41-47	2,5-4,5	35-45	7-16	47-48	2,9-3,8

Примечание. En – энстатит, Fs – ферросилит, Wo – волластонит

Таблица 4

Содержание основных компонентов в ортопироксенах из перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива

Порода	Ортопироксены							
	Природные				Модельные			
	En	Fs	Wo	Al ₂ O ₃	En	Fs	Wo	Al ₂ O ₃
Перидотиты	81	18	1	1	82	10	8	1,6
Габбронориты, вебстериты	62-76	22-36	0,5-5	1,2-2,8	65-77	15-25	8,1-8,8	1-1,3

Примечание. En – энстатит, Fs – ферросилит, Wo – волластонит

По составу природные и модельные клинопироксены практически полностью совпадают (см. табл. 3). Составы модельных и реальных ортопироксенов совпадают только в части содержания энстатитового компонента (En) и Al₂O₃ (см. табл. 4).

Таким образом, в результате моделирования установлено, что все породы перидотит-габброноритовой серии Малоосиновского массива кристаллизовались из единого родоначального расплава, отвечающего по составу субщелочной базальтовой магме.

Ультрабазиты, которые являются породами первой фазы, кристаллизовались при давлении 8 кбар, с содержанием H₂O 1-1,1 мас.% в расплаве, при максимальной степени кристаллизации расплава 80 %. При этом другие породы дифференцированной серии, представленные на современном эрозионном

срезе, образовались при давлении P = 4 кбар, с содержанием воды H₂O в расплаве 0,67-0,69 мас.%, при максимальной степени кристаллизации расплава 77%. Они рассматриваются как породы второй фазы. Кристаллизация ильменита происходит при температуре T = 1070°C.

К рудным относятся габброиды с содержанием TiO₂ более 3 мас.%, в которых ильменит может преобладать над титаномагнетитом, и габброиды с TiO₂ от 2 до 3 мас.%, в которых преобладает магнетит.

Библиографический список

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. – М.: Наука, МАИК «Наука/Интерпериодика», 2000. – 363 с.

2. Арискин А.А., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: развитие конвекционно-кумуляционной модели // Геохимия. – 2006. – № 1. – С. 80-102.
3. Бадмацзыренова Р.А. Петрология габбро-сиенитовых массивов Западного Забайкалья // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы всерос. науч. конф. – Вып. 5. – Томск: ЦНТИ, 2005. – Т. 1. – С. 35-39.
4. Ваганов В.И., Соколов С.В. Термобарометрия ультраосновных парагезисов. – М.: Недра, 1988. – 149 с.
5. Волкова М.Г., Мехоношин А.С. Геохимия постколлизийных габброидов Южного Прибайкалья // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей: Материалы международной конференции. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. – С. 139-143.
6. Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С. Гранатовые ультрамафиты и ассоциирующие метабазиты Бирюсинского блока // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 8. – С. 1221-1236.
7. Кузнецова Ф.В. Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1981. – 184 с.
8. Нестеренко Г.В., Арискин А.А. Глубина кристаллизации базальтовой магмы // Геохимия. – 1993 - № 1. – С. 77-87.
9. Опыт оценки первичных составов кумулятивных минералов в дифференцированных траппах /Г.С. Бармина, А.А. Арискин, Е.В. Коптев-Дворников, М. Я.Френкель. // Геохимия. – 1988. – № 8. – С. 1108-1119.
10. Шестаков Ю.Г. Математические методы в геологии. - Красноярск: Изд-во Краснояр. ун-та, 1988. – 208 с.
11. Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1998. – Vol. 133, № 1-2. – P. 122-135.
12. Wells P. R. A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. - 1977. - Vol. 62, № 2. – P. 129-139.

Рецензент: кандидат геолого-минералогических наук, доцент Иркутского государственного университета, научный сотрудник института Геохимии СО РАН Т.Б Колотилина

УДК 549.091.7

А.А.Нуриева¹, Л.А.Иванова², В.Я.Медведев³

ОБЛАГОРАЖИВАНИЕ СИБИРСКИХ НЕФРИТОВ

Проведен ряд экспериментов в изобарно-изотермических условиях по изменению окраски нефритов ряда месторождений Сибири при температуре 500⁰С и давлении 1000 атм. Рабочей средой были смеси состава С -О-Н- F с различным соотношением компонентов. Бледно окрашенные образцы желтовато-зеленого, охристо-бежевого и светло-бежевого цветов приобретают белую окраску с матовой поверхностью, неоднородной за счет отчетливо выраженных белых хлопьевидных включений; табачный нефрит со следами ожелезнения изменяет свою окраску на салатно-белую, что улучшает декоративно-художественные характеристики исследуемого материала. *Ключевые слова:* нефрит, облагораживание, температура, декоративно-художественные. Библиогр. 5 назв. Ил. 1. Табл.2

A.A. Nyrieva, L.A. Ivanova, V.Y. Medvedev
ENNOBL SIBIRYAN NEPHRITE

Experimental researches of color change and decorative properties improvement of nephrite of Zabaikalie fields were carried out. The experiments were carried out in isobaric and isothermal condition at temperature –500⁰С and pressure –1000 atm in C-O-H-F systems with different components rate. The experiments revealed that the treatment of pale-colored samples in reduced conditions leads to improvement of decorative properties of nephrite of Kavikhtinskoe, Khoitinskoe and Golubinekskoe fields. *Key words:* nephrite, ennoble, temperature, decorative-artaiir. Sources 5, pic. 1, tabl. 2

Представления о природе окраски нефрита базируются на многочисленных данных их химического изучения. Основным хромофорным компонентом нефритов является, несомненно, железо, входящее как видообразующий элемент в слагающие нефрит амфиболы, прежде всего актинолит. Основная роль в окраске нефритов отводится закисному железу.

Предполагается также красящее действие хрома [5], являющегося характерной изоморфной примесью. Источником хрома в нефритах обычно считают включения магнетита и хромшпинелидов, вокруг которых наблюдается наиболее интенсивная изумрудно-зеленая окраска.

¹Нуриева Алёна Александровна – студентка факультета геологии, геоинформатики и геоэкологии, кафедра геммологии Иркутского государственного технического университета, 664074, г.Иркутск, ул.Лермонтова, 83, т/ф: (83952)405233

Nurieva Alena Aleksandrovna – student Gemmology Department of Irkutsk's State technical university. 664074, Irkutsk, Lermontova st. 83, т/ф: (83952)405233

²Иванова Лариса Александровна – старший научный сотрудник Института земной коры СО РАН, 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, 128, тел.:(83952)427191

Ivanova Larisa Aleksandrovna – doctor es geological and mineralogical sciences, SSM, IEC SB RAS.
e-mail:liva@crust.irk.ru

³Медведев Владимир Яковлевич – старший научный сотрудник Института земной коры СО РАН, 66403, г.Иркутск, ул.Лермонтова, 128, тел.:(83952)427191

Medvedev Vladimir Jkovlevich – Doctor es geological and mineralogical sciences, SSM, IEC SB RAS

Нефрит достаточно широко распространен [3], его месторождения известны на всех континентах земного шара. За рубежом открыты более 20 месторождений нефрита, в том числе 6 - в США (штаты Калифорния, Вайоминг и Аляска), 5 - в Южной Зеландии (на Южном острове), 4 - в Китае (предгорье хребта Куэнь-Лунь в Восточном Туркестане), 3 - в Канаде (штат Британская Колумбия и территория Юкон), 2 - в Австралии (на полуострове Эйр в штате Южная Австралия) и по одному месторождению или проявлению - в Польше (Силезия), Германии (Гарц), Швеции, Мексике, Зимбабве, Тайване, Казахстане, Бразилии, Турции. В России месторождения и проявления нефрита известны в Восточном и Западном Саянах, Юго-Западном Прибайкалье, Средне-Витимском нагорье, Якутии, на Полярном и Южном Урале и в Туве.

При разработке нефритовых месторождений попутно с добычей кондиционного материала вывозится большое количество низкосортного нефрита, использование которого в качестве поделочного камня ограничено. Непостоянство рыночного спроса на изделия из нефрита тех или иных оттенков создает дополнительные трудности, значительное количество сортового материала в обработку не вовлекается.

Ещё в Древнем Китае практиковалось искусственное окрашивание нефрита в каштановый цвет - жад конский [1]. Способы облагораживания камнесамоцветного сырья, направленные на улучшение декоративных свойств за счет изменения окраски, усиления цветового тона и прозрачности, очень разнообразны. Термическая обработка минералов, заложившая основу этому направлению, является составной частью многочисленных методов и технологических разработок по облагораживанию. Применение автоклавов для обработки несортного материала значительно расширило технические воз-

можности процесса облагораживания самоцветов и поставило данные исследования на качественно новую ступень, позволяя не только существенно повысить температуру обработки, но и варьировать давлением в широких пределах.

В настоящее время облагораживание нефрита проводят в автоклавах в восстановительной атмосфере при давлении 400-500 атм., температуре 300-500⁰С в течение 24-100 часов. В результате происходит изменение цвета нефрита от грязно-зелёного до устойчивого яблочно-зелёного. Из табачно-бурых нефритов получают сургучно-красные и жёлтые за счёт окисления железа и появления метастабильного гематита. Иногда при этом получают полихромные нефриты зеленовато-красного цвета, а бледно окрашенные нефриты в значительной степени осветляются. Другим способом облагораживания с изменением окраски во всём объёме изделия является облучение в реакторе ускоренными электронами.

Разработанная методика облагораживания природных камней и изделий из них в гидротермальных условиях при высокой температуре и под давлением [2] является для нефрита наиболее оптимальным методом обработки некондиционного материала, с целью вовлечения его в производство. Поскольку особенностью нефритовых месторождений является их уникальность, методика облагораживания некондиционного сырья требует своего уточнения для конкретных нефритовых проявлений.

Проведено исследование по изменению окраски и улучшению декоративно-художественных свойств нефрита ряда месторождений Сибири. В пределах Сибирской провинции известны четыре нефритовых района: Западно-Саянский, Восточно-Саянский, Джидинский и Витимский. В работе использованы образцы различных окрасок этих районов:

- табачно-зеленый нефрит со следами ожелезнения Куртушибинского месторождения в Западном Саяне;
- нефрит яблочно-зеленого цвета Оспинского месторождения Восточного Саяна;
- темно-зеленый нефрит Хамархудинского месторождения, входящего в Джидинский нефритоносный район;
- нефриты белого, желтовато-зеленого, охристо-бежевого и светло-бежевого цветов Голубинского, Удоканского, Кавоктинского и Хойтинского месторождений Витимского нефритоносного района.

Эксперименты проводились в изобарно-изотермических условиях при температуре 500⁰С и давлении 1000 атм. Рабочей средой были смеси состава С - О - Н - F с различным соотношением компонентов. В качестве рабочих сосудов высокого давления использовались автоклавы.

Эксперименты проводились в восстановительных (90%Н₂О+ 10%Н₂) и окислительных (90%Н₂О+ 10%О₂) средах. Для создания газовой смеси Н₂+Н₂О применялось восстановление воды металлическим алюминием по реакции $3\text{H}_2\text{O} + 2\text{Al} = \text{Al}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2$ с последующей гидратацией незначительной части вновь образованной окиси $\text{Al}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2\text{O} = 2\text{Al}(\text{OH})_3$. Создание бинарной смеси О₂+Н₂О производилось за счет разложения перекиси водорода $\text{H}_2\text{O}_2 = \text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$.

В результате экспериментов в окислительных условиях светло-зеленый образец Удоканского месторождения изменил окраску частично, центральная часть почти не изменилась, периферийная - стала желто-зеленой. Зеленовато-бежевый нефрит Кавоктинского месторождения приобрел желтовато-зеленый оттенок с отчетливо выраженными белыми хлопьевидными включениями. Образцы нефрита бежевато-коричневого и темно-

коричневого цветов Хойтинского месторождения изменили окраску на серовато-белую с мелкими коричневатыми включениями.

Изменение окраски образцов отмечается и в восстановительных условиях. Яблочко-зеленый нефрит Оспинского и нефрит табачного цвета Куртушибинского месторождений приобрели молочные тона. Бежевато-коричневые образцы Хойтинского проявления изменили свою окраску на белую с отчетливо выраженными хлопьевидными включениями. Светло-зеленый нефрит Удоканского и желтовато-зеленый нефрит Кавоктинского месторождений также приобрели белую окраску. Окраска темно-зеленого нефрита Хамар-Худинского месторождения стала значительно светлее. Белый нефрит Голубинского месторождения приобрел более насыщенный белый тон.

Как было отмечено выше, одним из основных хромофорных компонентов, обуславливающих окраску нефритов, является железо (закисное и окисное). Окраска высоко железистых нефритов темно-зеленая, а мало железистые разности обычно светлоокрашены. Подтверждением этому служат результаты химических анализов разноокрашенных образцов до и после экспериментов в системах: С - О - Н и С - О - Н - F (табл. 1). В результате экспериментов в восстановительных условиях величина FeO/Fe₂O₃ в образцах возрастает. Визуально образцы становятся значительно светлее.

По результатам рентгеноструктурного исследования образцов установлено, что параметры элементарной ячейки для исходных и экспериментальных образцов практически идентичны (табл. 2). Дифрактометрические картины, снятые в области углов $2\theta_{\text{Cu}} 10-65^0$, для образцов до и после экспериментов представлены на рис. 1.

Таблица 1

Изменение соотношения закисно-окисного железа в нефритах до и после экспериментов

Окраска образца	Месторождение	Период проведения анализов	FeO, вес. %	Fe ₂ O ₃ , вес. %	FeO/Fe ₂ O ₃	Длительность эксперимента, ч
Табачно-зеленый	Улан-Ходинское	До эксперимента	2,12	0,9	2,34	
		После эксперимента	2,20	0,69	3,19	60
Зеленовато-серый	Буромское	До эксперимента	0,66	0,57	1,16	
		После эксперимента	1,24	0,17	7,29	72
Темно-зеленый	Хамархудинское	До эксперимента	9,68	0,99	9,7	
		После эксперимента	9,13	0,45	20	96
Желтовато-зеленый	Удоканское	До эксперимента	0,45	0,50	0,9	
		После эксперимента	0,32	0,1	3,2	96

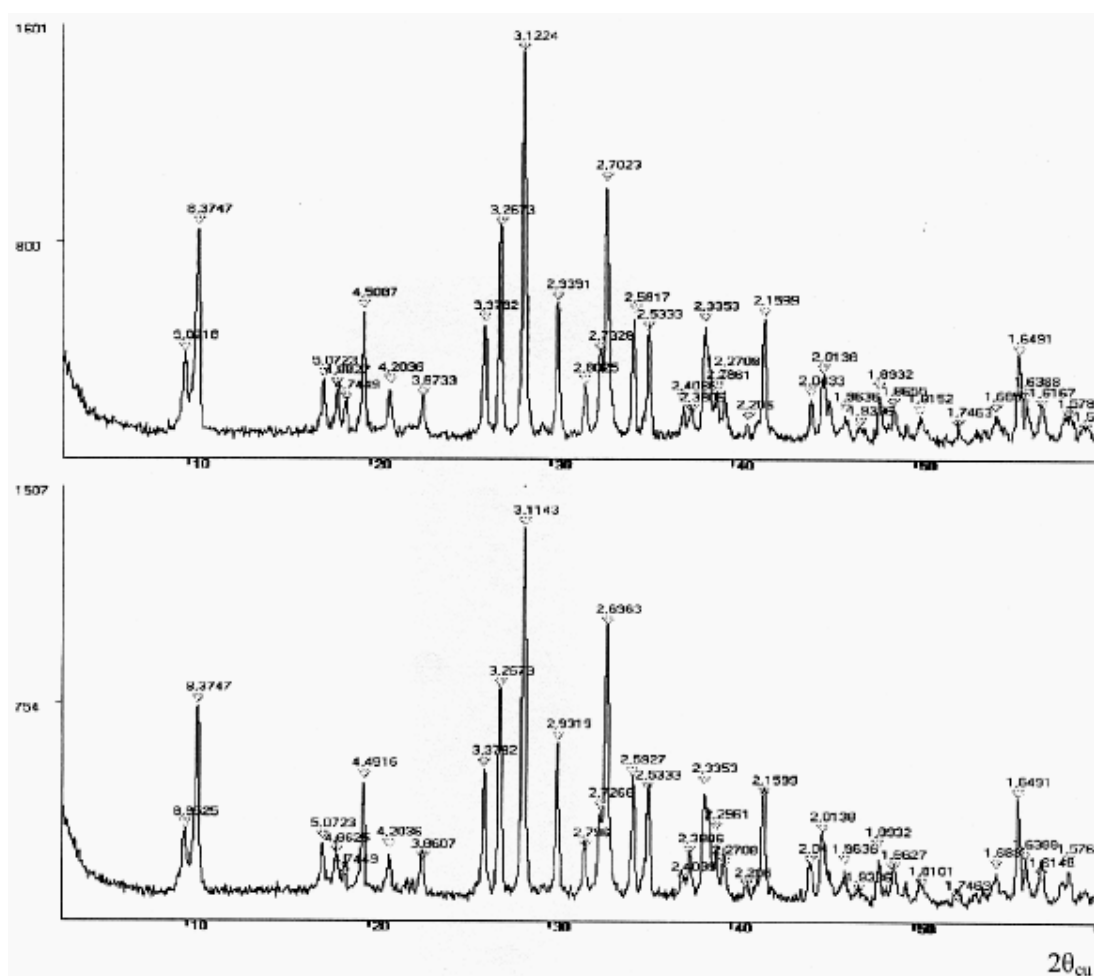


Рис. 1. Дифрактометрические картины для исходного (верх) и экспериментального (низ) образцов:

T= 500°C, P=1000 атм, 90% H₂O+10% H₂, τ= 96 ч

Таблица 2

Параметры элементарной ячейки нефритов

Образец	Условия эксперимента	a, Å	b, Å	c, Å	V
1	2	3	4	5	6
С-1	Исходный образец	9,78	18,00	5,27	104,60
	500°C, 1000 атм, 756 ч.	9,79	18,04	5,28	104,70
С-2	Исходный образец	9,76	18,02	5,28	104,70
	500°C, 1000 атм, 756 ч.	9,79	18,05	5,28	104,50
А-01	Исходный образец	9,82	18,04	5,26	104,71
	500°C, 1000 атм, 96 ч	9,83	18,02	5,27	104,73
А-10	Исходный образец	9,84	18,04	5,28	104,68
	500°C, 1000 атм, 96 ч	9,83	18,03	5,27	104,68

Примечание. Аналитики З.Ф. Ушаповская, М.Н. Рубцова. ИЗК СО РАН

Таким образом, эксперименты по облагораживанию в изобарно-изотермических условиях показали, что выдержка бледно окрашенных образцов в восстановительной атмосфере приводит к улучшению декоративно-художественных свойств нефрита Кавоктинского, Хойтинского и Голубинского месторождений. Нефрит в результате обработки приобретает белую окраску с матовой поверхностью, неоднородной за счет отчетливо выраженных белых хлопьевидных включений. Табачный нефрит со следами ожелезнения Куртушибинского месторождения приобретает салатно-белый почти однородный оттенок.

Данная методика может быть использована для улучшения декоративных свойств нефрита рассматриваемых месторождений.

Библиографический список

1. Буканов В. В. Геммологический словарь.—СПб.: ОАЗТ Медный Всадник, 2001.—208 с.
2. Медведев В. Я., Иванова Л. А. Флюидный режим нефритообразования. — Новосибирск: Наука, 1989.—129 с.
3. Мельников Е. В. Дороже золота, прочнее стали // Ювелирный мир.—1999.— №2.— С.48-49.
4. Николаев С.М. Камни и легенды. — Новосибирск, 2003. —266 с.
5. Платонов А. Н. и др. Об окраске нефритов // Конституция и свойства минералов.— Киев: Наукова думка, 1975.—Вып. 9.—С. 52-58.

Рецензент: доктор геолого-минералогических наук, профессор, зав. кафедрой геммологии Р.М. Лобацкая

УДК 622.245.42 (075)

П.Я.Зельцер¹

ОБОСНОВАНИЕ И ВЫБОР КОНСТРУКТИВНЫХ И СХЕМНЫХ РЕШЕНИЙ ОБОРУДОВАНИЯ В АРКТИЧЕСКОМ ИСПОЛНЕНИИ ДЛЯ РАЗОБЩЕНИЯ ПЛАСТОВ

Для достижения качественных результатов работ по разобшению пластов, соответствующих современным требованиям, необходимо обеспечить проведение технологических процессов не только в районах с развитой транспортной инфраструктурой, но и в условиях Крайнего Севера оборудованием расчётной мощности и производительности, применять соответствующую контрольно-измерительную и регистрирующую аппаратуру. На основании анализа состояния существующей отечественной и зарубежной цементировочной техники и результатов перспективных исследований в этой области, а также с учётом собственных научно-технических решений, автором разработаны технические требования на полный комплекс цементировочного оборудования для условий Крайнего Севера, которое можно транспортировать и по земле, и вертолётom. *Ключевые слова:* комплекс цементировочного оборудования, Крайний Север, технические требования.

Библиогр 2 назв. Табл. 2

Zeltser P.Ya.

Irkutsk State Technical University, 83, Lermontov St., Irkutsk, 664074

GROUND AND CHOICE OF STRUCTURAL AND SCHEME DECISIONS EQUIPMENT IN ARCTIC EXECUTION FOR THE LEADTHROUGH OF WORKS ON THE DISCONNECTOR

To attain the high-quality results of works on the disconnecter of layers, proper modern requirements, it is necessary to provide the leadthrough of technological processes not only in districts with the developed transport infrastructure but also in the conditions of the far north by the equipment of calculation power and productivity, to apply the proper control and measuring and recording apparatus. On the basis of analysis of the state of existent domestic and foreign cementing technique and results of long-range researches in this area, and also taking into account own scientific and technical decisions an author is develop technical requirements on the complete complex of cementing equipment for the terms of The far north, which can be transported and by land, and by a helicopter. *Key words:* complex of cementing equipment, The far north, technical requirements.

Sources2, tabl. 2

При строительстве скважин в районах Крайнего Севера крепление скважин и разобшение пластов осложняются из-за отсутствия или недостаточного количества единиц специальных машин

и оборудования, которые трудно оперативно доставлять на буровые ввиду их большой массы, бездорожья, больших расстояний.

¹Зельцер Павел Яковлевич, доктор технических наук, профессор кафедры технологии и техники разведки месторождений полезных ископаемых Иркутского государственного технического университета, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: 405-754

Zeltser Pavel Yacovlevitch, Doctor of technical Sciences, professor Department Technological and Technical Prospecting Fields mineral Deposits Irkutsk State Technical University, 83, Lermontov St., Irkutsk, 664074, tel.:405-754

Применение многокомпонентных тампонажных смесей, сложных технологических схем цементирования в таких случаях, как правило, вообще невозможно. Это приводит не только к снижению качества крепления скважин и разобщения пластов, осложнениям и авариям, но и существенно снижает возможности использования для этих целей всего арсенала средств и технологий, которые успешно применяются в районах, имеющих развитую транспортную инфраструктуру. Разработанные машиностроительными научно-исследовательскими институтами комплексы оборудования для разобщения пластов в труднодоступных районах не имеют всех необходимых видов машин и аппаратуры, а вес их весьма значителен.

Работы по разобщению пластов – специализированные операции. Для их осуществления необходимо иметь обученный квалифицированный персонал, несущий ответственность за качество проведения работ, а также соответствующее оборудование, которое должно рационально использоваться с минимальными простоями. К оборудованию предъявляются достаточно жёсткие требования по техническому обслуживанию, уходу за ним, особенно в условиях Крайнего Севера. Всё это диктует необходимость разработки для таких условий, прежде всего, специального цементировочного оборудования и аппаратуры.

Для того чтобы достичь качества работ, соответствующего современным требованиям, необходимо обеспечить проведение цементировочного процесса и в условиях Крайнего Севера оборудованием расчётной мощности и производительности, применять соответствующую контрольно-измерительную и регистрирующую аппаратуру. В различных регионах страны по-разному подходят к решению этого вопроса. Так, для Тюменской области институт Зап-СибНИГНИ предложил использовать

мощности буровых насосов для прокачивания жидкостей при проведении цементировочного процесса, а приготовление тампонажных смесей осуществлять с помощью специальной перемешивающей и диспергирующей установки, которая служит для приготовления буровых растворов. В такой установке определённый (около 4 м³) объём раствора циркулирует по замкнутому циклу и после достижения необходимой кондиции перекачивается в ёмкость или в скважины. Затем приготавливается новая порция. Процесс цементирования осуществляет буровая бригада. Подобный подход, по-видимому, может быть принят как временная мера для неглубоких скважин при условии специального обучения работников буровой бригады и проведения работ под руководством опытного инженера.

Машиностроительными научно-исследовательскими институтами разработаны комплексы оборудования для разобщения пластов в труднодоступных районах. В один из таких комплексов, служащих для цементирования скважин, входят: цементировочный агрегат, цементовозы и смесительный блок.

Цементировочные агрегаты этого комплекса могут быть смонтированы на раме (5ЦА-320) для транспортирования на внешней подвеске вертолёт, на санях (5ЦА-320С) для транспортирования тягачом, а также на прицепе с болотными гусеницами (5ЦА-320ГБ) болотным трактором С-100Б. Масса вертолётного варианта агрегата составляет 8 тонн.

Входящий в комплект оборудования цементовоз 1СМР-20 имеет унифицированный с машиной СМН-20 бункер, два горизонтальных разгрузочных шнека и один загрузочный, приводимые в движение через редуктор силовым бензиновым двигателем внутреннего сгорания. Цементовоз оснащён смесителем струйного типа. Масса 1СМР-20 без саней 5 т (вертолётный вариант), с санями – 7,5 т. Цементировочный агре-

гат 5ЦА-320 и цементовоз 1СМР-20 могут быть перевезены даже тяжёлым вертолетом только в два приёма.

Существенно более лёгкий комплект цементировочного оборудования для труднодоступных районов разработала американская фирма «Халибуртон». В этот комплект входят четыре блока смонтированного на специальных полозьях оборудования, транспортируемого по воздуху. Масса каждого из блоков не превышает 1,8 т. Снижение массы достигнуто за счёт применения легированных сталей, алюминиевых сплавов, а также газотурбинных двигателей мощностью 230 кВт, имеющих небольшую массу, для привода насосов.

Таким образом, лёгкое отечественное оборудование для цементирования скважин в отдалённых районах в настоящее время отсутствует, а закупка такого оборудования за рубежом обойдётся весьма дорого. Всё это вызвало необходимость в разработке отечественного цементировочного оборудования для отдалённых, прежде всего северных, районов, рассчитанного на транспортировку и по земле, и вертолётном.

В соответствии с разработанными автором техническими требованиями в комплект цементировочного оборудования входят блоки: насосов высокого давления (НВД), загрузки порошкообразных материалов (ЗПМ), аккумуляирования порошкообразных материалов (АПМ), смесителей, дезинтегратора, управления процессом цементирования (УПЦ). Каждый из блоков имеет вес, не превышающий 1,8 т, предусмотрена возможность их транспортировки и по земле, и вертолётном.

Рассчитанная гидравлическая характеристика насосов высокого давления представлена в табл. 1. Такие показатели давлений и производительности насосов являются аналогичными тем, которые развивают серийно выпускае-

мые насосы типа 9Т и способны обеспечить проведение любых цементировочных работ, встречаемых в реальных условиях. В табл. 2 приведена техническая характеристика смесителей, предназначенных для приготовления тампонажных растворов из порошкообразных материалов и жидкости затворения.

Для контроля и управления процессом цементирования скважин предусматривается установка на соответствующих блоках основных элементов новой аппаратуры – компьютеризованной станции типа КСКЦ-01, разработанной НИИ интроскопии при Томском политехническом университете. Станция позволяет проводить следующие операции:

- экспрессный контроль (обновление текущей информации через 1 мин) плотности тампонажного раствора, поступающего от цементировочных агрегатов в напорный коллектор или осреднительную емкость;
- измерять плотность, расход и давление тампонажного раствора, поступающего в скважину;
- измерять расход и давление буферной жидкости или раствора, поступающего в скважину через цементировочный агрегат для продавливания пробки;
- отображать в реальном масштабе времени параметры процесса цементирования на дисплее компьютера в виде мнемосхемы или графиков;
- передавать информацию о плотности раствора машинистам цементировочных агрегатов с помощью цифровых табло и вычислять полный объём раствора и буферной жидкости, закачанных в скважину.

С учётом работы в северных условиях планируется снабдить оборудование приборами контроля температуры окружающего воздуха и прокачиваемых жидкостей.

Таблица 1

Гидравлические характеристики насосов высокого давления

Режим работы	Включённая скорость	Диаметр цилиндрических втулок, мм					
		100		115		127	
		Подача, л/с	Давление, МПа	Подача, л/с	Давление, МПа	Подача, л/с	Давление, МПа
На максимальную подачу	II	3,0	30,5	4,1	22,5	5,1	18,2
	III	5,8	15,9	7,9	11,7	9,8	9,5
	IV	9,0	10,3	12,2	7,6	15,1	6,1
	V	13,5	6,9	18,8	8,0	23,0	4,0
На максимальное давление	II	2,9	32,0	4,0	23,0	4,9	18,5
	III	5,2	18,0	7,0	13,4	8,7	10,7
	IV	7,9	11,7	10,7	8,7	13,3	7,0
	V	11,9	7,8	16,1	5,8	20,0	4,7

Таблица 2

Технические характеристики смесителей

Показатели	
Водоподающий насос	Центробежный
Ёмкость бункера, т	20
Подача готового раствора, м ³ /мин	0,6-2,0
Тип смесительного устройства	Вакуумно-гидравлический
Плотность приготавливаемого раствора, г/см ³	1,7-2,1
Подача порошка к смесительному устройству	Двумя горизонтальными шнеками
Подача материала к смесителю	Механическая
Система регулирования плотности	Количеством подаваемых воды и сухого материала

Для осуществления цементировочного процесса необходимо определенное количество блоков насосов, смесителей и аккумуляирования порошкообразных материалов. Это количество зависит от горно-геологических условий района работ, объемов закачиваемых жидкостей, массы порошкообразных материалов, надёжности оборудования и других факторов.

Учитывая трудность и высокую стоимость доставки вертолётами большого количества блоков цементировочной техники в условиях Севера, случаи цементирования мы разграничили на те, при которых требуется полный комплект оборудования, и на те, при которых на буровую можно доставить только часть такого комплекта.

При цементировании эксплуатаци-

онных и ответственных промежуточных скважин и необходимости приготавливать, закачивать и продавливать большое количество тампонажного раствора в сложных горно-геологических условиях следует обеспечивать буровые полным комплектом цементировочного оборудования. Этот комплект назовём первым вариантом цементировочного оборудования (ВЦО-1).

При цементировании кондукторов и спускаемых на небольшие глубины промежуточных колонн на буровую может быть доставлена часть полного комплекта, которую назовём вторым вариантом цементировочного оборудования (ВЦО-2).

В состав ВЦО-2 должны обязательно входить следующие блоки: по одному НВД, ЗПМ, АПМ и смесителя, а

также блок УПЦ.

В обоих случаях необходимо предусматривать возможность использования насосов буровой установки для продавливания тампонажных растворов. При этом целесообразно использовать устройства, смягчающие гидравлический удар при получении давления «стоп», для исключения порыва манифольда и обсадной колонны при окончании процесса.

Блок дезинтегратора доставляется на буровые при необходимости размола слежавшегося портландцемента или других материалов и веществ, вводимых в тампонажный раствор и состоящих из кусков достаточно крупных размеров. Этот блок может применяться для осуществления работ по измельчению материалов на основных или промежуточных базах буровых предприятий. Когда процесс цементирования необходимо провести в сжатые сроки или обеспечить повышенную надёжность процесса, дополнительно к комплекту ВЦО-1 могут быть завезены на

буровую и использованы блок НВД и другие, которые входят в состав полного комплекта цементировочного оборудования.

При разработке документации на оборудование предусмотрено выполнение эргономических и экологических требований, с учетом того, что работы будут проводиться в экстремальных климатических и географических условиях Крайнего Севера.

Выбор варианта оборудования в каждом конкретном случае должен осуществляться после всестороннего обоснования.

Библиографический список

1. Буровое оборудование: Справочник: В 2-х т./В.Ф. Абубакиров, В.Л. Архангельский, Ю.Г. Буримов и др. – М.: Недра, 2000. – 523 с
2. Справочное руководство по цементировочному оборудованию/ О.И. Бездольный, А.И. Булатов, В.Д. Барановский и др. – М.: Недра, 1979. – 187 с.

Рецензент: кандидат технических наук, профессор Иркутского технического университета В.В.Большаков

ПАМЯТЬ О НИХ СОХРАНИМ

Валерий Васильевич Шевелев



8 февраля 2008 г. на 72 году ушёл из жизни профессор кафедры геологической съёмки, поисков и разведки полезных ископаемых Иркутского государственного технического университета Валерий Васильевич Шевелёв – выдающийся геолог-педагог, ученый, который не мыслил разработку своих научных идей без внедрения в практику поисково-разведочного дела.

Свою трудовую деятельность В.В. Шевелев начал в 1959 г. в качестве ассистента кафедры разведочного дела Иркутского горно-металлургического института (ныне Иркутский государственный технический университет). Одновременно он принял участие в разведке Хайтинского месторождения огнеупорных глин, разрабатывая наиболее рациональную методику проведения разведочных работ. Результатом этой исследовательской и производственной работы явилась подготовка и защита в 1967 году кандидатской диссертации и защита запасов огнеупорных глин Хайтинского месторождения в ГКЗ СССР с отличной оценкой. В 1969 г. ему присвоено звание доцента.

В эти же годы происходит станов-

ление его как прекрасного педагога. Начав свою педагогическую деятельность с чтения курса лекций по дисциплине «Проходка геологоразведочных горных выработок», он вскоре переключается на чтение лекций и проведение лабораторных занятий по курсу «Разведка и геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых». Именно этот предмет стал главным в его научной, производственной и педагогической деятельности.

За свою долгую трудовую жизнь В.В.Шевелев принимал активное участие в разведке и поисках железорудных месторождений (Нерюндинское месторождение), золоторудных месторождений (Зун-Холбинское месторождение в Бурятии, Сухой Лог, Первенец, Голец Высочайший, Западное и другие месторождения Ленской золотоносной провинции). Результатом этих работ были многочисленные производственные отчеты и проекты, в которых В.В.Шевелев являлся ведущим автором. И совершенно не случайно в день 150-летия предприятия «Лензолото» ему был вручен почетный знак «За безупречный

труд в ознаменование 150-летия «Лензолото», а за участие в разведке одного из крупнейших месторождений России – месторождения «Сухой Лог» он был удостоен Ордена Трудового Красного Знамени.

Лишь только некоторые результаты своих исследования В.В.Шевелев считал возможным публиковать в открытой печати. За годы научной деятельности он опубликовал 40 печатных работ.

Огромный вклад в становление факультета геологии, геоинформатики и геоэкологии Иркутского государственного технического университета внес В.В.Шевелев, будучи деканом этого факультета в течение 1969-1972 и 1979-1984 гг. При его непосредственном участии осуществлена организация и проведена успешная работа по созданию Отраслевой научно-исследовательской лаборатории «Методики разведки» Мингео РСФСР, плодотворно функционирующей с 1980 г. по 1990 г. – года, прервавшего развитие передовой геологической науки и практики в России.

В период его работы заместителем декана (1968-1969), была приобретена и организована первая стационарная база геологических учебных практик в п. Попово. Большое внимание В.В. Шевелев уделял воспитательной работе студентов. Его труд на поприще воспитателя так оценивает один из выпускников тех лет, геолог и поэт В. Дмитриевский:

И может быть, под звон стаканов
Мы учредим без лишних слов
Диплом **Народного** декана –
Его достоин Шевелёв!

Наряду с большой учебной и воспитательной работой В.В.Шевелев активно участвовал в работе различных общественных и профессиональных комиссий. В разные годы он работал в профсоюзном комитете университета, возглавлял комиссию по трудовым спорам, комиссию по контролю за учебным процессом, являлся членом НТС и заместителем пред-

седателя Территориальной комиссии по запасам месторождений полезных ископаемых по Иркутской области, членом научно-методического совета по геологическому образованию Всероссийского учебно-методического объединения.

Много труда вложил В.В. Шевелев в проведение экспертизы проектов, материалов ТЭО кондиций и отчетов, представляемых в ТКЗ при Агентстве по недропользованию по Иркутской области («Иркутскнедра»). Его деятельность на этом поприще была отмечена знаком почетного эксперта, учрежденным в честь 80-летия ГКЗ.

Последние годы своей жизни В.В.Шевелев посвятил методическому обеспечению читаемых им курсов. В 1999 г. им опубликовано методическое пособие «Мировой рынок минерального сырья», в 2001 г – «Стратегия менеджмента в геологии», в 2002 г – разделы методического пособия «Поиски и разведка твердых полезных ископаемых в примерах и задачах», в 2004 г. - «Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых» и в этом же году превосходное учебное пособие, подводящее итог его научной и педагогической деятельности «Разведка и геолого-экономическая оценка месторождений твердых полезных ископаемых». В 2005 г. он издает еще одно учебное пособие – «Правовые основы недропользования». Перечень этих учебно-методических пособий убедительно свидетельствует о том, что в своей работе В.В.Шевелев чутко чувствовал пульс времени и активно готовил будущих специалистов-геологов к деятельности в условиях рыночной экономики.

В.В.Шевелев был общительным коммуникабельным человеком, верным другом, прекрасным мужем и отцом. Пока позволяло здоровье, он участвовал в соревнованиях в составе факультетской волейбольной команды, увлекался рыбалкой на хариуса.

Кроме вышеуказанных наград, он

в разные годы был удостоен знаков «Отличник высшего образования», «За отличие и успехи в работе», «Отличник разведки недр», «Передовой геолог», «Почетный разведчик недр».

Мы, его друзья, коллеги и ученики

навсегда сохраним память об этом умном, талантливом геологе и добром человеке, а его учебно-методические разработки на долгие годы будут руководством в работе будущих поколений геологов.

Коллеги, друзья и ученики

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ» включен в Перечень ВАК для публикации работ по содержанию докторских диссертаций, имеет государственную регистрацию и распространяется по подписке
(Каталог «Почта России», индекс 72522)

1. В журнале публикуются статьи по следующей тематике:
 - геологическое строение рудных месторождений (вмещающие комплексы пород, связь оруденения с магматизмом, осадконакоплением, метаморфизмом);
 - тектоника месторождений и рудных полей (складчатые, разрывные нарушения, магматогенные структурные элементы; геодинамические реконструкции);
 - минералогия и геохимия месторождений полезных ископаемых; геммология;
 - генетические вопросы формирования месторождений полезных ископаемых;
 - металлогения (рудные зоны, районы, пояса)
 - методика поисков и разведки рудных месторождений;
 - экономическая оценка рудных месторождений, правовые основы недропользования;
 - физико-геологические модели месторождений;
 - геофизические методы поисков и разведки рудных месторождений;
 - ГИС применительно к рудным объектам;
 - горно-буровые методы поисков и разведки;
 - гидрогеология и инженерная геология рудных районов, полей и месторождений;
 - вопросы геоэкологии применительно к освоению рудных районов, полей, месторождений.
2. Статьи принимаются от авторов, работающих в вузах России, в отраслевых и академических научно-исследовательских институтах и в производственных геологических организациях.
3. Объем статьи должен быть не свыше 12 стр. машинописного текста, включая таблицы и иллюстрации.
4. Статьи принимаются в 2-х экземплярах машинописи на листах формата А4 и на дискете 3,5 или диске CD, в формате Microsoft Word 2000 для Windows. Шрифт Times New Roman, размер 12 (строки через 1,0 интервал), перенос слов автоматический. Параметры страницы и абзаца: отступы сверху и снизу 2,5 см, слева и справа 2,5 см, табуляция 1 см, ориентация книжная.
5. Статья должна сопровождаться индексом УДК (в правом верхнем углу), аннотацией **на русском и английском языках** (не более 7 строк каждая), списком ключевых слов **на английском и русском языках**, актом экспертизы, сведениями об авторах (название вуза, организации, учреждения, фамилия, имя, отчество, должность, контактный телефон, почтовый и электронный адрес) - **на русском и английском языках**.
6. Цитируемая литература дается общим списком в конце статьи в алфавитном порядке и полном ее наименовании (не более 15 наименований). Ссылки в тексте приводятся в квадратных скобках с указанием порядкового номера в списке.
7. Текст статьи формируется в 2 столбца. Места для рисунков и таблиц резервируются в начале или конце страницы в виде пробелов.
8. Рисунки и фотографии (2 экз.) должны быть выполнены чисто и аккуратно в соответствии с требованиями к геологической графике, в оттенках черно-серого цвета.

Масштаб их должен быть пригодным для тиражирования, а размер не более 170x245 мм. В электронном варианте статьи представляются в виде отдельных файлов с расширением *BMP, *DOC, *JPEG или *TIF. Количество рисунков не должно превышать 5 шт. Распечатанные рисунки на стандартных листах формата А4 прилагаются к статье в отдельном конверте, пронумеровываются и снабжаются отдельным списком подписей с указанием их местоположения на полях рукописи и в пределах поля рисунка.

9. Статья должна быть подписана всеми авторами в конце текста с указанием полного названия организации, фамилии, имени, отчества, должности, почтового и электронного адресов авторов (**на русском и английском языках**).
10. Желательно, чтобы статьи сопровождалось представлением кафедры (лаборатории) и рецензией одного из членов редколлегии журнала.
11. Авторы статей, помещаемых в сборник, обязуются содействовать его популяризации в своих организациях и содействовать подписке.
12. Плата с аспирантов за публикацию рукописи не взимается.
13. Редакция оставляет за собой право отклонять статьи, не отвечающие указанным требованиям. Поступающие в редакцию материалы возврату не подлежат.
14. Журнал выпускается с периодичностью 2 номера в год

По вопросам публикации обращаться по адресу: 664074, г.Иркутск, Лермонтова, 83, Иркутский государственный технический университет, редакция, аудитория Е-314.

Телефоны

(3952) 40-51-12 – главный редактор Семинский Жан Вячеславович

(3952) 40-51-14 – зам. главного редактора Кочнев Анатолий Петрович,

зам. главного редактора Учитель Михаил Семенович,

e-mail: uchitel_mc@istu.edu

(3952) 40-56-53 – ответственный секретарь Яхно Марина Владиславовна

E-mail: ggpi@istu.edu; seminsky@istu.edu

ИЗВЕСТИЯ

**СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК**

**ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Выпуск 7 (33)

Компьютерный набор и верстка М.С. Учитель

Подготовила к печати Н.В. Родионова



Подписано в печать 25.05.2008. Формат 60 x 84 / 8.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 20,0.
Уч.-изд. л. 20,25. Тираж 300 экз. Зак. 465. Поз. плана 33н.

ИД № 06506 от 26.12.2001

Иркутский государственный технический университет
664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83

Учредитель - Иркутский государственный технический университет
Зарегистрирован Федеральной службой по надзору за соблюдением законодательства в сфере
коммуникаций. Свидетельство о регистрации журнала ПИ № ФС77-22266 от 2.11.05 г.

