МИНЕРАГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

МИНЕРАГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

ПЕТРОЗАВОДСК
2009

Российская академия наук
Отделение наук о Земле
Учреждение Российской академии наук
Институт геологии КарНЦ РАН
Межведомственный комитет по рудообразованию
Межведомственный петрографический комитет
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия
Российский фонд фундаментальных исследований

МИНЕРАГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
Петрозаводск, 11–13 ноября 2009

Петрозаводск
2009

УДК 553 : 551. 71/.72

Минерагения Докембрия. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2009. 314 с.

В сборнике представлены материалы Всероссийской конференции по минерагении докембрия. Они охватывают современную информацию по широкому кругу вопросов как общей так и региональной минерагении докембрийских комплексов, а также геологии и минералогии отдельных рудных полей и месторождений различных регионов не только России но и сопредельных государств.

Материалы сборника могут быть рекомендованы исследователям различных направлений, занимающимся изучением докембрия

Тексты представленных материалов публикуются в авторской редакции.

Редакционная коллегия:

Академик РАН Д.В. Рундквист, А.И. Голубев (ответственные редакторы), В.В. Щипцов, Н.И. Кондрашова, А.В. Первунина

Материалы изданы при финансовой поддержке ОНЗ РАН и РФФИ – грант № 09-05-06120-г.

ISBN 978-5-9274-0386-8

© Учреждение Российской академии наук Институт геологии КарНЦ РАН, 2009
© Учреждение Российской академии наук Карельский научный центр РАН, 2009

ОРГКОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

СОПРЕДСЕДАТЕЛИ

Богатиков Олег Алексеевич – академик РАН, МПК, ИГЕМ РАН, г. Москва
Лаверов Николай Павлович – академик РАН, вице-президент РАН, г. Москва
Митрофанов Феликс Петрович – академик РАН, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты
Рундквист Дмитрий Васильевич – академик РАН, ГГМ им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва
Щипцов Владимир Владимирович – д.г.-м.н., директор ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

ЗАМЕСТИТЕЛИ ПРЕДСЕДАТЕЛЯ

Голубев Анатолий Иванович – зав. лаб., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
Вревский Александр Борисович – д.г.-м.н., директор ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург
Иващенко Василий Иванович – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

УЧЕНЫЕ СЕКРЕТАРИ

Кондрашова Наталья Ивановна – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
Первунина Аэлита Валериевна – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

ЧЛЕНЫ ОРГКОМИТЕТА

Бавлов В. Н. – Федеральное агентство по недропользованию, г. Москва
Бортников Н. С. – академик РАН, директор ИГЕМ РАН, г. Москва
Войтеховский Ю. Л. – д.г.-м.н., директор, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты
Глебовицкий В. А. – чл.-корр. РАН, СпбГУ, г. Санкт-Петербург
Глико А.О. – академик РАН, академик-секретарь ОНЗ РАН, директор ИФЗ РАН, г. Москва
Глушанин Л.В. – начальник Управления по недропользованию по РК, г. Петрозаводск
Гордиенко И.В. - чл.-корр. РАН, Председатель Президиума Бурятского НЦ СО РАН, г. Улан-Удэ
Горячев Н.А. - чл.-корр. РАН, директор СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан
Диденко А.Н. – д.г.-м.н., директор ИГТ ДВО РАН, г. Хабаровск
Добрецов Н.Л. – академик РАН, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск
Додин Д.А. - чл.-корр. РАН, ФГУП ВНИИ Океангеология, г. Санкт-Петербург
Еремин Н.И. - чл.-корр. РАН, МГУ, г. Москва
Казанский В.И. – д.г.-м.н., ИГЕМ РАН, г. Москва
Кигай И.Н. – д.г.-м.н., ИГЕМ РАН, г. Москва
Кривцов А.И. – д.г.-м.н., ЦНИГРИ, г. Москва
Коваленко В.И. – академик РАН, ИГЕМ РАН, г. Москва
Коротеев В.А. – академик РАН, директор ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург
Кузьмин М.И. – академик РАН, директор ИГ СО РАН, г. Иркутск
Курчавов А.М. – д.г.-м.н., МПК, ИГЕМ РАН, г. Москва
Леонов М.Г. – д.г.-м.н., директор ГИН РАН, г. Москва
Морозов А.Ф. – Агентство по недропользованию МПР РФ, г. Москва
Петров О.В. – к.г.-м.н., генеральный директор ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург
Пыстин А.М. – д.г.-м.н., ИГ КомиНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар
Ручкин Г.В. – д.г.-м.н., ЦНИГРИ, г. Москва
Скляров Е.В. – чл.-корр. РАН, директор ИЗК СО РАН, г. Иркутск
Смелов А.П. – д.г.-м.н., директор ИГАиБМ СО РАН, г. Якутск
Смолькин В.Ф. – д.г.-м.н., ГГМ им. В.И. Вернадского, г. Москва
Филиппов Н.Б. – к.г.-м.н., ГГУП СФ «Минерал»
Ханчук А.И. – академик РАН, директор ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток
Чернышов Н.М. – чл.-корр. РАН, ВГУ, г. Воронеж

Благороднометалльная минерализация в ультрамафитах кристаллического фундамента Беларуси

Аксаментова Н.В.[1], Жмодик С. М.[2], Агафонов Л. В.[2]

Республиканское унитарное предприятие «Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт»,
г. Минск, e-mail: aksam@igig.org.by
Институт геологии и минералогии Сибирского отделения РАН,
г. Новосибирск, e-mail: zhmodik@uiggm.nsc.ru

Совершенствование аналитических методов привело в последние годы к открытию большого числа месторождений и проявлений металлов платиновой группы (МПГ) в самых различных геологических формациях кристаллического фундамента Восточно-Европейского кратона. На Украинском щите платиноиды выявлены в породах различного возраста практически во всех геоблоках первого ранга [7]. В Карелии и на Кольском полуострове за последние 20 лет открыто несколько месторождений и значительное число рудопроявлений МПГ [3, 9]. На Воронежском кристаллическом массиве платиносодержащие интрузивные комплексы четырех возрастных уровней распространены в двух крупных структурных зонах [5].

В кристаллическом фундаменте Беларуси ультрамафические породы имеют ограниченное распространение, причем, большинство из них было выявлено лишь в последние годы. Ультрамафиты слагают небольшие массивы, тяготеющие к Старицкой зоне разломов [1]. Массивы сложены оливиновыми и оливин-роговообманковыми пироксенитами (преобладают), вебстеритами, перидотитами, горнблендитами, роговообманковыми габбро и габбродолеритами, объединенными в аргеловщинский комплекс нижнего протерозоя. Породы имеют сходный минеральный состав и различаются в основном количественным содержанием породообразующих минералов и структурой. Кумулятивные структуры пироксенитов и частое чередование пород разного состава в разрезах позволяет предполагать внутреннюю расслоенность ультрамафитов, подобную наблюдаемой в мафит-ультрамафитовых массивах других регионов.

Химический состав и структурные соотношения минералов свидетельствуют о последовательности выделения твердых фаз, свойственной массивам, формирующимся в глубинных условиях: клинопироксен (f=12–17 %) → оливин (f=21–29 %) + клинопироксен (f=19–20 %) + ортопироксен (f=26 %) $\pm$ роговая (f=21-25 %) обманка → клинопироксен (f=20 %) + ортопироксен (f=32–39 %) + роговая обманка (f=16-24 %) $\pm$ плагиоклаз (An55) → роговая обманка (f=43–48 %) + плагиоклаз (An50) $\pm$ кварц. Характерна разнообразная оксидно-рудная (магнетит, титаномагнетит, ильменит, хромомагнетит, хромшпинель) и сульфидная (пирит, халькопирит, пентландит, бравоит, галенит, сфалерит) минерализация, а также сквозная геохимическая специализация на Ni [2].

Сцинтилляционным эмиссионным спектральным анализом, выполненным в Институте геохимии РАН (г. Иркутск), обнаружено присутствие в породах Pt, Pd, Au и Ag. Причем Pt в количестве $\geq$ 0,010 г/т выявлена в 3 пробах из 34, а содержания Pd, Au и Ag, превышающие 0,001 г/т, – в 15, 17 и 12 пробах, соответственно. Дополнительное изучение было проведено в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) с использованием методов общего количественного химико-атомно-абсорбционного анализа и локального – микрозондового анализа и сканирующей электронной микроскопии. Полученные результаты (таблица 1) подтвердили наличие в породах МПГ в количествах, близких или превышающих в 3–20 раз средние содержания этих элементов в ультрамафитах, которые, согласно современным представлениям, составляют Pt 10–40 мг/т и Pd 1–10 мг/т [5]. Во всех проанализированных пробах палладий существенно преобладает над платиной (Pd/Pt = 1,6–5,0), что типично для платиносодержащих ультрамафитовых массивов “малосульфидного“ типа.

Одновременно проводились минералогические исследования путем выделения тяжелой фракции из образцов массой 100 г. Полученная тяжелая фракция цементировалась эпоксидным компаундом, шлифовалась и полировалась на алмазных пастах вручную, что исключало попадание посторонних частиц минералов. Изготовленный препарат изучался на сканирующем электронном микро-

скопе SEM LEO 1430VP EDX Oxford и электронном микрозонде Camebax-Micro. В результате проведенных работ в оливин-роговообманковых пироксенитах обнаружен минерал платины – сперрилит, химический состав которого отвечает теоретическому с кристаллохимической формулой PtAs2 (таблица 2). Какие-либо примеси в нем не обнаружены. Зерно сперрилита имеет размеры 8 x 3 μm (рисунок) и находится внутри кристалла сульфоарсенида Co, Ni и Fe сложного состава, отвечающего промежуточному члену изоморфного ряда кобальтин–герсдорфит – никелевому кобальтину с отношением Co/Ni = 2,05–2,51 и As/S, близким к единице (см. табл. 2).

Таблица 1. Содержание Pt, Pd, Rh, Au, Ag (мг/т) в ультрамафитах Беларуси

№ пробы	Скв.–глубина, м	Pt	Pt*	Pd	Pd*	Rh	Pt+ Pd +Rh	Au	Ag
1	631–176,4	140	100	220	180	10	370	15	53
2	631–191,0	24	–	120	–	< 5	144	24	55
3	631–204,0	13	–	40	–	< 5	43	10	12
4	636–177,0	≤ 10	≤ 10	30	28	< 5	≤ 40	16	18
5	2к–698,0	26	21	60	70	< 5	86	9	13
6	3к–760,6	10	12	41	36	< 5	51	12	22
7	645–160,0	10	–	26	–	< 5	36	13	14

Примечание. 1–3, 5 – оливин-роговообманковые пироксениты; 4 – перидотит роговообманковый; 6 – горнблендит; 7 – амфиболизированное габбро. *Повторное определение. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН на атомно-абсорбционном спектрофотометре, модель 3030 Z с электротермическим атомизатором HGA-600 фирмы Perkin-Elmer. Аналитик В.Г. Цимбалист.

Таблица 2. Состав сперрилита и ассоциирующих с ним минералов в оливин-роговообманковом пироксените (проба 3) по данным количественного SEM анализа

Элементы, мас. %	Сперрилит			Никелевый кобальтин			Серебро Tl-содержащее
	3–104	3–1	3–2	3–3	3–4	3–5	3–1
Pt	55,78	56,85	57.06	–	–	–	–
As	44,20	43,15	42.94	46,44	46,27	46,07	–
S	–	–	–	17,73	17,15	17,85	–
Co	–	–	–	21,30	20,95	22,13	–
Ni	–	–	–	9,54	10,20	8,80	–
Fe	–	–	–	4,99	5,43	5,15	
Ag	–	–	–	–	–	–	77,97
Tl	–	–	–	–	–	–	22,03
Формула	$Pt_{0,97}As_{2,0}$	$Pt_{1,01}As_{2,0}$	$Pt_{1,02}As_{2,0}$	$(Co_{0,62}Ni_{0,28}Fe_{0,16})_{1,06}As_{1,06}S_{0,94}$			$Ag_{6,71}Tl_{1,00}$

Примечание. Кристаллохимическая формула кобальтина рассчитана по сумме мышьяка и серы, равной 2. Аналитики С.В. Летов и А.Т. Титов.

Сперрилит является одним из наиболее распространенных минералов платиновой группы в платинометалльных месторождениях и рудопроявлениях различного генезиса. В большинстве случаев он ассоциирует с минералами, в состав которых входят элементы 4, 5 и 6 групп таблицы Менделеева (As, Sb, Bi, Te, Pb), накапливающиеся на конечной стадии рудообразования. В месторождениях Восточной Сибири сперрилит встречается в пирротин-пентландит-халькопиритовых и халькопирит-пентландитовых минеральных парагенезисах, образовавшихся при температурах 400–600 ºС, но отсутствует как в высокотемпературных (Т ºС = 1000–900) Fe-оксидных, так и в поздних низкотемпературных (Т ºС < 400) ассоциациях [10]. Сульфоарсениды кобальта и никеля, судя по экспериментам, проведенным в “сухой“ системе FeAsS–CoAsS–NiAsS, образуются при температуре между 500 и 650 ºС [4, ссылка на Klemm, 1965]. Применительно к гидротермальным образованиям такая температура считается завышенной. По аналогии с условиями кристаллизации близкого по содержанию Co к кобальтину герсдорфита Ишкинского колчеданного месторождения [8], связанного с ультрамафитами, можно предполагать, что кристаллизация кобальтина в исследованных породах, а также сперрилита, происходила при температуре не выше 400–550 ºС.

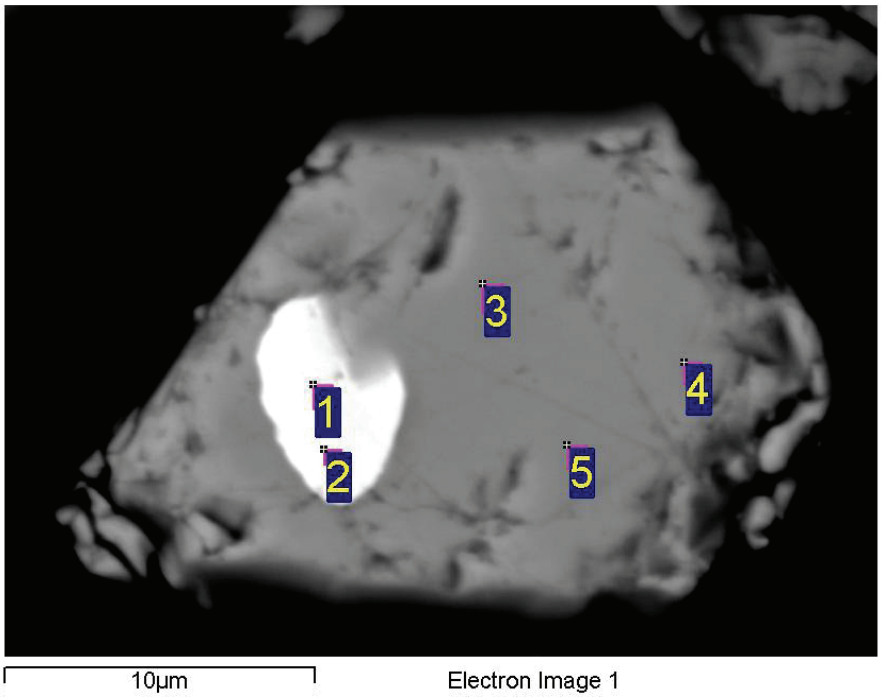


Рис. Включение зерна сперрилита (1, 2) в кристалле никелевого кобальтина (3, 4, 5). 1–5 точки микрозондирования.

Помимо сперрилита в оливин-роговообманковых пироксенитах обнаружены: самородное железо с примесью хрома (1,2 % Cr), аргентит–акантит (Ag2S) с примесью пираргирита (Ag3SbS3), образующие сростки микрокристаллов или пленки на хромсодержащем магнетите, а также соединение серебра и таллия (см. табл. 2), отвечающее формуле $Ag6_{.98}Tl1_{.02}$. Данное соединение встречено в виде включения размером первые микроны в пирите. Сведений о существовании минерала такого состава нами в литературе обнаружено не было. По аналогии с ртутьсодержащим серебром (5–30 % Hg) он может быть предварительно определен как таллийсодержащее серебро, хотя не исключено, что при более детальном исследовании может оказаться новым минералом серебра. Присутствие таллийсодержащего минерала, как и сульфида серебра, указывает на низкотемпературные условия минералообразования. Известно, что таллий плавится при температуре 304 ºС , а при более высокой – превращается в пар. Поэтому появление минералов, содержащих таллий, характерно для самых поздних стадий гидротермального процесса в ассоциации с коломорфными дисульфидами железа (пирит) и сфалеритом [6]. Экспериментальные исследования системы Ag – Tl, выполненные на кафедре «Материаловедение» Московского государственного технологического университета им. Н.Э. Баумана, показали, что при температуре 230–291 ºС может существовать полная смесимость этих металлов в интервале содержаний 94,9 % Ag и 5,1 % Tl – 2,6 % Ag и 97,4 % Tl.

Наличие в ультрамафитах аргеловщинского комплекса интеркумулусной вкрапленности сульфидов, наложившейся на более раннюю оксидно-рудную минерализацию [2], и ассоциация сперрилита с никелевым кобальтином, свидетельствует, во-первых, о выделении сперрилита из остаточных рудных жидкостей, отделившихся от магматического расплава на поздней стадии его кристаллизации и, во-вторых, о возможности образования более высоких концентраций МПГ в благоприятных для их локализации участках интрузива.

В платинометальных месторождениях МПГ локализуются, как правило, в пределах ограниченных по мощности пластообразных горизонтах интрузивного массива, так называемых критических зонах (“рифовых пачках“ [5]). В массивах формации малосульфидного типа, к которой, по-видимому, принадлежат мафит-ультрамафитовые образования аргеловщинского комплекса Беларуси, это – зоны ритмично расслоенных пород со слабым сульфидным оруденением (1–2 %) или пород с петрографической и текстурной неоднородностью, нарушающей генеральную стратификацию

интрузива и включающие габбронориты, нориты, жилы пегматоидных габброноритов и субсогласные пласты микрогабброноритов [3].

Разнообразие присутствующих в ультрамафитах рудных минералов широкого температурного диапазона указывает на длительность и стадийность процесса минералообразования, что является показателем рудообразующего потенциала аргеловщинского мафит-ультрамафитового комплекса.

Литература

1. *Аксаментова Н.В., Кожин В.Д., Трусов А.И.* Вещественный состав и структурная позиция мафит-ультрамафитовых пород аргеловщинского комплекса кристаллического фундамента Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 2004. Т. 48, № 6. С. 82–87.

2. *Аксаментова Н.В., Толкачикова А.А.* Минерагения ультрамафических пород кристаллического фундамента Беларуси // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 8–12.

3. *Голубев А.И., Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Савицкий А.В*. Платинометалльные формации // Металлогения Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1999. С. 261–273.

4. *Гриценко Ю.Д.* О применимости экспериментальных данных по сухим системам к анализу условий образования природных гидротермальных ассоциаций // Электронный научно-информационный журнал “Вестник наук о Земле РАН“. 2004. № 1 (22). С. 1–3.

5. *Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А.* Платинометальные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.

6. *Иванов В.В.* Таллий // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Том 1. Геохимия редких элементов. М.: Наука, 1964. С. 497–530.

7. *Кулиш Е.А., Галлий С.А., Комов И.Л. и др.* Платиноидоносность геологических комплексов Украины // Аспекты минерагении Украины. Сб. научн. тр. НАН и МЧС Украины. Киев, 1998. С. 329–346.

8. *Мелекесцева И.Ю.* Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 245 с.

9. *Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Корчагин А.У.* Металлогения Кольского пояса расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий // Отечественная геология. 1995. № 6. С. 37–41.

10. *Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Соболева Л.Н. и др.* Минералы благородных металлов. М.: Недра. 1986. 270 с.

Благородные металлы в колчеданных рудах Беломорской и Аллареченской структурных зон (Карело-Кольский регион)

Ахмедов А.М., Шевченко С.С., Давыдов П.С., Клюев Н.К.

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, e-mail: anver_ahmedov@vsegei.ru

Рассмотрены закономерности размещения благородных металлов в колчеданных рудах, связанных с зеленокаменными поясами, располагающимися в пределах коллизионных зон Карело-Кольского региона - Беломорской и Аллареченской.

Беломорская коллизионная зона отождествляется с Беломорским подвижным поясом и состоит из тектонических покровов или пластин, имеющих северо-западное простирание [2]. В ней выделяется два главных тектонические покрова (пластины) – Чупинский и Хетоламбинский (Рис.1). В пределах Хетоламбинского покрова сохраняются реликты позднеархейского зеленокаменного пояса, представленного вулканогенными и интрузивными образованиями преимущественно базитового состава (амфиболитами). Вблизи границ тектонических покровов среди амфиболитов хетоламбинского комплекса располагаются мощные и протяженные метасоматические зоны: Климовско-Хетоламбинская и Кивгубско-Великоостровская, контролируемые разрывными нарушениями северо-западного простирания. С этими зонами пространственно связано развитие метасоматитов, в т.ч. благороднометальных и различных типов колчеданных руд – массивных, прожилково-вкрапленных и вкрапленных, располагающихся на площадях пегматитовых полей [3]. Климовско-Хетоламбинская и Кивгубско-Великоостровская зоны развития благороднометальных метасоматитов и колчеданных

руд выделяются аномальными рудными концентрациями платиноидов, золота и серебра. По содержанию основных и благородных металлов они разделяются на два типа: существенно пирртотинового и пирротин-пиритового состава. Первые содержат реликты пентландита, халькопирита, никель-кобальтовый пирротин, который, возможно, развивается по пентландиту (Табл.). Во вторых, помимо пирротина, широко представлен поздний пирит, развивающийся по пирротину. Руды второго типа чаще всего ассоциируют с вмещающими их благороднометальными хлоритовыми метасоматитами.

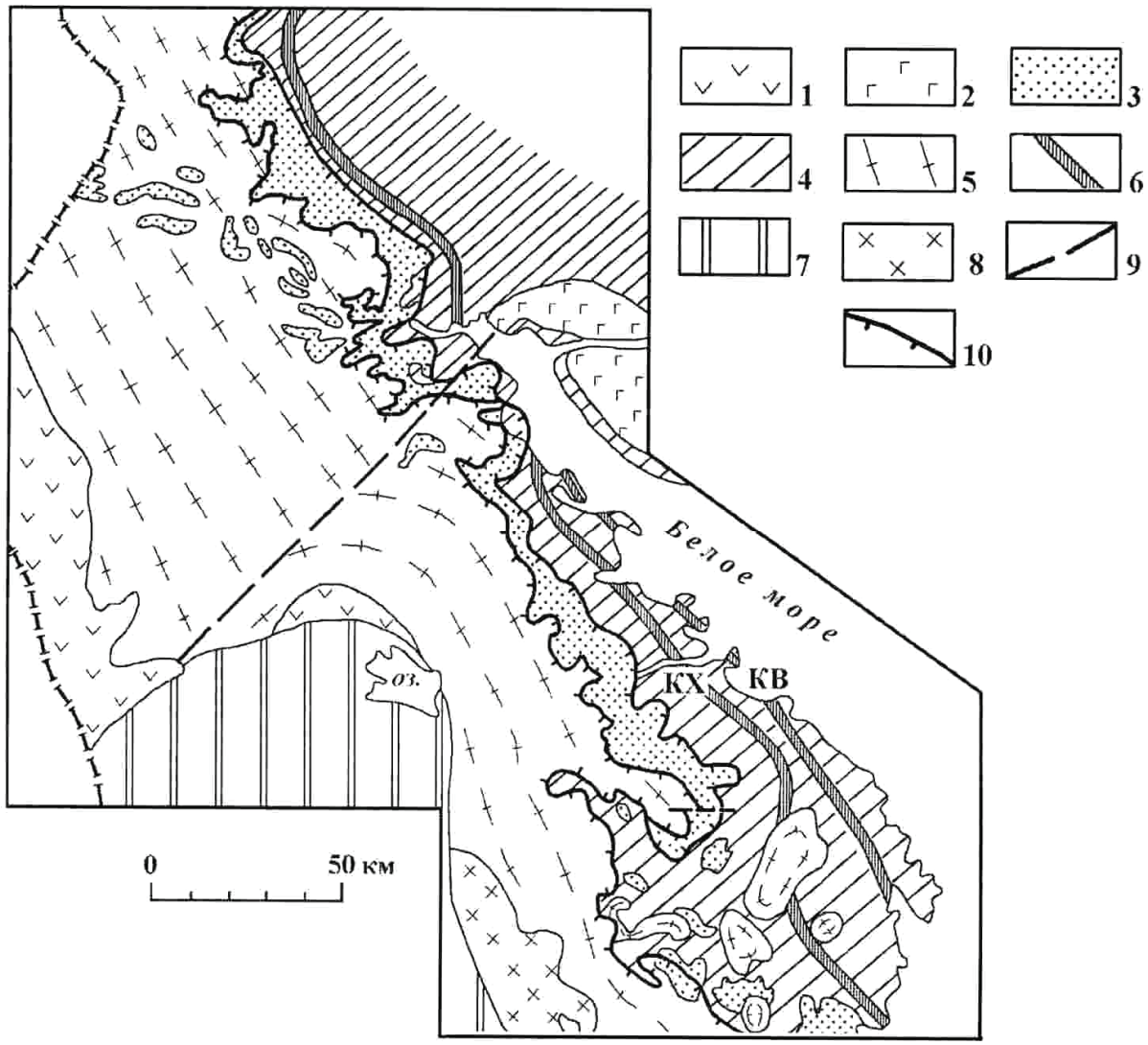


Рис. 1. Упрощенная геологическая схема Беломорского подвижного пояса с размещением зон развития метасоматитов и колчеданных руд (по Ю.В.Миллеру, 2006, с изменениями).

1 – карелиды; 2 – основные гранулиты; Беломорский аллохтон. Тектонические покровы (пластины): 3 – Хетоламбинский: амфиболиты, амфибол-биотитовые, амфиболовые гнейсы; 4 – Чупинский (Енский): метаграувакки, метавулканиты среднего состава; 5 – тоналитовые гнейсы; 6 – зоны развития метасоматитов и колчеданных руд: КХ – Климовско-Хетоламбинская, КВ – Кивгубско-Великоостровская; 7 – карельский кратон; 8 – чарнокиты топозерского комплекса; 9 – разломы; 10 – границы тектонических покровов (пластин)

По геохимическим особенностям колчеданные руды, связанные с этими зонами в целом близки по составу, однако имеют некоторые отличия. Колчеданные руды Климовско-Хетоламбинской зоны отличаются сравнительно невысокими значениями основных металлов: никеля, меди, кобальта и цинка, но содержат более значительные концентрации платиноидов, в частности, палладия. Ру-

ды Кивгубско-Великоостровской зоны, напротив, выделяются высокими содержаниями основных металлов и более значительной мощностью рудоносных интервалов. Содержание золота в них более высокое, но, кроме того, они содержат выдержанные по простиранию аномальные концентрации палладия и серебра. В той и другой зонах аномальные содержания благородных металлов в колчеданных рудах связаны с присутствием теллуридов и висмутитов золота, палладия, серебра. Особенно высокие значения отмечаются в тех горизонтах сульфидных руд, где присутствует халькопирит, поскольку теллуриды и висмутиты благородных металлов наблюдаются в нем в виде микровключений.

Приближенные средние содержания основных и благородных металлов в колчеданных рудах Беломорской и Аллареченской структурных зон (г/т)

Зоны развития колчеданных руд и метасоматитов	***Состав руд***	**n**	**Cu**	**Ni**	**Co**	**Zn**	**Mo**	**Au**	**Ag**	**Pd**	**Pt**
Беломорская структурная зона											
Климовско-Хетоламбинская	Пирротин-пиритовые	7	56	180	126	180	23	0,07	0,1	0,12	<0,040
	Пирротиновые	6	527	2221	309	156	8	0,18	0,4	0,11	<0,040
Кивгубско-Великоостровская	Пирротин-пиритовые	11	203	1132	166	143	18	0,37	1,9	0,16	<0,040
	Пирротиновые	9	1157	3906	704	609	7	0,18	2,3	0,24	0,06
Аллареченская структурная зона											
Аннамская	Пирротин-пиритовые	23	1182	69	26	724	91	1,3	4,8	0,07	<0,040
	Пирротиновые	18	703	2083	112	266	2,3	0,07	1,9	0,16	<0,040
Кеулик-Кениримская	Пирротин-пиритовые	12	809	611	303	401	13	0,26	20,5	0,19	0,08
	Пирротиновые	27	1102	4027	286	394	4,2	0,07	1,3	0,47	<0,11

Близкие по характеру строения и минеральному составу сульфидоносные горизонты наблюдаются и в Аллареченской структурной зоне, которая представляет собой зону сжатия, располагающуюся между Печенгско-Варзугским рифтогенным поясом на севере и лапландскими гранулитами на юге. Реликты позднеархейского зеленокаменного пояса здесь также представлены, главным образом, амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, которые частично милонитизированы и гранитизированы (Рис. 2). Кроме зеленокаменных пород в разрезе зоны широко представлены метаморфизованные граувакки, железистые кварциты, характерные для позднеархейских зеленокаменных поясов. Зоны сульфидизации имеют мощное развитие, большую протяженность и выделены по аномалиям электропроводимости методом Aero Tem, наземными геофизическими работами (МПП, срединный градиент) и заверены маршрутными исследованиями. Также как их аналоги в Беломорском подвижном поясе, они имеют преимущественно пирит-пирротиновый состав, в котором присутствуют в значительном количестве сфалерит, молибденит и пентландит [1]. Выделяются два основных типа колчеданных руд – руды, связанные с зонами милонитизации, развитыми по гранитизированным амфиболовым гнейсам, березитам и руды, располагающиеся среди массивных амфиболитов. В рудах первого типа преобладает пиритовая минерализация (до 60%), ассоциирующая с молибденитом и сфалеритом. Все руды этого типа выделяются повышенными содержаниями цинка, молибдена, золота и серебра. Руды второго типа характеризуются более сложной минеральной ассоциацией и выделяются повышенными и аномальными содержаниями никеля, меди, золота и платиноидов, из которых также значительно преобладает палладий. Также как и в Беломорском подвижном поясе, аномальные содержания благородных металлов в обоих типах руд Аллареченской зоны определяются присутствием в них теллуридов и висмутитов этих металлов.

Предполагается, что, как и в хетоламбинском комплексе Беломорского подвижного пояса, существенно пирротиновые руды Аллареченской структурной зоны первоначально формировались за счет интрузивно-вулканогенного основного магматизма и изменили свой состав под влиянием наложенных метасоматических процессов. Колчеданные руды существенно пирротин-пиритового со-

става, связанные с зонами милонитизации и березитизации, сформировались под влиянием низкотемпературных наложенных преобразований.

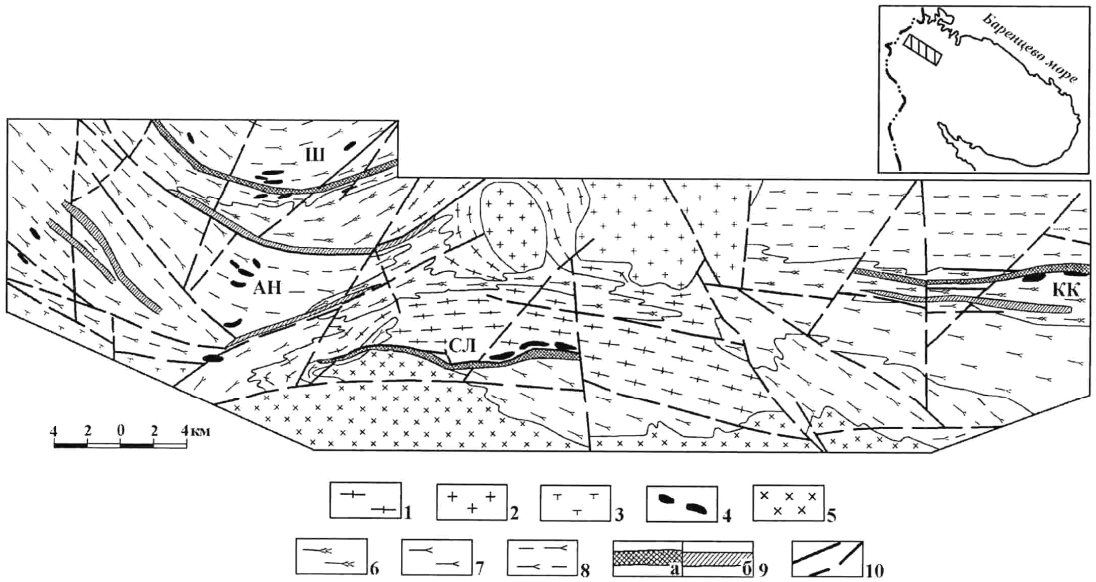


Рис. 2. Геологическая схема Аллареченской структурной зоны с размещением зон развития сульфидсодержащих метасоматитов и колчеданных руд

1 – мигматит-граниты лицко-арагубского комплекса; 2 – лицко-арагубский комплекс монцодиоритов – гранитов; 3 – лапландский комплекс гранулитов; 4 – аллареченский комплекс оливинит-гарцбургитов; 5 – гранодиориты, гнейсо-гранодиориты; 6 – амфиболиты толщи Кеулик-Кенирим; 7 – амфиболиты, амфиболовые гнейсы кольского метаморфического комплекса; 8 – ортогнейсы амфибол биотитовые, биотитовые; 9 – зоны сульфидизации и колчеданные руды: а – преимущественно с Cu, Ni, Pd специализацией, б – с Au, Ag специализацией; 10 – разрывные нарушения
Рудоперспективные площади: АН - Аннамская, Ш – Широкая, СЛ – Солозерская, КК- Кеулик-Кениримская

В пределах этих двух структурных зон выделяются горизонты колчеданных руд, имеющих медь-никель-благороднометальную специализацию, которые наиболее перспективны для выявления комплексного благороднометального оруденения. К таким рудам в Аллареченской зоне следует отнести колчеданное оруденение, развитое на площадях Кеулик-Кинирим, Солозерской и гора Широкая, а в Беломорском подвижном поясе – в Кивгубско-Великоостровской зоне развития колчеданных руд.

Литература

1. *Балабонин Н.Л.* Минералогия и геохимия колчеданного оруденения (Северо-запад Кольского полуострова). Изд. КФ АН СССР, Апатиты, 1984. 155 с.

2. *Миллер Ю.В.* Беломорский подвижный пояс Балтийского щита.// Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. с. 5-14.

3. *Шевченко С.С., Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю.* Благороднометальные метасоматиты позднего архея Чупино-Лоухского фрагмента Беломорской подвижной зоны.// Региональная геология и металлогения. 2009. № 37. с. 106-120.

Процессы растяжения и рудогенез в докембрии

Балуев А.С., Терехов Е.Н.

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: baluev@ilran.ru , tereh@ilran.ru

Еще до появления «тектоники плит» многие особенности состава и структуры докембрийских комплексов, а именно высокий метаморфизм и интенсивная складчатость, способствовали тому,

что громадное большинство исследователей считали, что важнейшими динамическими событиями, определившими их «лицо», являлись процессы сжатия. Поэтому идеи «тектоники плит», в которой процессы коллизии - сжатия играют важнейшую роль, нашли глубокое понимание среди исследователей докембрия[3,8] . Тектоника это не только одно из направлений геологических исследований, но своего рода философия на основе, которой базируются другие ветви этой науки и, прежде всего минерагения. В рамках «тектоники плит» многие структурные элементы земной коры, традиционные для областей развития докембрия, приобрели новый геодинамический смысл. Так архейские зеленокаменные пояса стали интерпретироваться как островные дуги, подвижные пояса – как коллизионные системы или сутурные зоны, палеопротерозойские троговые системы как реликты палеоокеанов и даже палеорифтовые системы неопротерозойского возраста, по мнению некоторых исследователей, маркируют орогенные пояса[15]. Не трудно заметить, что важнейшим тектоническим режимом для подобных построений является обстановка сжатия. Увлечение «тектоникой плит» для докембрия и, соответственно, идеями сжатия приводят исследователей к весьма парадоксальным выводам. Так, в последние годы было установлено, что верхняя мантия и нижняя кора Кольско-Архангельской щелочно-кимберлитовой провинции задолго до образований палеозойских интрузий, то есть в период 1.9-1.7 млрд. лет назад, была обогащена некогерентными элементами [1]. Именно плавление этой обогащенной мантии и привело к формированию кимберлитов и массивов УЩК. Большое число исследователей – сторонников теории «тектоники плит» считают, что это обогащение произошло за счет субдукции каких- то особенных осадков [2], которые, кстати, в неизмененном виде нигде не сохранились. Да и зона палеосубдукции выделяется только по современным наклонным границам геофизическими методами. Для многих памятен пример, когда шунгиты Карелии рассматривались как остатки органической жизни, а некоторые исследователи месторождений графита в метаморфических комплексах Гондваны, часто архейского возраста, пошли ещё дальше и по их мнению гигантские месторождения кристаллического графита образовались над зоной закрытия Мозамбикского океана протерозойского возраста [16]. Схема их образования основана на идеях субдукции океанических осадков с органикой, а где-то на глубине происходит отделение углерода и его вынос на поверхность. Можно ещё долго продолжать примеры, когда в силу тех или иных причин генезис докембрийских месторождений полезных ископаемых ассоциировался с «тектоникой плит» и соответственно с режимом сжатия.

Однако в последние годы появляется всё больше данных о том, что для многих геологических объектов, для образования которых предполагался режим сжатия, совсем не обязательна подобная ситуация. Так, в отношении пологих тектонических зон в глубокометаморфизованных комплексах, которые почти без сомнения рассматривались как тектонические зоны надвигового типа, в настоящее время выяснилось, что отличить их от сбросов в условиях пластичных деформаций практически невозможно [7, 18]. Оказалось, что лежачие складки, которые десятилетиями рассматривались как показатели надвиговой тектоники, в большей мере формируются в обстановке горизонтального растяжения, а не сжатия [17]. До сих пор гранулиты и эклогиты многими исследователями рассматриваются как показатели режима сжатия, тогда как другие, а их число неуклонно растет, считают, что это совсем не обязательно, а факт их наличия свидетельствует о явлениях андерплейтинга или флюидной продувки в обстановке растяжения [9, 10]. Так Лапландский гранулитовый пояс, скорее всего, является именно таким объектом, а молодые радиологические возраста фиксируют не возраст «океана», а время андерплейтинга и этапы эксгумацииглубокометаморфизованных пород [10,11]. Известные во всех складчатых комплексах очковые гнейсы (бластомилониты) с большой долей вероятности отражают условия растяжения, а не сжатия, как считалось ранее. Генеральным направлением эволюции земной коры является процесс гранитизации основных пород, то есть постоянное увеличение объема и несколько парадоксальным выглядит термин «коллизионные граниты». Их классический пример – Гималайские граниты, но на самом деле это граниты А-типа [20] и образовались они в обстановке растяжения. Связана ли эта обстановка с коллизией Индии и Азии, ещё остаётся под вопросом. И, наконец, привычное понятие – «высокобарные минералы» в целом оказалось не совсем правильным, так как известно, что такие минералы как гранат, кианит, силлиманит, корунд и даже алмаз чаше всего образуются на регрессивных этапах развития геологических комплексов [11], то есть отвечают условиям растяжения. Таким образом, идеи, основанные на мо-

делях растяжения, привлекают всё большее число исследователей, особенно тектонистов. Соответственно и многие металлогенические построения должны принципиально меняться при подобной трактовке. Обратить внимание на эти проблемы исследователей других специальностей и, прежде всего металлогенистов – цель данного доклада.

С момента появления на Земле хрупкой коры, основным структурным элементом растяжения верхних частей её оболочки явились сбросы. Именно благодаря эволюции сбросов можно объяснить появление на поверхности глубокометаморфизованных пород, без какой либо существенной эрозии и соответственно решить вопрос о главном парадоксе докембрия – широчайшем развитии на поверхности Земли глубокометаморфизованных пород. Само по себе быстрое появление глубинных пород на поверхности или вблизи её за счет сбросов предопределяет два геологических явления, которые в значительной мере могли определить направление эволюции Земли. Так, породы лежачего крыла сброса по мере движения к поверхности подвергаются процессам изотермической декомпрессии, что приводит к повсеместному развитию метасоматитов и частичному плавлению, что способствует развитию метаморфических ядер (кольцевых и «вихреподобных» по форме структур) на заключительных этапах эволюции сбросовых зон [7, 18, 19]. В свою очередь глубинные зоны земной коры и мантии при декомпрессии теряют флюиды, что усиливает эффект этого плавления. Естественно, чем глубже в земную кору проникает сброс, тем более глубинные породы могут подняться к поверхности и тем больше эффект декомпрессионных явлений: плавления и метасоматических преобразований. Именно большей глубиной проникновения сбросов по мере охлаждения коры и верхней мантии можно объяснить эволюцию в истории Земли главнейших магматических формаций от «серых гнейсов» и коматиитов в докембрии до щелочных пород в фанерозое.

Идеи, в которых процессы растяжения коры реализуются посредством эволюции пологих сбросов, когда за счет явлений декомпрессии выделяется большое количество разнообразных флюидов, позволяют с принципиально новых позиций трактовать генезис многих типов как обычных горных пород, так и несущих полезные ископаемые. Известно, что большинство рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых образовалось при магматических и метасоматических процессах, которые маркируют обстановки растяжения. Остановимся на некоторых примерах, хорошо известным авторам доклада.

В Карелии, в ятулии известно большое количество проявлений аркозовых песчаников с кварцевой галькой, которые ассоциируются с толеитовыми базальтами [6]. Считается, что песчаники образовались за счет выветривания в стабильных континентальных обстановках и многократного перемывания, а вулканиты, с позиций традиционных взглядов в данной ситуации, оказываются вроде бы и лишними. Изучение современных зон активного воздымания, приуроченных к лежачим крыльям сбросов показывает, что в них чрезвычайно широко развиты явления тектоно-кессонного эффекта, когда монолитные граниты или гранито-гнейсы, моментально, по геологическим понятиям, превращаются в минеральную дресву, которая сползая по склону, образует осадочную полосчатость. То же можно сказать и про генезис галек, когда они формируются за счет процессов дескамации, которые типичны для поднятых плечей рифтов. Соответственно тектоническая и металлогеническая оценка этих явлений будет совершенно иной, чем в случае формирования континентальных осадочных формаций, а взаимосвязь обломочных пород и вулканитов в рифтовых системах является вполне закономерной. Пегматиты и основные метасоматиты часто с корундами широко развиты как в Беломорском подвижном поясе [11], так в других аналогичных структурах Мира, например редкометальные пегматиты в Мозамбикском поясе (Альто-Лигонии) [4]. До сих пор многие исследователи рассматривают их как коллизионные зоны [3,8], хотя при взгляде на эти структуры с позиций горизонтального растяжения многие особенности тектоники, стратиграфии и металлогении становятся более понятными. Так, еще памятна дискуссия о существовании гранитов, которые могли образовать пегматиты в Беломорском, Мозамбикском подвижных поясах и многих других подобных структурах. Многолетняя разработка этих пегматитов показала отсутствие их связи с подобными гранитами и именно моделью растяжения можно объяснить как сам генезис подобных поясов, так и их минерагению. Согласно этой модели пегматиты, также как и другие метасоматиты, образовались под влиянием декомпрессионных флюидов в момент вывода глубинных пород к поверхности [11], а не отвечают стадии «ультраметаморфизма», для которой, естественно, подразуме-

валась обстановка сжатия. Отмечено, что многие блоки земной коры, испытавшие тектоническое поднятие, содержат или окружены породами с аномально высокими содержаниями глинозема [11, 13], то есть, очевидно, что при декомпрессии, в силу ряда причин, подвижность глинозема существенно возрастает и формируются высокоглиноземистые метасоматические образования. Вероятно, это происходит и с другими химическими элементами, например хромом или платиноидами, но не образующими столь эффектные породы как глинозем (корундиты, кианититы, бокситы и т.д.). В этой связи интересно соотношение AlYI/AlIY в минералах. Повышение давления приводит к переходу AlIY → AlYI, что сопровождается уменьшением объема. При понижении давления происходит обратная реакция с выделением тепла: AlYI → AlIY, а алюминий становится удобным партнером для комплексных соединений с летучими [12]. Реальным флюидом, способным формировать кислые метасоматиты и вынести из исходных пород такие элементы как: Al, Ti, Fe, Mg, Mn, РЗЭ, P, Zr, Y и переотложить их в виде мафических метасоматитов, может быть водородная смесь, где важную роль играют газы типа аулана (AlH3) [5]. При подъёме глубинных пород меняется состав флюидов и они становятся более окисленными. В этот период формировались пегматиты, граниты и мусковитсодержащие породы. Основные компоненты, а также Au, Cu, Cr, Ni, V на этом этапе выносились в вышележащие комплексы и на поверхность.

В последние годы повышенное внимание уделяется «месторождениям несогласия» [14]. Ранее подобные месторождения относили к стратиформному типу. Так, вблизи основания разрезов крупных синформ или прогибов рифтового типа, выполненными неопротерозойскими осадками, известны крупные и гигантские месторождения урана и драгоценных металлов. Характерной особенностью этих месторождений является длительность их эволюции и наличие рудных залежей ниже контакта фундамента с отложениями собственно рифта или прогиба. Одной из причин мобилизации рудных компонентов из пород фундамента также могут быть явления декомпрессии, характерные для сбросовых зон. Таким образом, некоторые новые тектонические построения основанные, прежде всего, на моделях растяжения земной коры посредством реализации механизма простого сдвига (сброса) позволяют с принципиально новых позиций рассматривать как саму структуру месторождений полезных ископаемых, так и источник рудного вещества. При этом вопросы, связанные с изучением процессов мобилизации вещества при декомпрессии горных пород различной эффективной вязкости, остаются практически не изученными.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 09 05 00 812 и Программы № 10 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Арзамасцев А.А.* Роль докембрийских плюм-литосферных процессов в образовании палеозойской Кольской щелочной провинции. В кн.:«Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита». Матер. Совещ. «Петрография XXI века». Апатиты. 2005. Т.3 С. 30-31.

2. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А.Богатикова. М.: Изд-во МГУ. 1999. 524 с.

3. *Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г.* Раннепротерозойская эволюция СВ Балтийского щита: Террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16-28.

4. *Балуев А.С.* Кольцевые структуры в южной части Мозамбикского пояса и их роль в размещении пегматитовых месторождений // Изв. Вузов. Геология. 1989. № 2. С. 3-13.

5. *Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра. 1975. 137 с.

6. Негруца В.З. Докембрийская формация кварцевых конгломератов Балтийского щита. Апатиты, 1990. 150 с.

7. *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГМ. 1997. 182 с.

8. *Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008, 296 с.

9. *Русин А.И.* Общие вопросы геодинамического контроля метаморфизма // Метаморфизм и геодинамика. Мат. Межд. научн.конф. Екатеринбург. 2006. С. 104 – 108.

10. *Терехов Е.Н.* Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы // Литосфера. 2007. №6. С.15-39.

11. *Терехов Е.Н.* Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит)// Геохимия. 2007. № 4. С. 411-428.

12. Фации метаморфизма // Под ред. В.С. Соболева. М.: Недра. 1970. 432 с.

13. *Щербакова Т.Ф., Терехов Е.Н.* Геохимическая характеристика глиноземистых плагиогнейсов: к вопросу о происхождении кианитсодержащих пород Беломорского пояса // Геохимия. 2004. № 6. С. 611-631.

14. *Alexandre P., Kyser K., Thomas D., Polite P., Marlat J.* Geochronology of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada and the integration in the evolution of the basin // Miner Deposita. 2009. 44. P.41- 59

15. *Bogdanova S., Gorbatschev R., Grad M., et. all.* EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the European Craton // Geol. Society, London, Memorrs. 32. P.599-625

16. *Dissanayake C.B., Chandrajith R.* Sri Lanka – Madagascar Gondvana Linkage: Evidence for a Pan-African Mineral Belt // The journal of Geology. 1999, V.107. P. 223-235.

17. *Froitzheim N.* Formation of the recumbent folds during synorogenic crustl extension (Austroalpine nappes, Switzerland) // Geology. 1992. V. 20. № 10. P. 923-926.

18. *Talbot C.J. and Ghebread W.* Red Sea detachment and basement core complexes in Eritrea // Geology. 1997. № 7. P. 655-658.

19. *Wernike B., Axen G.* On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems //Geology. 1988. V. 16. № 9. P. 848-851.

20. *Zeitler P., Chamberlain C.* Petrogenetic and tectonic significance of young leuco-granites from the nortwestern Himalaya, Pakistan // Tectonics. 1991. V. 10. № 4. P. 729-741.

Природные коксы в залежах максовитов (Карелия, Заонежский полуостров)

Бискэ Н.С.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии
Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: Biske@krc.karelia.ru

Коксоподобные максовиты, или природные «коксы», выявлены в залежах максовитов на контактах с магматическими телами основного состава. Максовиты [1] представляют собой пелитоморфные породы с содержанием шунгитового вещества смешанного типа (первично-осадочного и миграционного) от 10 до 45%; стратиграфически приурочены к верхней подсвите заонежской свиты людиковия нижнего протерозоя. Природные коксы наблюдаются на различных шунгитоносных горизонтах среди максовитов разного состава. В результате регионального метаморфизма зеленосланцевой фации органическое вещество (ОВ) в породах заонежской свиты было преобразовано до антрацитовой стадии углефикации, что способствовало стиранию различий между коксами и породами, не испытавшими контактового воздействия. Обзор публикаций наряду с наблюдениями автора позволил выделить характерные структурно-текстурные особенности коксоподобных максовитов: столбчатую (призматическую) отдельность, высокую пористость, а также комплекс признаков пластичного состояния органической массы (облекание минеральных зерен, флюидальность и т.п.).

Столбчатая отдельность является основным определяющим признаком каменноугольных коксов. Согласно [8], «пальчиковый уголь» представляет собой природный кокс в виде небольших гексагональных столбиков, образующийся вблизи интрузии магматических пород. Флюидальная текстура, свойственная коксоподобным максовитам, свидетельствует о прохождении ими пластического состояния. Известно [6], что часть углей обладает спекаемостью, т.е. при нагревании в интервале температур от 350 до 500°С переходит в пластическое состояние и спекается при температуре 500-600°С, образуя твердый пористый продукт полукокс, преобразующийся в кокс при дальнейшем повышении температуры. С увеличением стадии метаморфизма угля интервал пластичности смещается в область более высоких температур. Коксование сопровождается выделением летучих продук-

тов, смолы и газа. Самое большое количество летучих и наиболее широкая зона контактового воздействия образуются в малометаморфизованных углях. Общий объем пор возрастает с повышением температуры. В природных коксах Тунгусского угольного бассейна он достигает 60% [4].

Увеличение зольности ухудшает пластические свойства углей. Однако, имеет значение не столько общее содержание минеральных примесей, сколько их размеры, форма и характер распределения. Как известно, кероген горючих сланцев при нагревании до 200-350° способен переходить в пластическое состояние с образованием пиробитума, из которого при дальнейшей термообработке формируется полукокс.

Основными факторами природного коксования принято считать высокую температуру и скорость прогрева при невысоком давлении, не препятствующем удалению продуктов деструкции [4].

Характерные особенности природных коксов рассмотрены на примере Максовского месторождения и участка «Лебещина», локализованных соответственно на шестом и втором шунгитоносных горизонтах.

Максовское месторождение представляет собой куполообразную залежь до 500 м в поперечнике при мощности до 120 м, сложенную слюдяно-кварцевыми максовитами. Содержание $C_{св}$ в рудах варьирует от 25 до 35% и более. В центральной части залежи в 2008 г. вскрыт «внутрикупольный» силл долеритов [7] с субвертикальным подводящим каналом трубчатой формы, поперечное сечение которого достигает 30 м. Мощность силла варьирует от 3,7 до 9 м (скв. 207, 208). Кровля силла пологая, слабо волнистая, местами бугристая. На протяжении более 150 м в стенках вскрышного карьера и канав над силлом обнажается зона природного кокса с характерной полигональной столбчатой отдельностью. Видимая мощность коксовой оторочки достигает 1,7 м. Столбики толщиной 0,3-5 см и длиной до 15-20 см ориентированы перпендикулярно плоскости контакта. В ксенолитах максовитов или над бугристыми участками кровли, т.е. в местах резкого изменения залегания плоскости контакта, столбики совместно плавно изгибаются или расходятся, образуя веерообразные агрегаты. Преобладающим развитием пользуются пятигранные столбики, но количество граней может изменяться от трех до семи. В верхнем экзоконтакте трещины, разделяющие столбики, открытые или заполненные антраксолитом, кварцем и слюдой с примесью сульфидов и хлорита. Зафиксированы также халькопирит, никелистый пирит, пентландит, миллерит, сфалерит, свинцовый блеск и клаусталит.

Наряду с мелкими поперечными трещинками, разбивающими отдельные столбики, присутствуют протяженные пологие трещины. Последние разделяют коксовую зону на ряды высотой от 2-10 см (в непосредственном контакте) до 0,5-1 м, которые могут различаться размерами, ориентировкой или совершенством формы столбиков. Так, в о,4-0,6 м выше кровли силла на расстоянии около 50 м прослеживается ряд вертикальных призм размером 4×10 см. Непосредственно над кровлей обычно развиты столбики 0,5-2 см в поперечнике. По плоскостям трещин развиваются пленки углеродного вещества со штрихами на поверхности зеркал скольжения. Вблизи контакта нередко наблюдается сгущение и разрастание сети трещин вплоть до образования брекчированных пород. Прожилковая минерализация сменяется брекчиевидной, наблюдается интенсивное окварцевание максовитов. Местами долериты отделены от максовитов узкой зонкой сажистой кавернозной породы.

Контакт магмаподводящего канала с максовитами доступен визуальному наблюдению на небольшом участке в стенке вскрышного карьера. Коксовая оторочка видимой мощностью около 1 м образована сноповидными агрегатами плавно изгибающихся пологозалегающих столбиков. Представление о строении коксовой оторочки под силлом и вокруг магмоподводящего канала было получено в ходе просмотра сокращенного керна разведочных скважин 207-209. Столбчатая отдельность здесь выражена нечетко, в связи с интенсивным проявлением брекчирования и постмагматических процессов. Долериты магмаподводящего канала также разбиты многочисленными трещинами и превращены в кварцевые слюдиты. Признаки контактового воздействия ощущаются в максовитах на расстоянии свыше 30 м от контакта. Над каналом, в зоне его перехода в силл, вскрытая мощность коксов составляет около 10 м. Породы здесь черные, сажистые с содержанием $C_{св}$ до 60%. Максовиты со столбчатой отдельностью чередуются с брекчированными. Длительный высокотемпературный прогрев этой области обеспечивался, вероятно, непрерывной циркуляцией рас-

плава, а также скоплением гидротермальных и летучих компонентов в голове магмоподводящего канала.

На участке «Лебещина» зона природного кокса имеет более сложное строение. В полосе протяженностью около 0,5 км и шириной до 50 м в разобщенных выходах среди шунгитоносных пород наблюдаются фрагменты долеритов, различающиеся размером, формой, взаимной ориентировкой и количественным соотношением с матриксом. Шунгит-базитовая брекчия [3] образовалась при внедрении силла габбро-долеритов в слабо литифицированные, влагонасыщенные, обогащенные ОВ породы, способные к пластификации под тепловым воздействием магмы. Фрагментация основного расплава по механизму вязкого сдвига происходила при сближении его вязкости с вязкостью вмещающего протомаксовита. Породы матрикса с разным составом и содержанием ОВ, вероятно, обладали разной проницаемостью, теплопроводностью и спекаемостью. Скорость и температура прогрева могли сильно различаться даже в участках, равноудаленных от силла, в связи с различной скоростью движения расплава, влиянием теплоизлучения от близлежащих крупных фрагментов базитов и т.п. Возникли участки, в которых тонкослоистые шунгитоносные алевролиты сцементированы коксоподобными максовитами или среди максовитов с четко выраженной флюидальностью присутствуют «овалы» массивных максовитов, которые приобрели пластичность, но не проявили текучести.

Максовиты со столбчатой отдельностью слагают жилы в долеритах, оторочки возле силла и вокруг его крупных фрагментов. Диаметр столбиков варьирует от 0,25 до 4 см, длина от 2 до 20 см. Нередко наиболее выражены трещины, ориентированные параллельно интрузивным контактам. В узких (до 0,4 м) оторочках возле особенно крупных фрагментов столбики размером с карандаш образуют веерообразные агрегаты, которые группируются в ряды шириной до 10 см. Иногда вблизи контакта с силлом «карандаши» располагаются радиально (перпендикулярно контактам его фрагментов), слагая овальные образования до 0,4 м в поперечнике, описанные как фумаролы [5]. В центре может присутствовать кварцевое ядро.

По содержанию углерода (15-60%) коксоподобные максовиты отличаются от природных каменноугольных коксов, зольность которых по данным работы [4] варьирует от 14% до 33%. Кроме углеродного вещества коксы месторождения Максово содержат кварц и мусковит (до 25%). По сравнению с максовитами вне зоны контактового воздействия они обогащены рутилом, титанитом и фторапатитом. Состав минеральной основы коксов Лебещины определяется вариациями в содержании хлорита, альбита и кварца (табл.).

Химический состав «коксов» Лебещины

Оксиды, масс. %	Номера проб	
	1	2
SiO_2	27,18	25,62
TiO_2	0,34	0,29
Al_2O_3	6,2	6,93
Fe_2O_3	9,66	6,12
FeO	2,2	0,69
MnO	0,082	0,041
MgO	3,53	2,45
CaO	1,61	0,56
Na_2O	1,75	2,21
K_2O	0,08	0,06
H_2O	(1,75)	(1,04)
ппп	47,35	54,04
Σ	99,98	99,68
C	н/о	52,6

Примечание: 1 – химанализ А.Е. Ромашкина, 2 – химанализ Л.П. Галдобиной [5]; н/о – не определено.

Флюидальная текстура коксоподобных максовитов выражается в ориентированном (иногда микроволнистом или плойчатом) расположении удлиненных пор, зерен и их скоплений, линзовидных и полосчатых обособлений, обогащенных или обедненных углеродным веществом, подчеркивается ориентировкой и распределением линзочек и струек антраксолита. Нередко, особенно в максовитах с невысоким содержанием углерода флюидальность не выражена. Например, в ококсованных туфоалевролитах Лебещины наблюдается склеивание минеральных зерен углеродной массой.

Пористость в природных коксах максимально проявлена в непосредственном контакте с интрузивом. Здесь количество относительно крупных (более 0,01 мм) пор может достигать 40%. Преобладают поры неправильной формы, нередко присутствуют изометричные, линзовидные, каплевидные поры. Обнаружены поры трубчатой формы до 1,5 мм в длину, ориентированные перпендикулярно плоскости контакта. Изредка вблизи контакта наблюдаются щелевидные слегка изогнутые поры длиной до 0,6 мм. По мере удаления от контакта общая пористость и количество крупных пор заметно снижаются. В большинстве случаев поры выполнены антраксолитом и минералами гидротермального генезиса: на Максовском месторождении – кварцем, пиритом, слюдами и хлоритами, на участке «Лебещина» - преимущественно альбитом, хлоритом, микроклином и кварцем. Крупные пустоты и прожилки нередко имеют зональное

строение. Количество антраксолита в порах и трещинах кокса уменьшается по мере удаления от контакта.

Основные морфологические типы миграционного углеродного вещества в контактовых ореолах базитов охарактеризованы ранее [2]. Следует упомянуть о характерных микроструктурах антраксолита, сходных с мозаичными структурами нефтяного кокса.

По степени совершенства молекулярной структуры коксоподобные максовиты сопоставимы с природными коксами Тунгусского бассейна. Обладая определенным сходством, изученные коксы отличаются от каменноугольных естественных коксов, благодаря различиям в условиях формирования, а также в составе, строении и физических свойствах исходных пород. Природное коксование представляет собой сложный процесс, конечные продукты которого определяются взаимодействием большого количества разнообразных геологических факторов, к которым относятся состав, размер, форма, глубина залегания и положение контактов магматического тела, температура магмы и режим остывания интрузии, литостатическое и флюидное давление, а также давление магматического расплава и т.п.

Коксоподобные максовиты заслуживают специального изучения как углеродное сырье со специфическими свойствами, запасы которого, если принять во внимание парагенетическую связь силлов базитов с шунгитоносными породами, могут оказаться довольно значительными. Кроме того, повышенная трещиноватость и пористость максовитов могли благоприятствовать образованию в них промышленных концентраций антраксолитов и, возможно, Cu-Ni оруденения.

Литература

1. Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория / Ред. М.М.Филиппов, В.А.Мележик. Петрозаводск. КНЦ РАН.2006. 80 с.

2. *Бискэ Н.С.* Морфогенетические особенности миграционного углеродного вещества в термальных ореолах базитов (Карелия). Структура и разнообразие минерального мира / Мат. Международного минералог. семинара. Сыктывкар. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2008. С.66-67.

3. *Бискэ Н.С., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В.* Протерозойские пеперит-структуры участка Лебещина // Геол. и пол. ископаемые Карелии. Петрозаводск, КНЦ РАН. 2004. Вып. 7. С.193-199.

4. *Гаврилова О.Н., Волкова Г.М., Гуревич А.Б.* О природных коксах в угольных пластах Тунгусского бассейна // Литол. и пол. ископаемые. 1985. № 5. С.133-137.

5. *Галдобина Л.П.* Предполагаемый канал поступления углеводородных флюидов в нижнем протерозое Онежской структуры // Геол. и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск. 1991. С.18-23.

6. *Русьянова Н.Д.* Углехимия. М.: Наука. 2003. 316 с.

7. *Филиппов М.М., Бискэ Н.С., Первунина А.В. и др.* Сопоставление известных и новых данных о геологическом строении Максовского месторождения шунгитоносных пород (*в печати*).

8. *Stutzer O. Geology of Coal. Chicago Vniv.Press. 1940. P. 299.*

Минерагения докембрия севера Восточно-Европейской платформы

Богатиков О.А., Ларионова Ю.О., Носова А.А., Самсонов А.В., Шарков Е.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Наибольший научный интерес и практическую значимость в минерагении докембрия севера Восточно-Европейской платформы (ВЕП) на сегодня имеют элементы платиновой группы, золото и алмазы.

Элементы платиновой группы (ЭПГ), особенно Pd и Pt, являются одним из важнейших типов полезных ископаемых, связанных с архейскими и палеопротерозойскими мафитами и ультрамафитами. В первую очередь они связаны с крупными расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами, происшедшими за счет расплавов кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (КВМС). Такие интрузивы с возрастом 2.5-2.3 млрд. лет широко распространены в восточной части Балтийского щита, образуя крупнейшую в мире раннепалеопротерозойскую потенциально-

платиноносную провинцию. На территории России к их числу относятся такие комплексы как Мончегорский, Федорово-Панский, Луккулайсваара, Бураковский и др. [10]. Как правило, богатые концентрации ЭПГ обычно связаны со специфическими горизонтами (т.н. платиноносными рифами), сложенными ультрамафитами, габброидами или хромититами. Рифы не имеют четкой стратиграфической привязки и могут появиться практически в любой части разреза.

Повышенные и высокие концентрации ЭПГ (преимущественно Pd) в расслоенных массивах в большинстве случаев имеют первично-магматическое происхождение, хотя. по-видимому, в ряде случаев подвергались частичному перераспределению. В практически неизмененных породах Мончегорского плутона платиновая минерализация тесно связана с сульфидной Cu-Ni, в то время как в измененных породах этого плутона (участки Вуручуайвенч и Южной Сопчи) преобладает малосульфидная минерализация. И если первично-магматическое происхождение сульфидной ЭПГ-минерализации сомнений не вызывает, то в случае малосульфидной это не всегда очевидно: они могут являться как метаморфизованными рифами, так и веществом, переотложенным при динамометаморфических процессах вдоль зон проницаемости.

Геологические и петрологические данные свидетельствуют о том, что появление рифов не могло быть связано с кристаллизационной дифференциацией расплава, и что они появились в результате внедрения самостоятельных порций рудоносных расплавов в затвердевающие интрузивные камеры. Это предполагает, что исходные расплавы таких порций по пути наверх частично ассимилировали платиноиды из пород коры, содержащих ЭПГ. Такие породы должны были также содержать S, Cl и H_2O, способствующих мобилизации и переносу платиноидов и, скорее всего, представляли собой супракрустальные образования (горизонты коматиитов, черных сланцев, различных сульфидоносных пород и т.д.). Очевидно, с этим и связана непредсказуемость появления рифов в разрезе интрузивов или их полное отсутствие в аналогичных по составу массивах в тех случаях, когда на пути перемещения расплавов из зоны генерации магм подобные образования отсутствовали.

Особый случай представляет благороднометальная минерализация, связанная с Пудожгорским силлом титаноносных кварцевых долеритов с возрастом около 1.98 млрд. лет [9]. В отличие от раннепалеопротерозойских интрузивов, благороднометальная (Pd, Pt. Au) минерализация здесь ассоциирует с титаномагнетитовым горизонтом, и, очевидно, имеет первично-магматическое происхождение. Такая ситуация не типична для локализации ЭПГ, и, по-видимому, также связана с ассимиляцией мантийными магмами по пути наверх платиноносных Au-содержащих пород в толще земной коры.

Таким образом, российская часть Балтийского щита имеет хорошие перспективы для поисков ЭПГ, что связано как с повышенной платиноносностью расплавов КВМС, так и с наличием в толще коры платину-содержащих пород. Однако распределение последних, собственно и определяющих появление высоких концентраций ЭПГ в интрузивах, в коре крайне неравномерно как по площади, так и по разрезу. Поэтому положение рудоносных рифов в разрезе интрузивов и вообще их наличие в каждом конкретном случае непредсказуемо, и, соответственно, в этом плане каждый объект не похож на другой и должен изучаться индивидуально.

Для коренного золота ведущим источником служат раннедокембрийские кратоны, причем большая запасов этого металла сосредоточена в архейских гранит-зеленокаменных областях в крупных и гигантских месторождениях [13].

Вопреки этой тенденции, раннедокембрийские комплексы Балтийского щита крайне бедны золотом, преобладающая часть которого сосредоточена в мелких месторождениях среди палеопротерозойских комплексах в западной его части. Здесь по результатам детальных исследований на территории Финляндии и Швеции выделяется 6 генетических типов палеопротерозойских рудных ассоциаций с золоторудной минерализацией, включая: (1) орогенное золотое оруденение; (2) эпитермальная минерализация; (3) скарновая; (4) синплутоническое, связанное с комплексом гранитоидных интрузий; (5) массивные сульфидные залежи; (6) палеороссыпи. Формирование этих ассоциаций связывается с разными этапами роста континентальной коры Свекофеннского блока в интервале времени 1920 – 1800 млн. лет назад [11]. До настоящего времени основной объем добычи приходился на массивные сульфидные залежи, при переработке которых уже было извлечено около

50 т золота. Однако на сегодня большая часть золоторудных объектов и основной объем запасов золота в Свекофеннском блоке связаны с месторождениями орогенного типа, часть из которых, включая крупное (около 110 т) месторождение Сурикусикко на территории Финляндии, разведаны и готовятся к эксплуатации.

Золоторудная минерализация в архейских гранит-зеленокаменных поясах Балтийского щита, большая часть которых располагается на Российской территории, изучена значительно хуже. Поисковые работы на золото в Карелии и на Кольском полуострове уже к 90-ым годам прошлого столетия выявили множество точек золоторудной минерализации. Часть этих точек в ходе дальнейших работ была переведена в ранг рудопроявлений, несколько объектов получили статус мелких месторождений, и лишь одно из них, золоторудное орогенное месторождение Пампало с запасами около 10 т, подготовлено к эксплуатации. На сегодня вопрос о причинах столь необычной бедности архейских гранит-зеленокаменных поясов Балтийского щита остается открытым. Одной из причин сложившейся ситуации, возможно, является недостаток знаний о строении и структуре золоторудных объектов вследствие ошибочных генетических представлений. Так, в последней сводке данных по золоторудным объектам Карельской области [7] все наиболее значимые рудопроявления и мелкие месторождения рассматриваются как сингенетические, в рамках трех групп моделей, включая: (1) стратиформные или массивные сульфидные (колчеданные) залежи в ассоциации со средним – кислым вулканизмом, (2) рассеянная сульфидная минерализация в вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных толщах, включая углеродистые сланцы и железистые кварциты и (3) синплутоническая минерализация штокверкового, порфирового или скарнового типов, связанная с заключительными стадиями эволюции позднетектонических гранитоидов. Однако для ряда ключевых золоторудных объектов Карельской ГЗО в последние годы была установлена принадлежность к орогенному типу [4, 5, 6], что принципиально меняет рудно-формационную типизацию золотого оруденения и ставит вопрос о необходимости изменения поисковой стратегии золоторудных объектов в регионе. Следует подчеркнуть, что полученные в последние десятилетия данные показывают, что в действительности сингенетическая золоторудная минерализация составляет небольшую долю в общих золоторудных запасах и ресурсах раннедокембрийских комплексов Мира. Главным промышленным источником золота являются так называемые «орогенные месторождения», которые объединяют достаточно разнородные по многим признакам группы месторождений зеленокаменных поясов, рудные тела/зоны которых являются секущими по отношению к рудовмещающим супракрустальным и интрузивным породам и могут быть наложены на более раннюю сингенетическую минерализацию.

Алмазы, промышленными источниками которых являются кимберлиты и лампроиты, во многом определяют уникальность минерагении древних платформ. Проявления докембрийского алмазоносного ультрабазитового магматизма, в том числе кимберлитового и/или лампроитового, известны практически на всех древних платформах. Отдельные проявления докембрийских кимберлитов и лампроитов обладают очень высоким уровнем алмазоносности. Подавляющая часть древних кимберлитов имеет позднедокембрийский возраст, среди них резко доминируют неопротерозойские проявления. Алмазоносный магматизм палеопротерозойского и, особенно, архейского, возраста представлен единичными проявлениями, причем наряду с собственно кимберлитами и лампроитами для него характерны ультрабазиты коматиитового типа. В отношении проявлений докембрийских кимберлитов и лампроитов ВЕП не является исключением среди древних платформ: в ее пределах, в том числе в северной части, помимо промышленно-алмазоносных девонских кимберлитов Архангельской провинции, установлены докембрийские кимберлиты и лампроиты трех возрастных уровней [2, 3]. Все они расположены в пределах архейского Карельского кратона.

Наиболее ранние проявления кимберлитового магматизма датируются *поздним палеопротерозоем* (около 2000 млн. лет); они представлены Кимозерским проявлением алмазоносных кимберлитов. Кимберлиты Кимозера, наиболее вероятно, формировались 1986±4 млн. лет назад (U-Pb датировка методом TIMS мантийных цирконов из кимберлитов, [8]). Кимберлиты содержат обломки крупных кристаллов алмазов [17], но промышленная значимость проявления Кимозеро пока не ясна. Внедрение кимберлитов происходило в обстановке пассивной окраины Свекофеннского океанического бассейна.

Следующий импульс внутриплитного магматизма лампроитового и кимберлитового типа произошел в *мезопротерозое* (среднем рифее, около 1235 млн. лет назад), когда внедрились многочисленные дайки и трубки алмазоносных лампроитов, кимберлитов и ультраосновных лампрофиров (айлликитов) в области Костамукша-Кухмо-Лентиира. Лампроиты костомукшского проявления имеют возраст 1230 ± 5 млн. лет, (Rb-Sr метод, [1]), а для пространственно сближенных с ними лампроитов Кухмо-Лентииры возраст отдельных даек оценивается в 1250 млн. лет (U-Pb метод по перовскиту; [15]). Формирование щелочных ультрабазитов синхронно максимуму рифтогенеза западной части ВЕП (развитие грабенов, формирование дайковых роев), который приходиться на поздний мезопротерозой (1270-1230 млн. лет) и связывается с воздействием крупного плюма [12].

Затем, после перерыва длительностью около 500-600 млн. лет, последовал *неопротерозойский* импульс кимберлитового магматизма, сформировавший два кимберлитовых поля Восточной Финляндии: Каави-Куопио и Куусамо. Кимберлиты первого имеют возраст 589–626 млн. лет (U-Pb определения по перовскиту; [15]), а для кимберлитов второго аналогичным методом установлен возраст 759±15 и 757±2 млн. лет [14]. Алмазоносность кимберлитов Каави-Куопио не достигает промышленного уровня (только в нескольких трубках установлены содержания до 0,14-0,41 карат/т), подавляющая часть кристаллов сильно резорбирована и доля камней ювелирного качества невелика [16]. В отдельных телах кимберлитов Куусамо установлены микроалмазы [14]. Кимберлитовый магматизм проявился синхронно с развитием неопротерозойских пассивных окраин ВЕП, связанного с распадом суперконтинента Родинии.

Докембрийские кимберлиты ВЕП являются алмазоносными, однако промышленно-алмазоносные разности среди них пока не установлены. Минерагенические перспективы докембрийских источников алмазов российской части севера ВЕП могут быть связаны: 1) с корректной оценкой уровня алмазоносности раннедокембрийского проявления метакимберлитов Кимозеро и обнаружением аналогичных объектов, 2) с поисками древних некимберлитовых проявлений алмазов в вулканокластических ультрабазитовых (коматиитовых) породах (типа Вава, Дачин), и 3) с обнаружением неопротерозойских кимберлитовых тел – возрастных аналогов объектов, известных в В.Финляндии.

Исследования выполнены при поддержке Программы 14 Президиума РАН, программ ОНЗ-2 и ОНЗ-8 и проектов РФФИ №№ 08-05-00904 и 09-05-12037.

Литература

1. *Беляцкий Б.В., Никитина Л.П., Савва Е.В. и др.* Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 6. С. 658-662

2. *Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др*. Лампроиты // М.: Наука, 1991. 302с.

3. *Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др.* Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) // М.: Издательство МГУ, 2000. 523 с.

4. *Иващенко В.И., Голубев А.И.* Генетические типы промышленной золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита и перспективы Карельского региона на крупные месторождения золота // Материалы Всероссийской конференции по Геодинамике, магматизму, седиментогенезу и минерагении Северо-Запада России. Петрозаводск. 2007. С. 147-150.

5. *Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А. А., Сизова Е.В.* Масштабный палеопротерозойский этап золотого рудогенеза в Карелии - ключ к пониманию проблем поисков крупных золоторудных объектов в регионе // Материалы конференции MINEX FORUM Северо-Запад. Май 2007. Петрозаводск (электронная публикация).

6. *Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А.* Rb-Sr геохронология и изотопная геохимия рудовмещающих пород и околорудных метасоматитов мезотермального Au-месторождения Таловейс, западная Карелия. Доклады РАН. 2004. Т. 296. № 2. С.1-5.

7. *Михайлов В.П., Леонтьев А.Г., Голованов Ю.Б. и др.* Минерально-сырьевая база республики Карелия. Книга 1. Петрозаводск: Карелия, 2005. 277 с.

8. *Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б. и др.* Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских метакимберлитов Кимозерского проявления (Центральная Карелия). Мат-лы IV Росс. конф. изотоп. геохронол. СПб. 2009. С.158-161.

9. *Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Пудожгорское благороднометальное титаномагнетитовое месторождение. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 120 с.

10. *Шарков Е.В.* Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 364 с.

11. *Eilu P., Sorjonen-Ward P., Nurmi P., Niiranen T.* A review of gold mineralization styles in Finland // Economic Geology, 2003. V. 98. P. 1329-1353.

12. *Elming S.A., Mattsson H.* Post Jotnian basic Intrusions in the Fennoscandian Shield, and the break up of Baltica from Laurentia: a palaeomagnetic and AMS study // PRECAMBRIAN RES 2001. V. 108: (3-4) P. 215-236

13. *Herrington R.J., Evans D.M., Buchanan D.L.* Greenstone belts: Metallogenic aspects // Ed. de Wit M.J. and Ashwal L. Greenstone belts. Oxford: Clarendon Press. 1997. P. 176-220.

14. *O'Brien H., Bradley J.* New kimberlite discoveries in Kuusamo, northern Finland. Extended Abstract 9th IKC. 2008. A-00346.

15. *O'Brien H., Lehtonen M., Spencer R., Birnie A.* Lithospheric mantle in Eastern Finland: a 250 km 3D Transect // 8th International Kimberlite Conference Long Abstract. 2003. P. 1-4.

16. *Tuni M.* Diamond prospecting in Finland – a review. In: Papunen H. (edit.), Mineral deposits: Research and Exploration, Where do They Meet? Proceedings of the 4th SGA Meeting, 1997, P. 789-791

17. *Ushkov V.V., Ustinov V.N., Smith C.B., et al.* Kimozero, Karelia; a diamondiferous Palaeoproterozoic metamorphosed volcaniclastic kimberlite. Extended Abstract 9th IKC. 2008. A-00199.

U-Pb SHRIMP-датирование рудоносных гранитов Лобашского молибденового месторождения (Северо-Восточная Карелия)

Богачёв В. А.[1], Иваников В. В.[2], Сергеев С. А.[3]

[1]ГГУП «Минерал», Санкт-Петербург
[2]СПбГУ, Санкт-Петербург
[3]ФГУП ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Открытие Лобаша – «первого крупного молибденового месторождения докембрийского возраста» [3], стало событием не только для региональной геологии и металлогении. Было установлено, что оруденение Лобаша ничем не отличается от молибден-порфировых месторождений фанерозоя. Оставался нерешённым вопрос, относится Лобаш к архею или к протерозою, и имело ли место уже в архее формирование высокопродуктивных рудно-магматических систем гранит-порфирового типа.

В специальной статье [2] мы привели результаты U-Pb цирконового датирования гранитной интрузии, над которой конформно кровле расположена рудная залежь. Аналитические навески разных фракций содержали от 20 до 200 зерен циркона. Длиннопризматические цирконы предположительно магматического происхождения образовали единый тренд с округлыми зернами, при этом удаление внешних оболочек длиннопризматических зерен, при поиске предполагаемых более древних протоядер, показало их отсутствие, но одновременно выявило сильную нарушенность изотопной системы внутренних областей цирконов. Рассчитанное изохронное значение возраста составило 2807±1,4 млн. лет при отсутствии воздействий на U-Pb систему. В статье, кроме того, с разрешения H. Stein (USA, AIRIE) был отмечен полученный ею а р х е й с к и й Re-Os возраст лобашского молибденита.

Глубоко фракционированный характер лобашских гранитов, многостадийность связанного с ними оруденения и некоторые сомнения общегеологического плана относительно указанной датировки инициировали дополнительное геохронологическое исследование. Оно проводилось с помощью локального U-Pb метода SIMS SHRIMP, позволяющего отбирать для анализа вещество из зерна циркона без его разрушения в пятне диаметром 20 мкм и глубине забора 2 мкм. Были определены изотопные возраста как гранитов рудоносной интрузии, так и гранодиоритов главной фазы Шобинского массива, вместе с которым в составе единого комплекса рассматриваются лобашские граниты [1].

Шобинский массив, площадью около 500 км^2, протягивается с СЗ на ЮВ на 45 км и сложен породами нескольких фаз внедрения. К ранней относятся кварцевые диориты и монцодиориты, присутствующие в виде ксенолитов в тоналитах, преобладающих гранодиоритах и монцогранитах

(адамеллитах), составляющих главную интрузивную фазу. Вариации в модальном составе этих амфибол-биотитовых и биотитовых пород составляют 15-30% для кварца, 1,0-0,5 для плагиоклаз/калишпатового отношения и10-30 для цветного индекса. Типоморфные акцессории – титанит и алланит.

Геохимия пород определяется их принадлежностью к известково-щелочной K-Na серии. Породы обладают умеренными щёлочностью, железистостью и глинозёмистостью, что типично для орогенических гранитоидов I-типа. Редкоэлементная геохимия позволяет сопоставлять породы Шобинского батолита с гранитоидами окраинно-континентальных магматических дуг фанерозоя [1].

Гипабиссальная Лобашская трещинная интрузия локализована в зоне северо-восточного разлома на юго–восточном замыкании Шобинского массива. Интрузия зональна. В эндоконтакте развиты дацитовые порфириты – плагиогранит-порфиры с фельзитовой или микроаплитовой основной массой, которые с глубиной постепенно сменяются гранит-порфирами с нарастающим количеством вкрапленников калишпата, которые, в свою очередь, переходят в типичные для интрузии порфировидные биотитовые лейкограниты. В этих породах около 20% вкрапленников микроклина и - 5-20% кварца, а среднезернистая основная масса состоит из олигоклаза, микроклина и кварца. Биотита в породе не более 5%. Акцессорные минералы – титанит, алланит, апатит, циркон, флюорит, пирит, пирротин, молибденит и другие сульфиды. Широко развиты вторичные минералы – мусковит, альбит, хлорит, эпидот, карбонат. Геохимические особенности гранитов обусловлены совокупным действием кристаллизационного и флюидно-магматического фракционирования. Породы эндоконтакта резко обеднены K, Cs, Rb из-за удаления этих элементов совместно с флюидом при кристаллизации магмы. Граниты глубинных частей отличаются высоким содержанием SiO2 (>73 %) и низкими - MgO и FeO, при умеренной глинозёмистости и относительно повышенной калиевости. Лобашские граниты – поздняя, наиболее дифференцированная фаза плутона, что определяет её редкоэлементный состав. Низкое содержание Sr и высокое - Rb, относительно пониженные содержания Zr, LREE и повышенные Nb, Ta, U, Th, Mo, W, Bi являются следствием кристаллизационной дифференциации. В целом, лобашские граниты соответствуют фракционированным лейкократовым производным орогенических гранитов I-типа [1].

Геохронологическая проба 3142 отобрана из гранодиоритов в северо-западной части Шобинского массива, а проба 255 лобашских лейкогранитов из керна скважины на глубине 426 м примерно в той же части интрузии, что и проба 185/344, исследованная в предыдущей работе [2].

Внутреннее строение цирконов было изучено при помощи катодолюминесцентной съемки с целью отбора для датирования неизмененных и генетически значимых доменов. Такое предварительное минералогическое изучение показало существенную вторичную переработку цирконов, выделенных как из гранодиоритов главной фазы интрузивного комплекса, так и из лобашских лейкогранитов. При общем морфологическом сходстве цирконов из обеих проб, цирконы гранодиоритов более однородные, менее корродированные, с отчетливой зональностью роста. Цирконы лейкогранитов характеризуются кавернозными поверхностями, наличием многочисленных минеральных и изначально газово-жидких включений, сильной трещиноватостью и следами неоднократной перекристаллизации, в том числе и внутренних зон кристаллов. Округлых зерен обнаружено не было, некоторая сглаженность ребер отдельных индивидов обусловлена вторичными реакциями химического растворения или развитием оболочек дорастания.

Графическое изображение аналитических данных с расчетными значениями возрастов представлено на Рис.1 и 2. Из приведенных данных следует, что интрузивные породы обеих фаз имеют неразличимый в пределах точности измерений возраст кристаллизации - 2705±8 и 2715±13 млн.лет, вычисленный по ненарушенным (конкордантным) значениям, соответственно. Никаких более древних значений возраста нами получено не было. Мы считаем возможным, рассматривать всю совокупность собственно магматических цирконов совместно (Рис. 3), что дает значение 2708±6 млн. лет для магматического события (по 14 анализам). При пространственно-временной связи интрузивного события с оруденением во вмещающих породах, следует предположить проявление, по крайней мере, первого металлогенического импульса именно в это время.

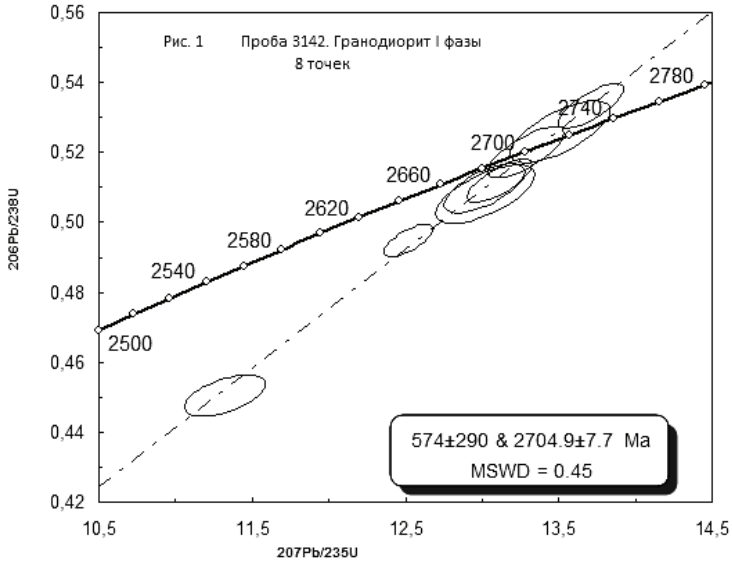


Рис. 1 Проба 3142. Гранодиорит I фазы
8 точек
2780
2740
2700
2660
2620
2580
2540
2500
574±290 & 2704.9±7.7 Ma
MSWD = 0.45
206Pb/238U
207Pb/235U

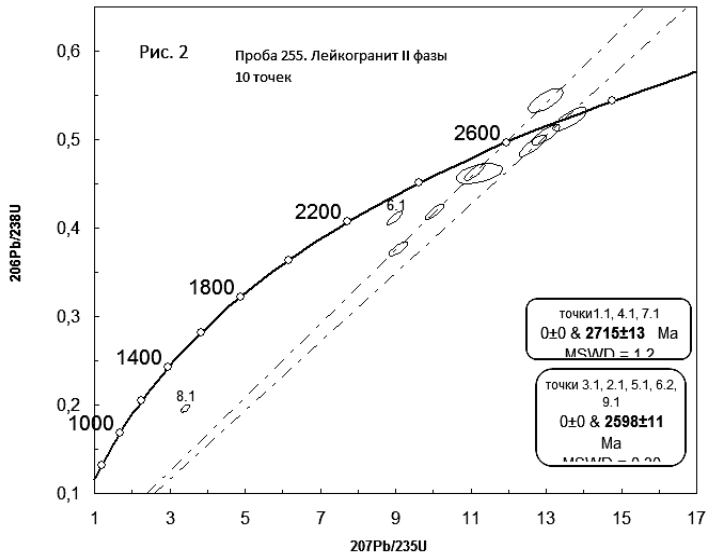
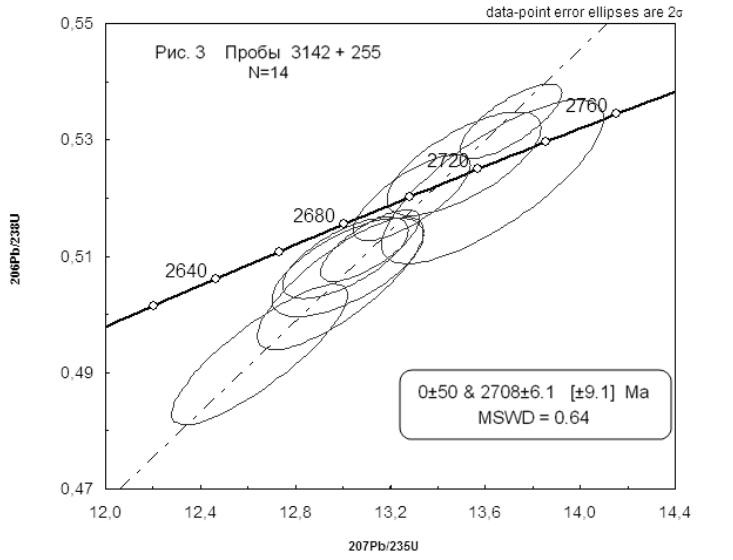


Рис. 2
Проба 255. Лейкогранит II фазы
10 точек
2600
2200
1800
1400
1000
6.1
8.1
точки1.1, 4.1, 7.1
0±0 & 2715±13 Ma
точки 3.1, 2.1, 5.1, 6.2, 9.1
0±0 & 2598±11 Ma
206Pb/238U
207Pb/235U


data-point error ellipses are 2σ
Рис. 3 Пробы 3142 + 255
N=14
2760
2720
2680
2640
0±50 & 2708±6.1 [±9.1] Ma
MSWD = 0.64
206Pb/238U
207Pb/235U

Результаты локального датирования с предварительным выбором наиболее сохранившихся доменов магматического происхождения в цирконах не позволили выявить время проявления наложенных процессов в цирконах из гранодиоритов, за исключением, вероятно, только раннефанерозойского (ок. 500 млн.лет назад). Цирконы же лейкогранитов изменены гораздо интенсивнее, благодаря чему был получен целый ряд анализов, свидетельствующий о реальности как раннефанерозойских (точки 255-2/1,-3/1,-8/1), так и свекофеннских (ок. 1800 млн. лет, точки 255-5/1,-6/1,-6/2) событий. Не исключено и воздействие на U-Pb систему цирконов и события 2600 млн. лет тому назад. Все вторичные процессы перекристаллизации проходили на фоне заметного привноса урана и тория.

Новые SHRIMP-датировки рудоносных гранитов Лобаша и гранодиоритов Шобинского массива оказались на 100 млн лет моложе измеренного ранее возраста. И надо сказать, что они более реалистичны, так как соответствуют отчетливо позднеорогенной позиции этих интрузий, как и других гранитоидных плутонов известково-щелочной серии, образующих протяженный пояс вдоль северо-восточной окраины Карельской гранит-зеленокаменной провинции [1]. Они прорывают как вулканогенно-осадочные толщи лопия, так и гранито-гнейсовые ареалы, сложенные породами синорогенной TTG-ассоциации с возрастом в этом районе не более 2,80 млрд лет [4].

Литература

1. *Иваников В.В., Григорьева Л.Ю., Шинкарев Н.Ф. и др.* Позднеархейская рудно-магматическая гранит-молибденовая система в северо-восточной Карелии// Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 35-44.

2. *Иваников В.В., Богачев В.А., Левченков О.А*. Архейский U-Pb цирконовый возраст рудоносной гранитной интрузии на молибденовом месторождении Лобаш (Карелия) // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. 2000. Вып. 3 (№ 32) С. 60-64.

3. *Покалов В.Т., Семенова Н.В.* Лобаш – первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // Геология рудных месторождений. 1993. № 3.

4. Ранний докембрий Балтийского щита // Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука. 2005. 711 с.

Петрохимические особенности породных ассоциаций золотухинского комплекса КМА в связи с оценкой его формационной принадлежности и металлогенической специализацией

Бойко П.С.

Воронежский госуниверситет, г. Воронеж, e-mail: plekhanov.lsk@mail.ru

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) характеризуется высокой степенью развития ультрамафит-мафитовых магматизма. В его строении выделяются следующие формационные типы: бесединский перидотит-пироксенит-габбронорит-анортозитовый, сергиевский (железногорский) дунит-перидотитовый, золотухинский (троснянско-мамонский)дунит-перидотит-габброноритовый, мамонский дунит-перидотит-пироксенит-габбронорит-габбровый, еланский ортопироксенит-норит-диоритовый, шукавский габбро-верлитовый и смородинско-новогольский (трапповый) троктолит-габбродолеритовых дифференцированных плутонов[4].

Среди этих комплексов в пределах КМА особый интерес представляют интрузии, относящиеся к золотухинскому комплексу. Иначально комплекс пород габбронорит-гипербазитовой формации относили к очень похожему по ряду параметров мамонскому комплексу юго-востока ВКМ [3] и он носил название троснянско-мамонского. Позже комплекс был выделен как отдельный малоархангельский тип [2] и лишь в последнее время [4] породы формации отнесены к первой (ультрамафитовая часть) и второй (габбронориты) фазам самостоятельного образования – золотухинского комплекса, сформировавшемся на определенном этапе становления ВКМ. Интерес к этому комплексу вызван тем, что он не исследован на предмет его потенциальной рудоносности, формацион-

ной принадлежности, места и роли в эволюции блока КМА. Одним из критериев в решении этих вопросов представляется сравнительный анализ петрогеохимического состава пород комплекса прежде всего с мамонским, который сопровождается промышленными месторождениями[4].

Интрузии золотухинского комплекса КМА приурочены к краевым частям Курского срединного массива (габбронорит-гипербазитовые и гипербазитовые тела)и Шептуховского купола; к Зиновьевско-Мантуровской подвижной зоне; к сочленению Льговской антиклинали с Шептуховским куполом и в меньшем количестве к Белгородско-Михайловской и Орловско-Тимской складчатым зонам. Интрузивные тела в указанных участках чаще всего располагаются группами или цепочками вдоль тектонических активизированных зон и разрывных нарушений[5].

Породная ассоциация золотухинского комплекса КМА, подобно возрастному и формационному аналогу – мамонскому комплексу Калач-Эртильской (Воронцовской) структуры ВКМ включает: а) ультраосновные породы (в разной мере серпентинизированные и амфиболизированные дуниты, перидотиты и пироксениты); б) габбронориты и нориты, иногда оливинсодержащие. Основываясь на геофизических и геологических данных заверочного бурения эти породные ассоциации слагают как самостоятельные, так и пространственно совмещенные друг с другом двухфазные штокообразные или чашеобразные и лополитообразные тела размером от 0,5 до 1,0 км^2 и свыше. В плане они имеют овально-вытянутую, удлиненно-округлую и реже неправильную форму.

Наиболее полно изученное собственно гипербазитовое тело, являющимся также петротипом рассматриваемого комплекса, представлено Золотухинским интрузивом, в составе которого выделяются преимущественно апоперидотитовые серпентиниты с интенсивно тремолитизированными приконтактовыми зонами. Габбронориты в нем развиты крайне ограниченно. Пространственно совмещенными гипербазиты и габбронориты золотухинского комплекса оказываются в пределах Смородинского массива, сложенного главным образом габбро-долеритами смородинско-новогольского комплекса трапповой формации, которые отчетливо пересекают и ультрамафиты и мафиты [1]. При этом мафитовые разности образуют реакционные соотношения с ранней ультрамафитовой фазой: контакты габброноритов с ультраосновными породами сопровождаются зонами метасоматических преобразований последних (тремолитизация, оталькование, хлоритизация, карбонатизация), что однозначно определяет возрастное соотношение этих пород. [5]. Следует отметить, что возраст габбро-долеритов смородинско-новогольского комплекса, секущего ультрамафит-мафитовые образования раннепротерозойский и составляет 2060 ± 10 млн. лет [1], а это значит, что породы золотухинского комплекса сформировались не позже этой даты, что так же обнаруживает сходство с аналогичным мамонским комплексом, возраст габброноритов второй фазы которого составляет 2080 ± 15 млн. лет [4]. По своему возрастному и структурному положению породы золотухинского комплекса КМА относятся к субплатформенным или постскладчатым образованиям, вероятно сформированным на этапе реактивизации молодой платформы в раннем протерозое.

Таким образом, по этим параметрам (строение и состав) такие интрузии обнаруживают сходные черты с мамонским комплексом Хоперского блока. Вместе с тем, в отличие от последнего, золотухинский комплекс характеризуется неполным сингенетическим рядом ультрамафит-мафитовых дифференциатов и в этом отношении приближается лишь к слабодифференцированному мамонскому типу одноименного комплекса [4]. Исходя из вышеизложенного, петрохимические особенности золотухинского комплекса блока КМА будет полезно рассмотреть в сравнении с аналогичными ему породами последнего (табл.).

Как в пределах мамонского, так и в золотухинском комплексе относительно габброноритов ультрамафиты первой фазы (дуниты, лерцолиты, верлиты, гарцбургиты, пироксениты) распространены в меньшей степени, и в основной своей массе представлены в той или иной степени серпентинизированными перидотитами. Именно по этой причине для выявления петрохимических черт в данном исследовании были использованы более ста опубликованных [6] анализов главных разновидностей как Золотухинского так и Смородинского участков распространения пород золотухинского комплекса КМА – перидотитов и апоперидотитовых серпентинитов, соответствующих существенно гипербазитовой фазе внедрения магматического расплава. Для сравнительного анализа использовались данные по аналогичным породам нижнемамонского интрузива, почерпнутые в том же [6] источнике. При этом петрохимическое сравнение проводилось по ряду параметров: соотноше-

нию кремнезема и щелочей, щелочей и глиноземистости а так же с помощью классификационной диаграммы статистического распределения химических составов главных видов интрузивных ультрамафитов в координатах AS, где A = Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O, S = SiO_2-(Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO+TiO_2). На приведенные диаграммы вынесены также поля габброноритов второй фазы золотухинского комплекса. Следует отметить, что характерной особенностью становления интрузивных массивов этого комплекса является чрезвычайно слабо проявленная дифференциация продуктов ранней гипербазитовой фазы, о чем свидетельствует незначительное распространение оливиновых пироксенитов — крайних членов дифференцированного ряда [5], поэтому на диаграммах они не приведены.

Серпентиниты золотухинского комплекса, являющиеся продуктами метаморфического изменения перидотитов (гарцбургитов и лерцолитов) и, в меньшей степени, дунитов, характеризуются высоким содержанием магния, железа, постоянным присутствием алюминия и кальция, крайне низкой концентрацией щелочей и фосфора (табл.). Эти особенности, наиболее отчетливо проявляются в ряде петрохимических коэффициентов и на диаграммах. Апоперидотитовые серпентиниты и перидотиты занимают смежные поля в области гипербазитов нормального ряда.

Как это отчетливо видно на рис.1, серпентиниты золотухинского комплекса КМА по своему химическому составу аналогичны породам юго-востока ВКМ, отличаясь от них более низкими значениями суммы щелочей. Породы характеризуются высокой общей (∑FeO = 11,05 мас. %) и молекулярной (f=15,5) железистостью, близкими содержаниях Na и K в ультрамафитах при низкой общей щелочности и относятся к умеренно глиноземистостой калий-натровой серии. Из приведенных диаграмм отчетливо видно, что перидотиты в целом повторяют особенности химического состава серпентинитов (см. табл.), однако от последних их отличают пониженная основность, а также более высокое содержание титана, алюминия,

кальция, щелочей, фосфора. От близких к ним по составу перидотитов мамонского комплекса юго-востока ВКМ (табл., рис. 1,2) перидотиты КМА отличаются несколько большей железистостью. Габбронориты второй фазы золотухинского комплекса на диаграммах отстоят в стороне от ультрамафитов, но в целом наследуют их свойства и принадлежат к породам нормальной щелочности высокоглиноземистых пород калий-натровой серии.

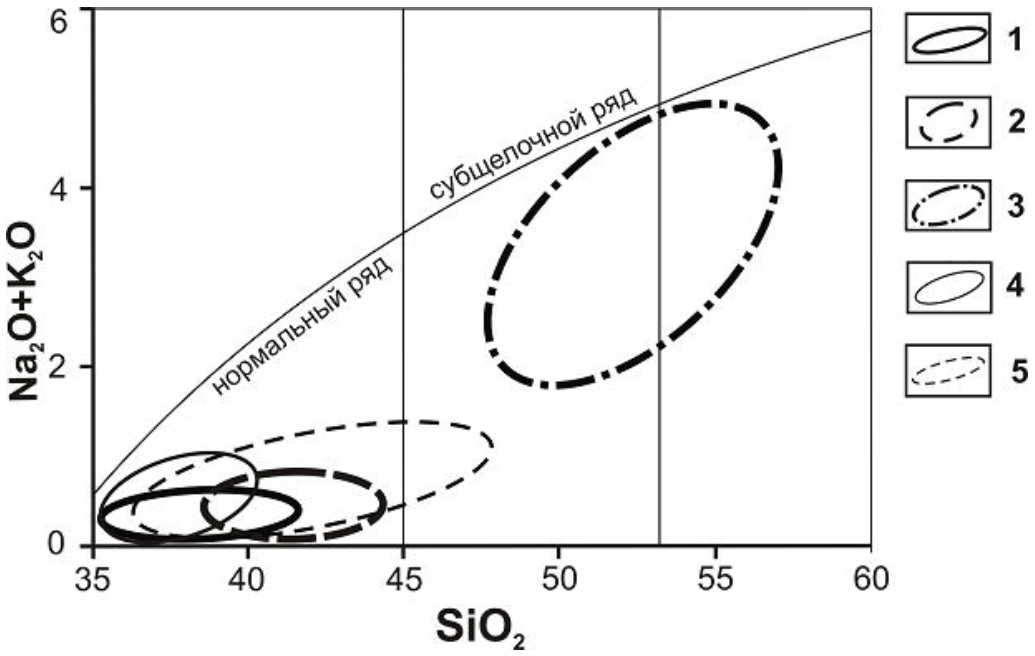


Рис.1. Диаграмма кремнезем-щелочи для пород золотухинского и мамонского комплексов, где 1 – серпентиниты, 2 – перидотиты, 3 – габбронориты золотухинского комплекса; 4 и 5 – серпентиниты и перидотиты мамонского комплекса, соответственно.

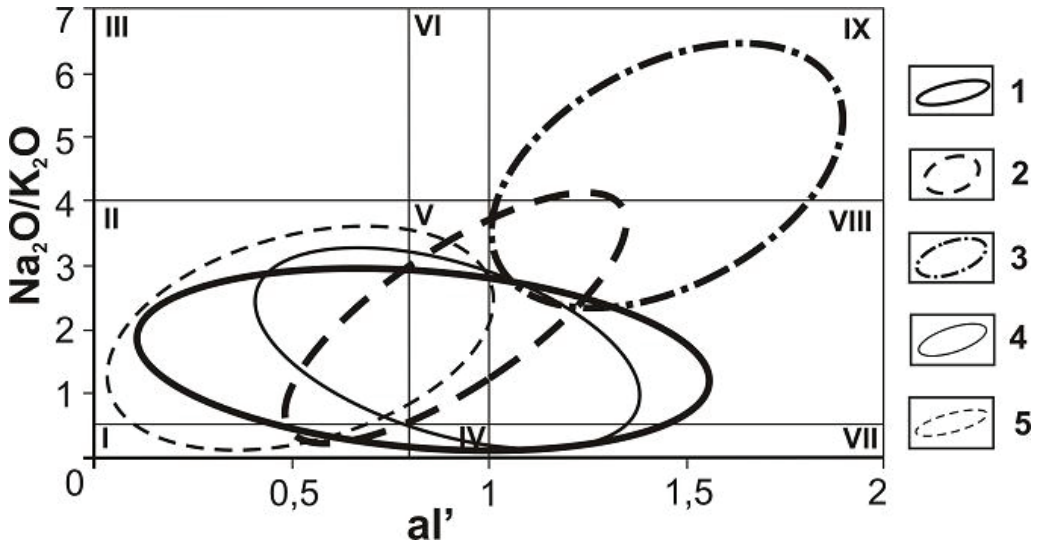


Рис.2. Диаграмма щелочность – глиноземистость для пород золотухинского и мамонского комплексов с выделением полей:

I – низкоглиноземистых пород калиевой серии, II – низкоглиноземистых пород K-Na серии, III – низкоглиноземистых пород Na серии, IV – умеренно-глиноземистых пород K серии, V – умеренно-глиноземистых пород K-Na серии, VI – умеренно-глиноземистых пород Na серии, VII – высокоглиноземистых пород K серии, VIII – высокоглиноземистых пород K-Na серии, IX – высокоглиноземистых пород Na серии. ***Области на диаграмме*** *1 – серпентиниты, 2 – перидотиты, 3 – габброноритызолотухинского комплекса; 4 и 5 – серпентиниты и перидотиты мамонского комплекса, соответственно.*

Средние значения основных петрохимических окислов главных разновидностей пород золотухинского и мамонского комплексов

Порода	SiO_2	TiO	Cr_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	S	al'
Золотухинский комплекс КМА															
Серпентиниты аподунитовые (2)	36,04	0,25	0,22	2,39	2,65	5,29	0,14	34,37	1,70	-	-	-	-	-	-
Лерцолиты серпентиниз. (2)	43,42	0,62	0,25	4,76	4,52	5,28	0,15	26,24	4,32	0,27	0,22	0,09	0,30	0,65	1,01
Гарцбургиты серпентиниз. (11)	42,20	0,42	0,19	3,70	4,06	5,58	0,17	30,90	3,72	0,25	0,24	0,13	0,17	0,30	1,34
Серпентиниты апоперидот. (38)	38,31	0,26	0,18	1,54	5,33	4,04	0,16	35,46	1,54	0,12	0,10	0,09	0,29	0,13	0,98
Вебстерит олив. серп. (1)	41,30	0,28	0,47	7,15	2,76	7,57	0,17	28,90	6,00	0,40	0,00	…	…	0,05	1,12
Габбронориты (27)	50,90	0,86	0,02	17,19	2,40	7,82	0,10	7,01	8,73	2,82	0,71	0,22	0,28	0,11	1,40
Нижнемамонсий массив мамонского комплекса ВКМ															
Гарцбургиты серпентиниз. (16)	40,86	0,31	0,23	2,80	6,76	6,89	0,17	27,14	4,76	0,36	0,30	0,12	0,42	0,85	0,71
Лерцолиты серпентиниз. (5)	45,09	0,27	0,00	4,60	6,47	3,77	0,14	22,76	7,07	0,64	0,60	0,06	0,36	1,47	0,76
Серпентиниты апоперидот. (13)	36,69	0,26	0,22	2,57	6,67	5,75	0,15	31,40	2,70	0,17	0,20	0,12	0,49	0,27	0,99

На классификационной диаграмме статистического распределения химических составов главных видов интрузивных ультрамафитов в координатах AS (рис.3) серпентиниты и перидотиты тяготеют к полям гарцбургитов-лерцолитов с небольшим смещением в сторону дунитовой составляющей у серпентинитов, подчеркивая тем самым высокую основность исходных для серпентинитов пород. На этой же диаграмме помещены области средних составов петрографических аналогов мамонского комплекса юго-восточной части ВКМ, которые обнаруживают значительное сходство с породами, однако с больше проявленной их составе (судя по диаграмме) лерцолитовой и верлитовой составляющей.

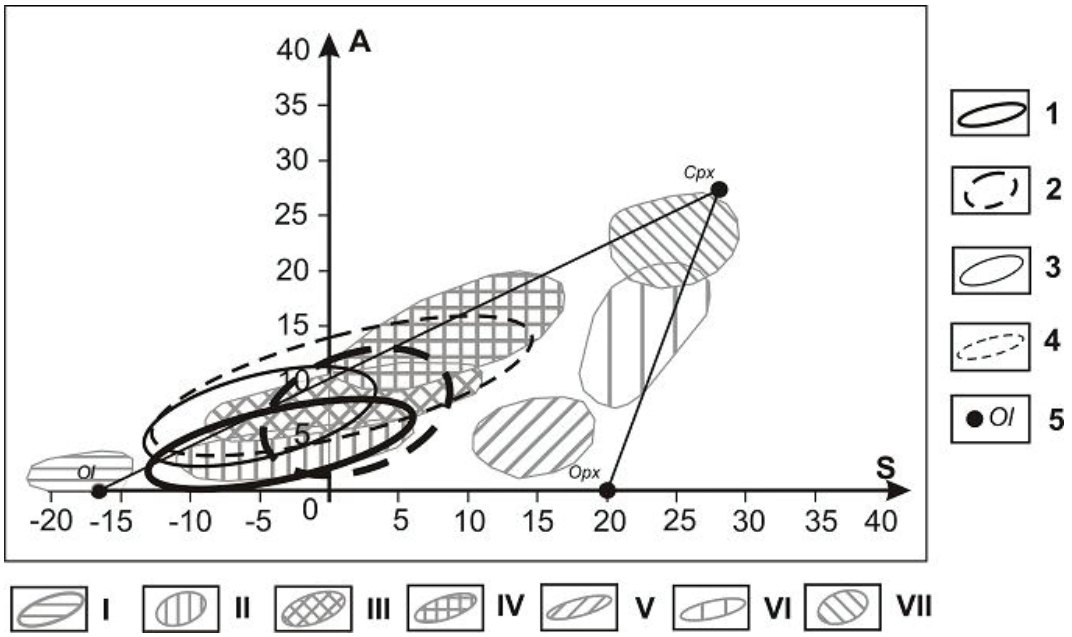


Рис.3. Классификационная диаграмма в координатах AS с полями статистического распределения химических составов главных видов интрузивных ультрамафитов**:**

I - дуниты/оливиниты,II - гарцбургиты,III - лерцолиты,IV - верлиты,V - ортопироксениты,VI - вебстериты,VII - клинопироксениты; *области на диаграмме: 1 – серпентиниты, 2 – перидотиты золотухинского комплекса; 3 и 4 – серпентиниты и перидотиты мамонского комплекса соответственно.*

Таким образом, при очень большом сходстве с мамонским комплексом юго-востока ВКМ к числу наиболее характерных петрохимических особенностей ультраосновных пород золотухинского комплекса КМА следует отнести высокую магнезиальность при довольно стабильных значениях общей железистости, пониженное содержание щелочей, постоянное присутствие титана, хрома, фосфора и серы, что позволяет отнести породы комплекса к дунит-перидотит-пироксенит-габброноритовой формации и предположить его металлогеническую специализацию на сульфидные медно-никелевые руды с благороднометалльной минерализацией ЭПГ и Au.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №08-05-99003-р-офи).

Литература

1. *Альбеков А.Ю.* Геология, петрология и минерагеническая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации ВКМ: Автореф. канд. дис. геол.-минерал. наук. Воронеж, 2002. 24 с.

2. *Ножкин А.Д., Крестин Е.М.* Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА). М.: Наука, 1984. 126 с.

3. *Полищук В.Д., Полищук В.И.* Основные ультраосновные интузивные породы докембрия Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними полезных ископаемых. «Тр. III совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы». Воронеж, 1966.

4. *Чернышов Н.М.* Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. 448 с.

5. *Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М.* Гипербазиты КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1981. 252 с.

6. *Чернышов Н. М., Бочаров В.Л.* Химические составы ультраосновных и основных интрузивных пород докембрия Воронежского кристаллического массива: Справочник. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1972. 240 с.

Особенности минерагении промышленных минералов Севера Европейской части России

Бурцев И.Н.[1], Войтеховский Ю.Л.[2], Щипцов В.В.[3]

[1]Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар
[2] Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты
[3] Учреждение Российской академии наук Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск

Летописная история Северной территории непосредственно начиналась с разработок ныне так называемых промышленных минералов в 16 веке - это соляные варницы, ломка слюды и др.

Север Европейской части России по географо-экономическому положению, наличию развитого минерально-сырьевого комплекса, включая промышленные минералы, относится к важному региону России. Что касается промышленных минералов, то перспективы развития минерально-сырьевой базы агрохимического, горнотехнического, нерудного металлургического, минерально-строительного сырья и других отраслей промышленности имеются, несомненно. Около 40 видов промышленных минералов и горных пород определяют в значительной доле минеральный потенциал Севера Европейской части России и составляют 1/3 всех известных видов в мире.

В геологическом строении значительную площадь занимает Восточно-Европейская древняя платформа, докембрийский кристаллический фундамент которой обнажается на Фенноскандинавском щите. В частности, это ее восточная часть представлена Карело-Кольской и Свекофеннской областями, сложенными глубокометаморфизованными архейскими и протерозойскими образованиями. Северная часть Восточно-Европейской платформы имеет осадочный чехол, сложенный морскими и континентальными отложениями палеозоя. В истории геологического развития платформы выделяется несколько структурных этапов, повлиявших на становление формаций в комплексах отложений. Время их формирования отвечает этапам каледонской, герцинской и альпийской складчатости. На севере и северо-востоке данная платформа ограничена надвиговым фронтом байкалид юга Баренцева моря, полуострова Канин и Тимана (Печорская плита), имеющей складчатое рифейское основание, а на востоке граничит с герцинидами Уральской складчатой области (Урало-Пайхойская складчатая область). Соответственно традиционно выделяются четыре структурно-минерагенические провинции, каждая из которых характеризуется своими тектоническими, магматическими и минерагеническими особенностями, условиями и режимами формирования. Все это предопределило разнообразие и специфику геолого-промышленных типов промышленных минералов.

Значительную роль в становлении и формировании промышленных минералов **Фенноскандинавского щита** играли глубинные процессы, определившие специфику минерагении. Большая группа промышленных минералов генетически прямо связана с процессами метаморфизма при различных термодинамических параметрах и флюидных режимах [1, 2].

Месторождения и проявления промышленных минералов Фенноскандинавского щита ассоциируются (1) с системами гранит-зеленокаменных или гранулит-гнейсовых областей (поясов) Карело-Кольского региона, представляющих собой верхние уровни позднеархейской протоконтинентальной коры (графит, кианит, андалузит, ставролит, пирит, кварц, гранат, полевой шпат, мусковит метаморфогенного и гидротермально-метасоматического генезиса), при этом Кейвская провинция высокоглиноземистых пород является суперкрупным объектом; (2) областями развития свекокарельских осадочно-вулканогенных и вулканических толщ (метаморфизованные и слабо метаморфизованные месторождения первично осадочного или вулканогенного происхождения) - кварциты, кварц, карбонатные породы, тальк, шунгитовые породы бассейнов осадконакопления позднего протерозоя в Карельском Заонежье, графит, волластонит, кварцевые порфиры; (3) рудогенерирующими свекофеннскими пегматитовыми системами, составляющими Карело-Кольскую провинцию слюдоносных и керамических пегматитов, – мусковит, полевой шпат, кварц, турмалин, сподумен, поллуцит; (4) осадочными и вулканогенными породами рифейско-вендского комплекса (месторождения,

главным образом, метамофического и осадочного происхождения, а также захороненные коры выветривания - андалузит, каолин, графит, карбонатные породы), (5) дифференцированными интрузиями от ультраосновного до кисло-щелочного и карбонатитового состава архейско-протерозойского возраста (месторождения магматогенного и метаморфогенного генезиса - хромит, ильменит, магнетит, оливин, серпентинит, тальковый камень, нефелиновый сиенит, асбест, графит, полевой шпат, тальк, флюорит, пирохлор); (6) каледонско-герцинскими щелочными плутонами (большая группа месторождений магматогенного и гипергенного происхождения - апатит, флогопит, вермикулит, бадделеит, барит, нефелин, титанит, бритолит, пирохлор, лопарит, эвдиалит, эгирин, что может быть результирующим следствием палеозойской плюм-тектоники).

В северной части **Восточно-Европейской платформы** магматическая и тектоническая деятельность проявлена крайне слабо. Здесь преобладают такие объекты неметаллического сырья, как гипс, каменная соль, известняк, доломит, глины. Отмечается смена режимов, в частности, в пермском периоде происходило постепенное сокращение площади морского бассейна на платформе, что при поднятии приводило к формированию обломочных красноцветов. В юрский и меловой периоды формируется несколько новообразованных впадин, наложенных на более древние палеозойские прогибы и поднятия.

Двухярусная **Печорская плита**, ограниченная с запада Канино-Тиманским поднятием, а с востока Пай-Хоем и Северным Уралом, покрыта мощным чехлом четвертичных отложений. Нижний ярус слагает преимущественно байкальский фундамент, верхний – осадочный чехол, образованный пологозалегающими палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Крупным выступом байкальского фундамента является Канино-Тиманское поднятие. В различные геологические эпохи – от венда до неогена на территории возникали условия, благоприятные для корообразования, формирования комплексных россыпей и переотложения продуктов размыва древних россыпей на более высокие стратиграфические уровни. Наиболее высокие перспективы имеют россыпи, локализующиеся в позднедевонских и раннекаменноугольных отложениях. Россыпи соответствуют прибрежно-морским, аллювиально-дельтовым обстановкам осадконакопления. Из промышленных минералов и горных пород отмечаются лейкоксен, ильменит, цеолиты, циркон, желваковые фосфориты, карбонатные породы и каолиновые глины, бокситы, гипсы, палыгорскитовые глины, базальты, цеолиты, высокоглиноземистые метаморфические сланцы [3].

Урало-Пайхойская складчатая область (Западноуральская область) линейно протягивается в меридиональном направлении, включая архипелаг Новая Земля на севере. Выделяются геологические образования трех структурных этажей: архейско-нижнепротерозойского, верхнепротерозойского–кембрийского (первого уральского – доуралиды) и собственно уральского, позднедокембрийско-пермского (уралиды). Палеозойские отложения Полярного Урала и Пай-Хоя относятся к двум структурно-формационным зонам – Елецкой (Печорской) с палеошельфовыми карбонатными образованиями и Лемвинской (Карской) с палеобатиальными сланцевыми комплексами пород.

Наиболее важными промышленными минералами Западноуральской области являются барит, пьезооптический и жильный кварц Приполярно-Уральской хрусталеносной провинции и флюорит Урало-Новоземельской провинции.

Основные действующие или потенциально значимые объекты промышленных минералов на севере Европейской части России имеют важное народно-хозяйственное значение.

Мурманская область.

Спецификой геологии Кольского полуострова является развитие щелочного магматизма Кольской щелочной провинции с широким распространением силикатных щелочных пород и разнообразием по составу массивов карбонатитов и карбонатно-силикатных пород [4].

Производство фосфорных удобрений базируется в России на апатитовом концентрате, получаемом из апатитовых руд Хибинской группы месторождений. Хибинский полихронный и полигенный плутон, вмещающий апатитовые месторождения, относится к массивам центрального типа и расположен на площади более чем 1300 кв.км. Нефелиновые сиениты слагают большую часть всего массива, определив название в целом комплекса как агпаитовый нефелиновый массив. Одна из особенностей массива заключена в том, что агпаитовая минерализация в нефелиновых сиенитах формировалась в основном не на стадии основной магматической кристаллизации, а на стадиях позднe-

магматических и постмагматических процессов. Промышленные залежи апатита приурочены к так называемой Центральной дуге, где наиболее широким развитием пользуются пойкилитовые нефелиновые сиениты - рисчорриты. Важным промышленным минералом является нефелин, но его происхождение определяется специфическими условиями кислотно-основного взаимодействия. В тетраэдр SiO_4, помимо Al^{3+}, входит Fe^{3+}, что резко снижает практические области возможного использования нефелинового продукта в промышленности.

Ковдорский щелочно-ультраосновной массив является минерально-сырьевой базой для производства апатитового, флогопитового, вермикулитового и баделлеитового концентратов.

Проводятся поисковые работы на графит на площади Пестпакша. Локализованы и оценены прогнозные ресурсы графита по категориям P_1- 1 млн.т и P_2- 2 млн.т. К потенциальным и привлекательным относятся баритовые руды месторождения Салланлатва (сидерит-баритовые и барит-анкеритовые руды остаточного типа), огромные запасы кианитовых руд в Кейвах (наиболее крупные месторождения - Тавурта, Тяпыш-Манюк, Безымянное, Лыстурта, Червурта, Новая Шуурурта, Шуурурта), разведанные месторождения диатомитов (озера Щучье, Веске-Ламбина, Травяное. Окуневское в бассейне оз.Имандра и др., гранатовые руды на участках Макзабак, Ровозеро, Тахлинтуайв, кварц (жила-гигант Перчатка), кварциты Тяпыш-Манюк (Западные Кейвы), оливиниты и др.

Республика Карелия.

Шунгитовые породы представляют собой вулканогенно-осадочные палеопротерозойские образования, содержащие шунгитовый углерод (некристаллический, фуллереноподобный углерод с метастабильной молекулярной структурой, не склонный к графитации). Основным элементом надмолекулярной структуры является глобула - многослойное образование размерами порядка 10 нм с порой внутри. Шунгитовые породы являются природными композиционными материалами [5].

Крупнейшее Зажогинское месторождение высокоуглеродистых шунгитовых пород (Медвежьегорский район) включает две залежи – Зажогинскую и Максовскую (заонежская свита людиковийского горизонта). Освоение Зажогинского куста залежей высокоуглеродистых шунгитовых пород – пример единственной в мире разработки шунгитов.

Из 21 известных проявлений куста щелочных асбестов в центральной Карелии наиболее изучено Краснополянское месторождение. Щелочной асбест представлен рибекит-асбестом среди карбонатно-глинистых пород, сформировавшихся в континентально-лагунных условиях. туломозерской свиты ятулия. Тальк представлен в первую очередь тальковыми рудами апоультрамафитового типа (месторождения Повенчанка и Светлоозерское, Игнойльское проявление).

К важному объекту относится графит Ихальского месторождения, комплексные апатит-карбонатные руды Тикшеозерского месторождения формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, полигенные кианитовые руды Хизоваарского рудного поля, мусковитовые сланцы как новый тип проявлений мелкочешуйчатого мусковита (Восточная Хизоваара), гранатовые руды (Высота-181), кварц (жилы-гиганты Меломайс, Фенькина Лампи и др.), нетрадиционные полевошпатовые объекты – анортозиты Котозера, сиениты Елетьозера и др. [2, 6].

Республика Коми.

К данной территории относится существенная часть крупнейшей в России Приполярно-Уральской хрусталеносной провинции. В пределах провинции известно около 200 месторождений (Желанное, Николай-Шор, Северная Лапча, Пелингичей-3 и др.) и проявлений горного хрусталя и жильного кварца; на трех из них в настоящее время ведутся добычные работы.

Глиноземистые метапелиты в составе рифейских флишоидных толщ на Тимане являются источником титановых минералов. В лейкоксене из кварцевых нефтеносных песчаников Ярегского месторождения заключено 57 % разведанных запасов титана в России [7]. Генетически Ярегское месторождение представляет собой типичную прибрежно-морскую россыпь, сформированную в девоне в ходе абразии рифейских сланцев Тимана. Лейкоксен развился по ильмениту под воздействием нефти, пропитавшей россыпь в триасе и насыщающей ее в настоящее время. В фанерозойских комплексах на Тимане выявлены комплексные (циркон-ильменит-лейкоксеновые, турмалиновые, гранатовые, редкометальные с золотом и алмазами) Пижемская, Сувойная, Пембойская, Ичетъюская россыпи, известны перспективные проявления в пределах Волонгской, Белореченской, Верхнепешской площадей.

Каменная и калийно-магниевая соли получили известность благодаря Сереговскому соляному промыслу, начавшему постоянную работу в XVI–XVII вв. Сереговский диапир с галитовым типом солей является пока единственным выявленным из подобного рода структур в европейской части России. Верхнепечорский бассейн с одноименным месторождением является естественным продолжением Соликамского соленосного бассейна (кунгурский ярус нижней перми). Здесь выделены хлоридно-натриевый (галит) и калийно-магниевый (карналлит, сильвинит) промышленные типы солей. Проявления солей, связанные с верхнеордовикской галогенной формацией, известны в пределах Косью-Роговской впадины.

Хойлинское месторождение является единственным объектом в европейской части России, на котором ведется добыча баритов. Стратиформные рудные залежи на месторождении приурочены к верхним горизонтам пагинской свиты, залегает на кремнистых и глинистых сланцах и перекрывается углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми сланцами с прослоями карбонатных пород няньворгинской свиты. Средние содержания $BaSO_4$ по рудным телам в контурах карьеров изменяются от 84.78 до 86.04 %. Наряду с этим месторождением, перспективы связаны с Малохойлинским и Пальникским проявлениями барита.

Довольно широко распространены на территории республики фосфориты. Типичными платформенными являются фосфориты мезозойского возраста Сысольской площади, которая представляет северную оконечность Вятско-Камского фосфоритоносного бассейна. Здесь известно разведанное и ранее эксплуатировавшееся Койгородское месторождение. Фосфориты юрского уровня на перспективной Максаро-Пижемской площади на Среднем Тимане также относятся к желваковому типу. На Северном Тимане этот тип представлен Волонгским и Безмошицким проявлениями.

В верховьях р.Цильмы известно своеобразное по составу – фосфат-бокситовое Заостровское месторождение. Фосфориты слагают здесь нижнюю часть профиля выветривания рифейских пород, образуя пластовую залежь. Пласт фосфоритов сменяется вверх по разрезу фосфатно-глинистыми и фосфатно-аллитными породами, которые перекрыты фосфатоносными бокситами шамозит-диаспорового состава, содержащими крандаллит и алюмофосфатные минералы.

Несколько перспективных площадей фосфоритовых руд высокого качества в терригенно-карбонатных породах ордовика выявлены на Полярном Урале. Проявления фосфоритов установлены в породах верхней перми западного Притиманья.

С Тиманской провинцией связаны крупные сырьевые базы высокоглиноземистого огнеупорного сырья, каолинов и химически чистых известняков для бумажной промышленности, высокомагнезиальных доломитов, глин.

Маложелезистые разности бокситов выявлены на девонских месторождениях Ворыквинской группы на Среднем Тимане. Кроме огнеупорного сорта бокситов здесь известны структурные маложелезистые аргиллиты, а также огнеупорные маложелезистые каолинитовые глины в эрозионно-карстовых депрессиях фундамента.

Южно-Тиманский район представлен осадочными бокситами нижнекаменноугольного возраста. Высокими перспективами характеризуется Кедва-Вольская группа где оценены Лоимская, Ваповская, Верхне-Ухтинская залежи осадочных бокситов. В районе Тимшерско-Пузлинской группы бокситовых месторождений находится Пузлинское проявление каолинитовых глин.

Весьма высокие перспективы в отношении выявления бессернистых маложелезистых бокситов и каолинов имеет перспективная Верхнеижемская площадь.

Вологодская область.

На этой территории разрабатывается Белоручейское месторождение высококальциевых известняков высокого качества.

Архангельская область.

Выявлено Завозское месторождение гипса метасоматического типа. В области имеется крупное Кармозерское месторождение палыгорскитовых глин, а также месторождения чистых известняков.

Перспективы развития и эффективность использования минерально-сырьевой базы промышленных минералов во многом зависят от разработки и внедрения инновационных технологий на

всех стадиях – от прогноза, поисков и оценки объектов, добычи, обогащения и глубокой переработки сырья до получения продукции с высокими эксплуатационными характеристиками.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН №14.

Литература

1. *Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В.* Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты, Изд. КНЦ РАН, 2002. с. 359

2. Минерально-сырьевая база Республики Карелия // Отв.ред. В.П.Михайлов, В.Н.Аминов. Изд. Карелия, Петрозаводск. 2006. Т.2. 356 с.

3. Минерально-сырьевой потенциал Тимано-Североуральского региона и роль Российской академии наук в его укреплении и освоении / *Юшкин Н.П., Бурцев И.Н., Пыстин А.М., Малышев Н.А., Пименов Б.А., Остащенко Б.А.* Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН. 2001. 72 с.

4. *Дудкин О.Б.* Кольский регион как эталон металлогении щелочного магматизма // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты: Изд.КНЦ РАН, 2002. Т.2. С.23-37

5. *Филиппов М. М.* Шунгитоносные породы Онежской структуры. КарНЦ РАН. Петрозаводск. 2002. 289 с.

6. *Щипцов В.В.* Обзор и оценка индустриальных минералов Республики Карелия // Геология рудных месторождений, т. 47, № 1, 2005. С.3-15

7. *Игнатьев В.Д., Бурцев И.Н.* Лейкоксен Тимана (минералогия и проблемы технологии). СПб: Наука, 1997. 215 с.

К минералогии золота на Кольском полуострове

Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Волошин А.В., Шпаченко А.К., Басалаев А.А., Савченко Е.Э.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: woyt@geoksc.apatity.ru

За последние три года Геологическим институтом КНЦ РАН на Кольском полуострове выявлены и ревизованы три перспективных объекта: Панареченская вулкано-тектоническая структура, участок Кайлары и участок р. Подманюк.

Панареченская вулкано-тектоническая структура расположена в центральном блоке Имандра-Варзугской зоны Печенго-Варзугского зеленокаменного пояса и представляет собой брахиформную структуру, вытянутую в северо-западном направлении на 18 км при ширине 6 км (рис. 1) [3, 4]. Первые сведения о золотоносности структуры получены в 1980-х гг. Центрально-Кольской ГРЭ, выявлены 16 рудных минералов. Ревизия аншлифов ЦК ГРЭ и анализ собственных материалов с помощью MS-46 Cameca и LEO-1450 позволил авторам установить 42 рудных минерала из классов самородных металлов, сульфидов, сульфосолей, оксидов и теллуридов: пирит, марказит, пирротин, пентландит, макинавит, виоларит, галенит, алтаит, сфалерит, гринокит, молибденит, халькокит, ковеллин, халькопирит, борнит, тетраэдрит, бисмутинит, кобальтин, герсдорфит, арсенопирит, костибит, цумоит, теллуровисмутит, пильзенит, радхакришнаит (первая находка на Кольском п-ове), колорадоит (первая находка на Кольском п-ове), висмут, теллур, никель (первая находка на Кольском п-ове), магнетит, ильменит, рутил; благороднометальные минералы: золото, серебро, эмпрессит, гессит, штютцит, волынскит, петцит, нагиагит (первая находка в России), аргентопентландит, фрейеслебенит (рис. 2). Кроме того, установлены 8 минеральных фаз, рассчитываемых на стехиометрические составы.

Авторами выделяются четыре типа рудоносных пород: углеродистые и сульфидно-углеродистые сланцы, серицит-карбонат-альбит-кварцевые метасоматиты, хлорит-карбонатные метасоматиты, пиритовые руды. Первые два типа пород в целом наиболее рудоносны. Сквозными для всех типов пород являются магнетит, ильменит, рутил, пильзенит, теллуровисмутит, цумоит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, алтаит, пирротин, пирит, фрейеслебенит, петцит, гессит, эмпрессит, серебро. Редкие штютцит, волынскит, нагиагит, гринокит, тетраэдрит, бисмутинит, костибит, радхакришнаит и колорадоит установлены только в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах. Более тонкие тенденции требуют дальнейшего изучения.

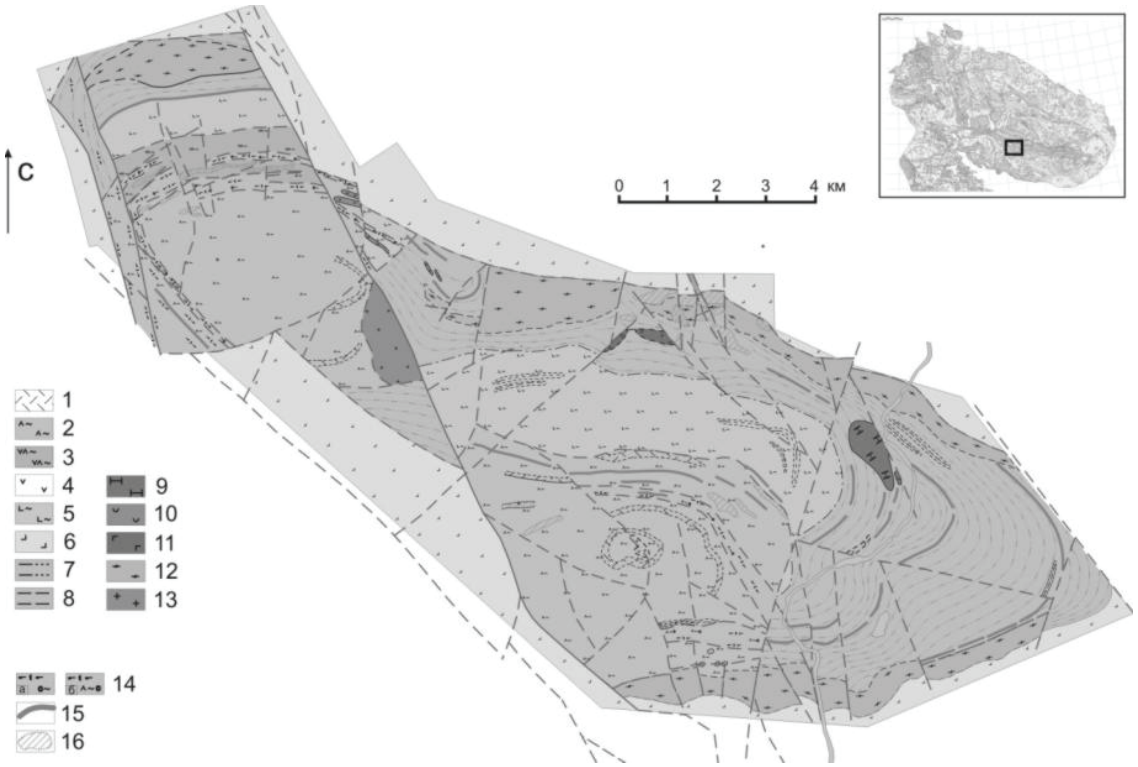


Рис. 1. Геологическая схема Панареченской вулкано-тектонической структуры (ОАО ЦКЭ, 2000 г.).

1 – метариолиты; 2 – метадациты; 3 – метадациадезиты; 4 – метаандезиты; 5 – метатуфы основного состава; 6 – метаандезибазальты; 7 – метапесчаники; 8 – метапелиты; интрузивные образования: 9 – метаперидотиты; 10 – метапикриты; 11 – диабазы, габбро-диабазы; 12 – субщелочные монцониты, гранодиориты, габброиды, сиениты; 13 – лейкограниты;14 – сульфидно-углеродистые сланцы: а – углеродистого материала > 50 %; б – углеродистого материала < 50 %; 15 – сульфидно-углеродистые образования; 16 – метасоматиты.

С учётом общей геологической ситуации, оруденение Панареченской вулкано-тектонической структуры (Au-Ag теллуридный тип) наиболее близко таковым месторождения Крипл-Крик (Au теллуридный тип) и рудного поля Сильвертон-Теллурид (Au-Ag с Pb и Zn теллуридный тип), Канадский щит [1]. Это указывает на её перспективы как приповерхностного или малоглубинного Au-Ag месторождения среднего масштаба.

Участок Кайлары расположен в Пана-Куолаярвинской структуре в 70 км к ССЗ от месторождения Майское в сходной геотектонической позиции [2, 5]. На участке издавна известны кварцевые жилы с бедной рудной минерализацией. Авторами установлено, что она представлена пиритом, по краям и трещинам замещаемым гематитом, редкими зернами кобальтина в кварце, а также миллеритом, мелонитом, калаверитом и золотом в краевых зонах пирита (рис. 3). Последние три минерала образуют тесные срастания, но встречены и в отдельных зёрнах. На пирамидах роста граней куба крупных (до 1 см) идиоморфных кристаллов пирита установлены чёткие индукционные поверхности срастания с кварцем (рис. 4), что говорит об их одновременном росте – в отличие от месторождения Майское, где рудная минерализация наложена на кварцевые жилы. Это позволило сформулировать следующую схему формирования оруденения. (1) Формирование кварцевых жил с одновременной и свободной кристаллизацией пирита и кобальтина, на заключительной стадии роста пиритом захвачены самородное золото, калаверит, мелонит и миллерит. (2) Замещение пирита гематитом вдоль трещин и по периметру зерен, не приведшее к видимому изменению золотосодержащей минеральной ассоциации. Co-Ni специализация рудной ассоциации (кобальтин, мелонит, миллерит) указывает на местный источник вещества – вулканические и интрузивные породы основного и ультраосновного состава, которыми насыщена Пана-Куолаярвинская структура.

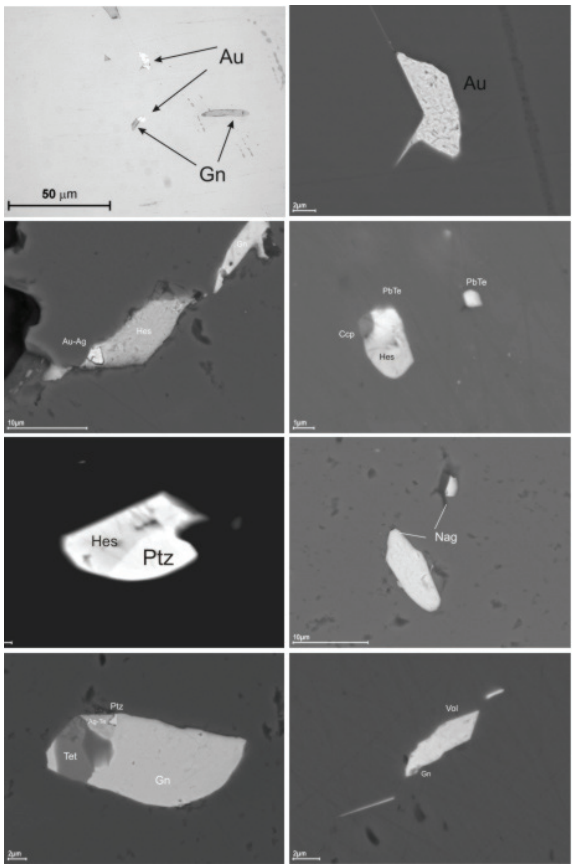


Рис. 2. Рудная минерализация Панареченской вулкано-тектонической структуры: Au – самородное золото, Au-Ag – эмпрессит, Gn – галенит, PbTe – алтаит, Hes – гессит, Ccp – халькопирит, Ptz – петцит, Nag – нагиагит, Tet – тетраэдрит, Vol – волынскит.

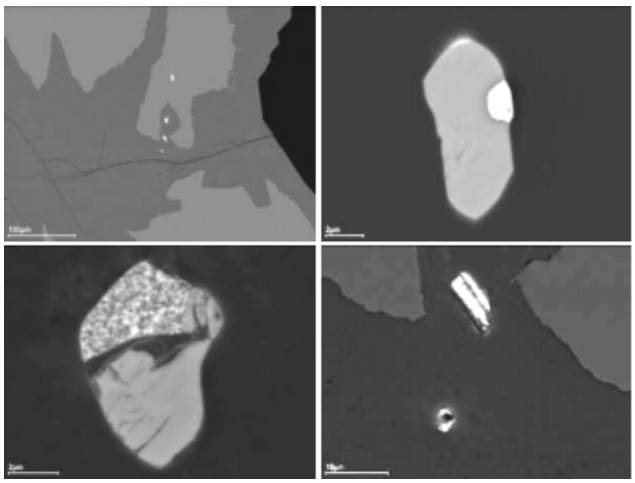


Рис. 3. Вверху слева: серое – пирит, тёмно-серое – гематит, чёрное – кварц, светлые зерна (сверху вниз) – см. далее. Вверху справа: верхнее светлое зерно в пирите, серое – мелонит $Ni_{0.96}Fe_{0.12}Co_{0.02}Te_2$, белое (зерно справа и кайма вверху) – золото $Au_{0.89}Ag_{0.11}$. Внизу слева: второе светлое зерно в гематите, серое – мелонит $Ni_{0.97}Fe_{0.21}Co_{0.02}Te_2$ и его тонкое срастание с золотом $Au_{0.80}Te_{0.11}Fe_{0.05}Ni_{0.04}$. Внизу справа: два нижних светлых зерна в гематите, вверху – мелонит $Ni_{0.98}Co_{0.06}Te_2$, внизу – золото $Au_{0.94}Ag_{0.06}$.

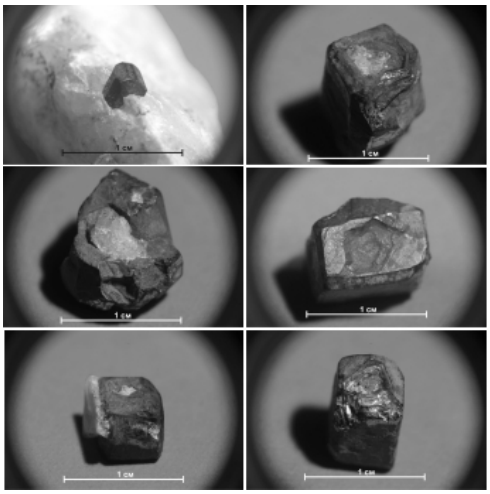


Рис. 4. Индукционные поверхности кварца на пирамидах нарастания граней куба идиоморфных кристаллов пирита.

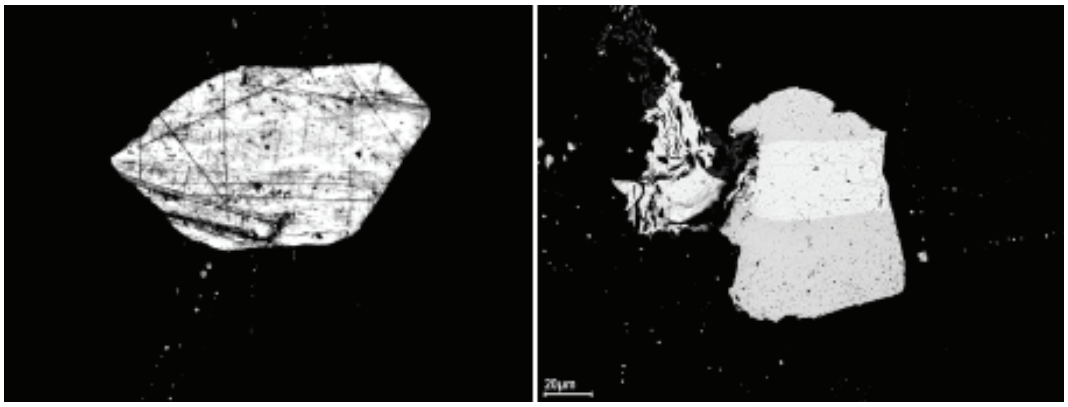


Рис. 5. Слева: кристалл самородного золота (300 мкм в длину); справа: срастание самородного золота (серое) и самородного висмута (белое); чёрное – кварц.

Участок р. Подманюк расположен в восточном замыкании структуры Б. Кейв. Поля кварцевых жил различного залегания в гранат-ставролит-биотит-кварцевых сланцах выхчуртской свиты известны здесь давно. При детальном изучении штуфной пробы из зальбанда крутопадающей секущей жилы мощностью 5 м атомно-абсорбционным методом установлено и подтверждено повторным анализом содержание Au 17.5 г/т. Микрозондовым анализом в кварцевой жиле диагностированы рудные минералы: пирротин, халькопирит, пентландит, сфалерит, кобальтин, данаит, бисмит, висмутинит, висмут, ауростибит, золото (рис. 5). В образцах из экзоконтакта установлена резко отличная ассоциация: ильменит, рутил, циркон, монацит, ксенотим, молибденит, кобальтин, пирит. Исключительная приуроченность золоторудной минерализации к кварцевой жиле и идиоморфизм кристаллов золота в недеформированных зёрнах кварца позволяют предполагать сингенетичность оруденения. Исследования будут продолжены по материалам полевых работ 2009 года.

Авторы благодарят главного геолога Центрально-Кольской ГРЭ В.А. Павлова за предоставление образцов для исследования золотоносности Панареченской вулкано-тектонической структуры.

Литература

1. *Некрасов Е.М.* Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 284 с.

2. *Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А., Генкин А.Д., Крылова Т.Л., Чугаев А.В.* Золото-кварцевое месторождение Майское (Сев. Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудных месторождений. 2003. Т.45. №5. С.429-451.

3. *Скуфьин П.К., Пушкин Г.Ю.* Вулкано-тектоническая структура в центральной части Печенгско-Варзугского вулканического пояса // Докл. АН. 1986. Т.287. №6. С.1461-1464.

4. *Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П.* Изотопный возраст субвулканических гранитоидных пород раннепротерозойской Панареченской вулкано-тектонической структуры (Кольский п-ов) // Докл. АН. 2006. Т.408. №6. С.801-805.

5. *Ward P., Harkonen I., Nurmi P.A., Pankka H.S.* Structural studies in the Lapland greenstone belt, northern Finland and their application to gold mineralization // Current Res. 1988. Geol. Surv. Finland. Espoo, 1989. P.71-77.

О роли кратонных террейнов в металлогении окраинноморской литосферы (на примере Северо-Востока России)

Волков А.В., Сидоров А.А., Алексеев В.Ю.

ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail: tma2105@mail.ru

Окраинноморская (переходная от континентальной к океанической) литосфера характерна для Тихоокеанского тектоно-магматического пояса [1]. Важнейшими особенностями этой литосфе-

ры на северо-востоке Азии представляются остаточные кратонные террейны (типа Охотского и Омолонского массивов) и обилие погребенных микрократонов, фиксируемых в региональном геологическом строении «пологими складчатыми дислокациями» (рис.1) [2]. К ограничениям этих микрократонов и секущим зонам тектоно-магматической активизации приурочены крупнейшие золотые, серебряные, сурьмяные, ртутные и полиметаллические месторождения (Дукат, Майское, Нежданинское, Кючус, группа Западно-Верхоянских серебряных гигантов, золото-сурьмяные месторождения Якутии и др. рис.1). Таким образом, при изучении металлогении этого региона необходим анализ общих представлений об эволюции рудообразования от докембрия до позднего фанерозоя (табл.1).

Металлогенические линии и руднoформационные ряды Омолонского кратонного террейна

Рудные формации (базовые, в т.ч. предполагаемые)	Сателлитные рудные формации, (вероятные)	Примеры рудных районов или месторождений и рудопроявлений
Линия расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов		
Медно-никелевая в расслоенных интрузивах (докембрий)	Медно-порфировые, титано-магнетитовые, (платинометальные, золото-теллуридные)	Амфиболиты Коаргычанского выступа
Медно-колчеданная (палеозой, мезозой)	Медно-порфировая, золото-серебряная, (золото-сульфидное)	Таборное, Щельнинское, Ледяное, Дубль
Железистокварцитовая линия		
Железистые кварциты	Скарново-магнетитовая, гематитовая, пиритовых сланцев, золото-пиритовая, золото-кварцевая	Верхнеомолонское,Батик, Магнетитовое и др.
Сульфидные(пирит-пирротиновые) вкрапленных руд (палеозой,мезозой)	Золото-пиритовая вкрапленных руд, золото-кварцевая, золото-серебряная, (сурьмяная, сурьмяно-ртутная)	Кубака, Ольча, Биркачан, Лабазное, Магнитное, Мышиное, Елочка, Бакчар, Дикое, Выстрел, Мизинец, Сомнительное
Медно-порфировая (поздний мезозой)	Полиметаллическая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная, (золото-теллуридная), ртутная	Вечернее, Хрустальное и др. Южно-Омолонского района
Линия раннего рифтогенеза (многометалльная)		
Сульфидные вкрапленных руд в карбонатно-терригенно-вулканогенных толщах (палеозой, мезозой), уран-многометальная	Колчеданная, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная, (скарновые, полиметаллическая,золото-сульфидная вкрапленных руд,)	Южно-Омолонский рудный район и районы развития кедонского вулканического комплекса и окраин Юкогирской глыбы

Первая группа докембрийских рудных формаций является магматической; она представлена стратиформными кумулятами с хромсодержащими шпинелями и сульфидно-никелевыми скоплениями в коматиитовых лавах и расслоенных интрузиях в оснований разрезов архейских зеленокаменных толщ. Эти образования свидетельствуют, что гравитационное осаждение кристаллов в магматических расплавах - древнейший рудообразующий процесс в истории развития земной коры; первоначальное и максимальное его развитие характерно для коры океанического типа. Базит-ультрабазитовые расслоенные интрузии наиболее консервативны во времени и широко проявлены также в фанерозое. Рудные формации расслоенных интрузий сопровождаются, как известно, многочисленными жильными, порфировыми и сульфидно-вкрапленными образованиями, отражающими в разной мере вещественный состав базовых (хромитовых и сульфидно-никелевых) праформаций. Наиболее отчетливо эта эволюция проявлена в пределах Омолонского кратоного террейна (табл.1). Развитие этой группы рудных формаций прогнозируется также в Яно-Колымских погребенных микрократонах (рис.1). Прогноз основывается на достаточно широком развитии Ni-Co-минерализации в породах верхоянского комплекса [4] и металлов платиновой группы в рудах крупнейших месторождений золота Северо-Востока России Нежданинского и Наталкинского [5].

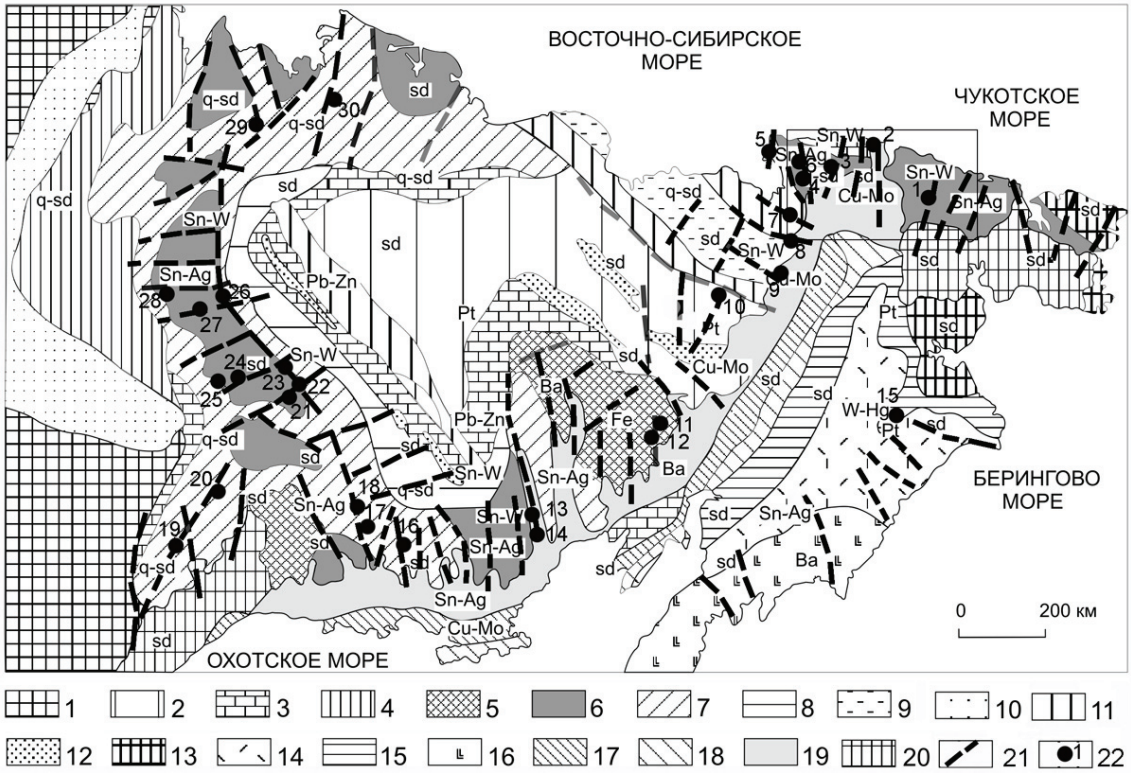


Схема геологического строения Северо-Востока России
(составлена с использованием сведений разных лет Ю.М.Пущаровского, С.М.Тильмана, В.М. Кузнецова, В.Ф.Белого и др.).

1– Северо-Азиатский кратон (Сибирская платформа). 2–13 – Верхояно-Чукотская группа террейнов различных геодинамических типов, кроющие комплексы и структурные элементы 2 – Алазейско-Олойские островодужные и океанические террейны; 3–10 –Колымские супертеррейны и связанные с ними структурные элементы: 3 – краевые и внутренние поднятия, сложенные докембрийскими и палеозойскими породами, 4–Верхоянская зона коробчатой линейной складчатости, 5 – микрократоны с обнаженным фундаментом (Охотский, Омолонский); 6 – районы пологого залегания пород верхоянского комплекса (погруженные микрократоны по С.М.Тильману), 7 – структуры обрамления микрократонов; 8 – Иньяли-Дебинская зона изоклинальной коллизионной складчатости, 9 – Анюйская зона коллизионной складчатости; 10–12 – сшивающие и кроющие структуры: 10 – перикратонный прогиб, 11 – регенерированный прогиб, 12 –вулканогенные зоны островодужных террейнов. 13 – фрагмент Эскимосского кратона; 14–16 – Корякско-Камчатская группа террейнов и сшивающих структур: 14 – террейны аккреционной призмы, 15 – Пенжино-Анадырская сшивающая структура; 16 – Олюторско-Камчатский островодужный террейн; 17–20 – Охотско-Чукотский постаккреционный вулканогенный пояс: 17,18 – внутренняя зона (17 – унаследованная, 18 – новообразованная подзоны), 19 – внешняя зона, 20 – фланги пояса, перекрывшие кратоны; 21 – зоны тектоно-магматической активизации (ТМА); 22 – рудные месторождения связанные с зонами ТМА:1– Туманное, 3 – Майское, 7 – Эльвинейское, 20-Нежданинское, 23 – Мало-Тарынское, 29 – Кючус (золото-сульфидных вкрапленных руд), 22 – Сарылах, 26 – Сентачан (золото-сурьмяные), 8 – Двойной, 9 – Купол, 11 – Биркачан, 12 – Кубака, 13 - Дукат, 14 – Гольцовый, 24 – Хакчан, 25 – Заря, 27 – Прогноз (золото-серебряные и серебряные эпитермальные), 4 – Западно-Палянское, 15 – Тамватнейское (ртутные), 2 – Совиное, 19 – Дуэт, 17 – Натлкинское, 18 – Дегдекан (золото-кварцевые), 10 – Песчанка (медно-порфировое), 5 – Валькумей, 6 – Пыркакай, 30 – Чурпунья (касситерит-силикатные).

Рудноформационные ряды: Fe-железистокварцитовый (с золото-кварцевыми, золото-серебряными и редкометалльными месторождениями); sd-нерасчлененный сульфидно-вкрапленный (с вероятными золотыми, оловянными, вольфрамовыми и другими месторождениями); q-sd-золото-сульфидный полный (с золото-пиритовыми, золото-редкометалльными, олово-вольфрамовыми, порфировыми и золото-серебряными, сурьмяными и ртутными месторождениями); Cu-Mo-медно-сульфидный (с медно- и медно-молибден-порфировыми, золото-порфировыми месторождениями), Sn-W-олово-вольфрам-силикатно-кварц-сульфидный гранитоидный; Sn-Ag-серебро-сульфидный (с полиметаллическими, золото-серебряными, существенно серебряными, олово-серебро-порфировыми и сурьмяными месторождениями); Pt-базит-ультрабазитовый (с платиновыми, хромитовыми, медно-никелевыми, золото-теллуридными, вольфрамо-ртутными месторождениями); W-Hg-вольфрамо-ртутный; Ba- барит-полиметаллический неустановленного генезиса.

Вторая группа рудных формаций с глобальными скоплениями рудного вещества, которые могут именоваться большеобъемными (крупными, уникальными) месторождениями, являются залежи железистых кварцитов - самых древних и распространенных хемогенных осадков загадочной, но,

по всей вероятности, биогенной природы. Основная масса континентальной коры также возникла в архее, и ее последующая история выражалась в виде взламывания, переработки, раздвижения и сдвижения сиалических блоков при определенном латеральном наращивании. Минеральное вещество земной коры за обозримое геологическое время (около 3,5 млрд. лет) повсеместно и неоднократно реювенировалось [6]. Особенности железистокварцитовых залежей показаны также на примере Омолонского кратонного террейна (табл.1).

Эти две группы рудных формаций кратонных террейнов, определившие соответствующие эволюционные линии рудообразования, имеют не только принципиально различное генетическое содержание. Первая группа связана с развитием земной коры опосредовано, хотя ее месторождения в дальнейшем развивались на протяжении всей геологической истории. Вторая группа тесно связана преимущественно с ранними этапами развития континентальной земной коры.

Железистые кварциты указывают на возможность выявления на Омолонском, Охотском и других кратонных террейнах типичных зеленокаменных поясов – характерных структурных составляющих докембрийских кратонов. Железистые кварциты обычно расположены по обрамлению этих поясов (“banded iron stones”). А именно в зеленокаменных поясах Австралии, Южной Африки, Бразилии и Канады расположены крупнейшие месторождения золота различных типов. Вполне вероятно выявление подобных месторождений в пределах Южно-Омолонского железорудного района. Руднoформационный анализ и высокая фанерозойская золотоносность смежных чукотских и колымских террейнов позволяет прогнозировать в пределах железистокварцитового ряда праформаций месторождения типа Хомстейк, а в пределах базит-ультрабазитового ряда – типа Калгурли, а также комплексные уран-многометальные золото-железистые и IOCG-месторождения (табл.1).

Вместе с тем уже первые перемещения литосферных плит и образование активных континентальных окраин сопровождались образованием мощных рифтогенных гематитизированных, сульфидизированных и колчеданоносных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ с медистыми и ураноносными песчаниками и сланцами. При формировании этих толщ железистокварцитовые залежи и мафит-ультрамафитовые расслоенные массивы с месторождениями первой группы представляются уже в качестве областей сноса (размыва) и регенерции. Именно поэтому металлогения раннего (докембрийского) рифтогенеза наиболее разнообразна и содержательна. Рудные формации внутриокеанического рифтогенеза наиболее близки или даже идентичны базит-ультрабазитовой группе, хотя рудоносное плюмообразование естественно приобретает все более линейные формы. Впрочем, рифтогенез развивался и на протяжении всего фанерозоя, особенно в окраиноморских бассейнах [7]. С фанерозойским рифтогенезом также связаны крупные рудные месторождения самых разнообразных типов. Однако есть основания полагать, что эти крупные месторождения развивались в большинстве случаев унаследовано от докембрийских рудных формаций [3].

Эту *третью группу рудных формаций* можно разделить на подгруппы межконтинентального и внутриконтинентального рифтогенеза *(*умеренной и локальной степени раскрытия рифтов). Рудообразование межконтинентального рифтогенеза тесно связано не только с рудоносностью базит-ультрабазитовых магм, но и с областями сноса осадков с окраин континентов, а также с формированием колчеданных залежей в островодужных зеленотуфовых провинциях (табл.1).

Учитывая определенные элементы металлогенической близости в фанерозое Омолонского террейна с колымскими и чукотскими террейнами пассивных континентальных окраин, можно предположить об элементах подобия в металлоносности их оснований. Особенно это относится к районам «пологих дислокаций» или погребенных микрократонов [8]. Зоны тектоно-магматической активизации от глубинных разломов и микроплюмов до рифтов максимального раскрытия в пределах окраинноморской литосферы представляются важнейшими металлогеническими структурами. Рудные формации, свойственные Омолонскому террейну и структурам его обрамления, получили здесь широкое развитие. А сквозная золотоносность объясняется существенным развитием золотого оруденения уже на этапах формирования докембрийского фундамента и палеозойского чехла; феномен золотоносности и сереброносности самых различных по возрасту и составу магматических комплексов и руднoформационных рядов в значительной степени является следствием регенерации докембрийских и палеозойских образований.

Особенности металлогении погребенных микрократонов (районов пологих дислокаций).

Районы пологих дислокаций широко распространены в пределах колымских террейнов [8]. Основание чукотских террейнов пассивных континентальных окраин, где развиты пологие складчатые дислокации, по нашему мнению, также представлено погребенным микрократоном (см. рис.1), разделенном на блоки «скрытыми» субмеридиональными и северо-восточными разломами. Эти разломы и антиклинальные поднятия в пределах раздробленных микрократонов контролируют и вмещают большинство золото-кварцевых (Совиное, Ичувеем, Сыпучее), золото-сульфидных-вкрапленных (Майское, Сильное, Туманное), золото-серебряных (Сопка Рудная, Купол и др.), касситерит-силикатных и касситерит-сульфидных (Валькумей, Кукеней, Пыркакай), сурьмяных и ртутных (Палянское) месторождений (рис.1). В этих же рудных полях выявлены ураноносные гранитоиды (массивы Кукенейский, Северный и др.). Пестрый набор рудных формаций, близкий к таковому у в пределах рудных зон по границам колымских погруженных микрократонов (Балагычано-Сугойский рифтогенный прогиб и рудоносные зоны Западного Верхоянья см. рис.1), позволяет предположить с высокой долей вероятности, что перечисленные выше месторождения развивались унаследовано от уран-многометальной линии раннего рифтогенеза (см. табл. 1).

Таким образом, металлогеническая эффективность окраиноморской литосферы Северо-востока Азии связана в значительной мере с руднoформационным разнообразием остаточных кратонов и микрократонов, определивших структурную особенность региона: выступы докембрийского фундамента, брахиоформность, антиклинальные поднятия, рифтогенез в периоды ТМА. Эти образования позволяют объяснить не только феномен унаследованности оруденения и условия формирования полихронных рудных месторождений, но и причины уникальной металлоносности окраинноморской литосферы Тихоокеанского рудного пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ №2 и Российского фонда фундаментальных исследований (проект 08-05-00135а).

Литература

1. *Чехов А.Д., Сидоров А.А.* Доклады РАН. 2009. Т. 424. № 3. С.

2. *Сидоров А.А., Волков А.В., Алексеев В.Ю.* Доклады РАН. 2008.Т. 423.№ 6. С. 692-696.

3. *Сидоров А.А.* Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. С. 246.

4. *Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Томсон И.Н., Алексеев В.Ю.* Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований (к 100-летию Е.А. Радкевич). Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 36-51.

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

6. Хϑ>*8&4ФН).%. // э,≡:≡(4β Δϑ*.<,ФН≅Δ≅0*,>46. 1993.Г.35. N6. Е.467-480.

7. *Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель). М.: Научный мир, 2000. С. 204.

8. *Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. С. 326.

Сдвиговые зоны: формирование, метаморфогенно-метасоматические преобразования и рудоносность (ранний докембрий Фенноскандинавского щита)

Володичев О.И., Кулешевич Л.В.

Учреждение РАН ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: volod@krc.karelia.ru; kuleshev@krc.karelia.ru

Процессы сдвиговых деформаций, формирующих систему shear-зон с сопутствующими проявлениями динамометаморфизма, метасоматоза и рудообразования являются характерной особенностью геологической истории раннего докембрия Карелии и сопредельных территорий. Выде-

ляются два главных периода их развития – позднеархейский (около 2.7 млрд. лет) и палеопротерозойский свекофеннский (около 1.8-1.9 млрд. лет). Такого типа структуры разных порядков, контролирующие концентрации полезных компонентов, играют значительную роль в металлогении раннедокембрийских комплексов.

Карельский массив (КМ) и Беломорский подвижный пояс (БПП) являются архейскими гранит-зеленокаменными образованиями, в которых зеленокаменные пояса (ЗП) и их фрагменты составляют не более 15-20% общего объема этих комплексов. При этом практически каждый ЗП является автономной структурой, характеризующейся своей геодинамической историей и индивидуальным набором стратотектонических ассоциаций, коллажированных на ранней стадии латеральной аккреции. Общим для ЗП и гранит-зеленокаменных областей в целом является всеобъемлющее региональное развитие деформаций, в результате которых образуется система дискретных сдвиговых (shear) зон. Формирование этих тектонических структур связывается с транспрессивной стадией развития позднеархейского (около 2.7 млрд. лет) Беломорского коллизионного орогена, в котором структурно-метаморфические преобразования этого периода проявились наиболее интенсивно. В КМ эти процессы, развитые повсеместно, но менее интенсивно относительно Беломорской коллизии, носят, вероятно, отраженный характер.

В сутуре архейского коллизионного цикла в БПП, обозначенной линейной шовной зоной глубинного столкновения террейнов или плит, представленной псевдостратифицированным комплексом чупинских глиноземистых гнейсов, условия метаморфизма (T=700-710°C, P=10-11 кбар), в первую очередь, температурные, соответствуют глубинам около 30 км. На таком глубинном уровне представляется более вероятной фронтальная, а не покровная модель взаимодействия плит, о чем может свидетельствовать характерная для этой зоны ранняя система изоклинальных складок аккордеонного типа с вертикальными осевыми плоскостями и субгоризонтальными шарнирами. Последующая стадия коллизии носила трансдукционный характер (СВ-ЮЗ направления конвергенции) с образованием сложного сдвигового (левостороннего) транспрессивного пояса СЗ простирания, в ходе формирования которого складки ранней генерации трансформировались в иерархическую систему центрических структур с элементами вращения в обрамлении зон повышенной пластичности. Характерный для коллизионного этапа развития высокобарический кианитовый метаморфизм, таким образом, связывается с транспрессивной спецификой формирования такого типа структур.

В КМ в районе Центральной Карелии развита система субмеридиональных – СВ shear-зон, согласных с направлением конвергенции (трансдукции) в беломорской коллизии. В Западной Карелии – Восточной Финляндии система зон сдвиговых деформаций формирует две крупные центрические структуры с элементами вращения «по часовой стрелке». В менее глубинных условиях позднеархейские shear-зоны контролируют формирование структур «pull-apart», преимущественно развитых в Центральной Карелии. На примере Костомукшской и Большозерской структур можно говорить, по крайней мере, о двух фазах образования shear-зон в позднем архее. Деформации сопровождаются динамометаморфизмом в режиме повышенных давлений преимущественно в температурных условиях амфиболитовой фации, реже – гранулитовой (З. Карелия, р-н оз. Тулос) и зеленосланцевой (Ц. Карелия, Койкарская структура, м-ние Педролампи и др.). Относительно андалузит-силлиманитового типа метаморфизма, характерного для ЗП доколлизионного периода, наложенный динамометаморфизм соответствует кианит-силлиманитовому типу. В shear-зонах широко проявлены процессы метасоматоза и отложение рудных компонентов.

Не менее активная тектоническая деятельность с формированием системы shear-зон проявилась в свекофеннский период в течение двух возрастных эпизодов, связанных с коллизионными стадиями развития двух геодинамических систем – Лапландского (около 1.9 млрд. лет) и Свекофеннского (1.85-1.80 до 1.75 млрд. лет) орогенов. Наиболее интенсивно структурно-метаморфические преобразования и сопутствующие процессы метасоматоза и рудообразования проявились в шовных зонах – на границах КМ и Свекофеннской складчатой области (ССО), БПП и КМ, БПП и Лапландского гранулитового пояса (ЛГП). Свекофеннские деформационные зоны в пределах КМ и БПП нередко унаследуют позднеархейский структурный план, что часто создает определенные сложности в интерпретации возраста сдвиговых деформаций. Архейский возраст shear-зон устанав-

ливается главным образом на основе их структурных соотношений с палеопротерозойскими супракрустальными и интрузивными комплексами, а также на основе возрастных определений, свекофеннский – по их проявлению в палеопротерозойских комплексах, на основе возрастных определений и, в определенной степени, по особенностям метаморфизма. В свекофеннских shear-зонах барические условия динамометаморфизма также являются повышенными относительно метаморфизма доколлизионных образований. При вариациях температурных условий от зеленосланцевой до низко-среднетемпературной амфиболитовой фации, зеленосланцевый динамометаморфизм имеет большее распространение с более интенсивными проявлениями процессов метасоматоза и рудообразования.

Директивные shear-зоны и оперяющие их более мелкие структуры явились каналами для проникновения растворов, явившихся кондуктором в развитии процессов минеральных преобразований при динамометаморфизме, метасоматозе и отложении рудных компонентов. Эти процессы бывают наложенными на разные по составу породы, и тип оруденения в shear-зонах носит регенерационный метаморфогенно-метасоматический характер часто с неопределенным, неустановленным первичным источником полезных компонентов, проблематичным даже для случаев развития shear-зон в гранитоидных массивах и их обрамлениях. Развитие процессов динамометаморфизма, метасоматоза, рудообразования обычно имеет регрессивную направленность, при этом отложение рудных компонентов происходит при значительно сниженных температурах. В ряде случаев развитие рудообразующих процессов носит телескопированный характер с дискретными периодами их проявления. На примере Au-оруденения наиболее типичными месторождениями и рудопроявлениями в shear-зонах в раннем докембрии Фенноскандинавского щита являются Педролампи, Рыбозеро-№1, Главная жила уч. Таловейс, Юж.-Костомукшское, Золотые Пороги, Половнино и др., Майское, Воицкое, Маймъярви, проявления Падминской группы, проявления рудного поля (РП) Пякуля (С. Приладожье).

Архейские shear-зоны. Метаморфические преобразования в ЗП, обрамляющих Водлозерский блок, протекали близко по времени внедрения шилосского и шуйского комплексов гранитоидов (~2.86-2.88 млрд. лет). В Каменноозерской и Шилосско-Рыбозерской структурах ранние преобразования происходили при P=1–3 кбар и T=450–500^{o}C. На проявлениях Заломаевского РП ранние изменения пород представлены эпидозитами, пропилитами, березитами, лиственитами. На коллизионном этапе (~2.7 млрд. лет) сформировались наложенные метаморфические парагенезисы и метасоматиты в зонах СЗ и ССВ разломов (Кумбуксинском, Каменноозерском и Ю.-Выгозерском). В Каменноозерской структуре эти ассоциации представлены порфиробластами карбоната, хлорита, хлоритоида, альбита, серицита, иногда биотита (T до 420–490^{o}C, P до 3 кбар), в коматиитах – хлорита, талька и карбоната (T=400–420^{o}C, P=1.5 кбар). Лиственити и березиты в shear-зоне уч. Золотые Пороги образовались при снижении T от ~400 до 220^{o}C ($T_{гом.}$ ГЖВ в карбонате 300–220^{o}C). Они секутся кварц-карбонатными жилами с сульфоантимонидами и сульфоарсенидами Ni, Co, Fe, сам. сурьмой, акантитом, золотом. $T_{обр.}$ рудных минералов снижается от 440 (арсенопирит) до 200-140^{o}C.

В Сегозерско-Ведлозерском ЗП региональный метаморфизм достигал условий амфиболитовой−зеленосланцевой фаций (P=2.2-3.9 кбар), на коллизионном этапе в локальных зонах P повышалось до 4.6÷7 кбар. В условиях привноса K и B образовались дорудные метасоматиты хлорит-турмалин-мусковит-кварцевого парагенезиса (P от 1.5–4 кбар, T=600-480^{o}C, данные Б.Ю. Астафьева). К ССВ shear-зоне в кварц-серицитовых сланцах приурочены проявления Коруд, Новые Пески, метаморфогенно-метасоматические преобразования колчеданов.

В Ц. Карелии с ССВ shear-зонами связано заложение и формирование пулл-апарт структур, в которых накапливались конгломераты, граувакки (Койкары, Педролампи). На уч. Педролампи к узлу ССВ и СЗ зон рассланцевания приурочены лиственит-березитовые преобразования вмещающих толщ (T=390-240^{o}C). В них встречаются будинированные кислые дайки, кварцевые жилы, вкрапленно-прожилковое золото-пиритовое и Au-Ag-содержащее халькопиритовое оруденение кварц-турмалиновой стадии (T=340-105^{o}C).

Для Тунгудско-Воингозерской в ореолах гранитоидных массивов шобинского типа и поздних лейкогранитов (от 2.8 до 2.7 млрд. лет) развиты микроклинизация, грейзены (T=500-360^{o}C), биотититы, пропилиты (T=440–360^{o}C), березиты. Грейзены сопровождаются штокверковой Cu-Mo мине-

рализацией (Т=450-320°С). Золото-полисульфидное оруденение уч. Лобаш-1 локализуется в зонах пологого рассланцевания на контактах с порфировыми дайками. Дорудный парагенезис представлен паргаситом, гранатом, биотитом (Т=520-510°С). Сульфиды отлагались в карбонат-кварцевых прожилках при Т=310-145°С.

В Костомукшской структуре преобразования пород коллизионной стадии протекали в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений. В ССВ shear-зонах они сопровождались изофациальными бластическими метасоматитами (уч. Восточный, Кургелампи). Внедрение тел и даек таловейсского комплекса (2.72 млрд. лет) по ССВ и широтным зонам произошло после главной складчатости и метаморфизма. В ореоле массивов Центрального и Факторного уч. Таловейс развиты эпидозиты и биотититы, наложенные на амфиболиты и тремолитовые сланцы. Изменения диоритов и гранит-порфиров таловейсского комплекса отвечают условиям березитизации и сопровождаются кварцевым штокверком с пиритом и золотом. Главная кварцевая жила, локализованная в ССВ shear-зоне, образовалась при снижении Р и Т от 380 до 130°С (по данным изучения ГЖВ). На уч. Ю.-Костомукшском синскладчатые парагенезисы содержат гранат, роговую обманку (Т=680–750°С), грюнерит, биотит, кварц. В субширотной shear-зоне, наложенной на смятые в складки вмещающие толщи вблизи контакта с геллефлинтами, развита Au-S-As-кварцевая вкрапленно-прожилковая минерализация. Околорудный парагенезис по дайке основного состава и сланцам представлен мусковитом, микроклином, биотитом, амфиболом, кварцем, турмалином (Т~500°С). Прожилки содержат кварц, карбонат, арсенопирит, леллингит, пирротин, золото, аурostибит, мальдонит, сульфиды полиметаллов. В перекристаллизованных колчеданах присутствуют Bi-Te. $T_{обр.}$=500-300°С, до 150°С.

В ЗП Ялонваара-Хатту метаморфизм ранней стадии сближен по времени с тоналитами–гранодиоритами комплекса Куйттила (2.745–2.725 млрд. лет). Он происходил в условиях Т=500–550°С и Р=3–5 кбар для пояса Хатту (Финляндия) и близких для Ялонваары. Порфиробласты граната, ставролита, кианита, биотита характеризуют повышение давлений. Дорудные изменения на контакте золото-кварцевых прожилков в гранитоидах и их ореоле представлены ассоциацией диопсида, скаполита, амфибола, плагиоклаза, биотита, микроклина (Т=500-400°С, Р=2–3 кбар). Сульфиды отлагалось при Т=445-370÷105°С.

Палеопротерозойские shear-зоны. Более ранние преобразования пород (1.9-1.8 млрд. лет), сопровождавшиеся деформациями и метаморфизмом повышенных давлений, наиболее интенсивно проявились на границе БПП и КМ. В условиях метаморфизма кианит-мусковитовой фации образуются высокобарические метасоматиты-хизовариты (Т=500–590°С, Р=7–8 кбар, по С.А. Бушмину), представленные кианитом, ставролитом, кварцем, гранатом, амфиболом. Они завершаются образованием арсенидно-сульфидной минерализации. Метаморфизм колчеданных руд кив-губского типа и рудной минерализации габброидов происходит с образованием вкрапленно-прожилковых существенно пирротиновых руд с примесью Co, Ni, иногда повышенными концентрациями благородных металлов (Au и ЭПГ). В их ореолах и зальбандах развиты диопсид, скаполит, гранат, роговая обманка, или мусковит и плагиоклаз. К этим же областям тяготеют пегматиты и кварцевые жилы с сульфидами. В БПП и Северо-Карельских структурах на участках Винга, Степанова Ламба, Хизоваара разнофациальные метасоматиты (Т=600-480°С) сопровождаются Sb-As-S прожилками с невысокими концентрациями золота (Т=520÷465-200°С).

На Карельском кратоне ранние преобразования пород в палеопротерозойских структурах отвечают условиям зеленосланцевой–пренит-пумпеллиитовой фации. В ореоле Центрально-Лапландского батолита орогенный метаморфизм достигал амфиболитовой фации, сопряжено заложились зоны СЗ и СВ сдвиговых деформаций (линия Сиркка и shear-зона Куусамо, Финляндия). Shear-зоны сопровождаются изменениями пород и золото-сульфидной минерализацией. В районе Куусамо условия достигали гранат-ставролитовой субфации, условия образования метасоматитов отвечали Т=350-300°С. В Паана-Куолаярвинской структуре на уч. Майском изменения основных пород в СВ shear-зонах происходили при Т=500–520°С, Р=2.8–3.2 кбар и сопровождались кварцевыми жилами. Синрудные метасоматиты представлены кварцем, Ba-калишпатом, гиалофаном, олигоклазом, биотитом, мусковитом, кальцитом, сульфиды отлагалось при Т=220–105°С (данные А.А. Вольфсона).

На территории Карелии в раннем протерозое на свекофеннском коллизионном этапе мощные блоковые перемещения в фундаменте и складчато-разрывные пластические деформации в породах чехла карельского структурного этажа сопровождались СЗ и СВ сдвиговыми деформациями и интенсивными метасоматозом. Изменения в протерозойских породах в пределах зон разломов имеют региональную зональность. В Онежской структуре метаморфизм и метасоматоз происходил при T=430–440°C, P=1.7–2.1 кбар (по Т.Н. Билибиной и др., В.С. Полеховскому, Н.В. Леденевой и др.). Щелочные метасоматиты (эйситы) представлены слюдитами (с Cr-V-слюдами) и кварц-карбонатными прожилками с сульфидами, селенидами, Bi-Te-соединениями, интерметаллидами, сам. золотом, серебром.

Для аккреционной стадии развития Свекофеннской складчатой области характерен андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма с зональностью от зеленосланцевой до амфиболитовой фации в условиях P=2.5–4.5 кбар, T=450–650°C в С. Приладожье и до гранулитовой фации с T=750–800°C, P=4–6 кбар в Раахе-Ладожской зоне. В ЮВ части Раахе-Ладожской зоны (Рантасалминской площади) метаморфизм достигал амфиболитовой фации (T=645°C, P=3.4 кбар, по Корсману). В этой зоне внедрились наиболее близкие золотому оруденению массивы тоналитов (1.89–1.88 млрд лет). В shear-зонах дорудные изменения представлены серицитом, хлоритом, эпидотом, кварцем, кальцитом, турмалином (T=440°C, P до 2 кбар). Сульфиды и золото отлагались при снижении T от 400 до 105°C.

Таким образом, shear-зоны – это дислокационные структуры сопряженные с региональными сутурами. Для отложения золота более благоприятны shear-зоны в складчатых областях с эндогенной активностью. На КМ на заключительных этапах деформаций в позднем архее формировались зоны ССВ, субширотных, реже иных направлений, на этапе Свекофеннской орогении – СЗ и СВ, как в ССО, так и на КМ. Дорудные метасоматиты shear-зон образуются при более высоких P и T и изофациальны зонам динамометаморфизма, синрудные и жильные ассоциации формируются при снижении P и T и обычно носят наложенный и дискретный характер и тяготеют к фациям не выше амфиболитовой, условиям среднетемпературным – мезотермальным.

Работа выполняется по Программе ФИ ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», проекту «Золоторудные системы в архейских зеленокаменных поясах: геодинамические обстановки, возрасты, минералого-геохимическая типизация».

Особенности формирования сульфидно-никелевых и платиноносных (Ni-PGE) руд в архейских провинциях

Вревский А.Б., Турченко С.И.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г.Санкт-Петербург, e-mail: vrev@peterlink.ru

Наиболее важные факторы геологического контроля формирования массивных магматических Ni-PGE сульфидных руд относятся к составу магм и вмещающих их пород, также как и к их тектоническому положению [1]. Важно то, что массивные магматические сульфидные руды обычно принадлежат к мафит-ультрамафитовым породным ассоциациям, сформированным в обстановках рифтогенеза. Такие обстановки обычно способствуют быстрой доставке мантийных магм в земную кору. В результате рифтовые магмы имеют тенденцию быть менее чувствительными к дифференциации, ассимиляции и потере сульфидов во время прохождения через мантийную литосферу и нижние уровни коры и, таким образом, они могут быть более богатыми металлами при внедрении в верхнюю кору. Континентальные рифты могут также содержать богатые серой осадки, которые служат внешним источником для насыщения серой мантийных магм.

Относительно важным фактором рудоносности является также возраст магматических тел в рифтогенных структурах. Наиболее активным в архее был коматиитовый магматизм, имеющий плюм-тектоническое происхождение и позволяющий наиболее быструю доставку магм к верхнекоровым уровням [2, 3]. С другой стороны, обогащенные серой осадочные породы были идеальными контаминантами для насыщения серой магматических тел, но возможно они были незначительно распространены в раннем архее по сравнению с другими раннедокембрийскими эпохами. Таким образом, возраст мафит-ультрамафитовых изверженных серий и их вмещающих пород может играть важную роль как ведущий фактор в разведочной геологии. Это обстоятельство является важным фактом, определяющим то, что магматические сульфидно-никелевые платиноносные руды преимущественно распространены в позднеархейских коматиитах и коматиитовых базальтах, а также приурочены к древнейшим раннепротерозойским расслоенным интрузиям.

Такими типичными коматиитовыми ассоциациями, вмещающими сульфидные Ni-PGE магматические месторождения, являются ассоциации в позднеархейских (3.0-2.7 млрд. лет) зеленокаменных поясах Зап. Австралии (Камбалда), Зимбабве (Шангани) и Канаде (Абитиби) или ассоциации с коматиитовыми базальтами в Раглане и габбро- верлитами, серпентинитами пояса Томпсон [1]. В противоположность этому коматииты из раннеархейских (3.6-3.2 млрд. лет) зеленокаменных поясов или их фрагментов, типа пояса Барбертон в Ю.Африке, не несут сульфидно-никелевого и платинового оруденения. Так, например, месторождение Бон Аккорд хотя и относится к коматиит-вмещающим [4] и предельно богато Ni (до36% NiO), но и исключительно обеднено серой. Причиной отсутствия Ni сульфидных руд в коматиитах Ю. Африки является обедненность их именно серой.

Магматические Ni-PGE сульфидные руды, ассоциирующие с коматиитами, обычно находится в основании лавовых потоков коматиитов или коматиитовых базальтов. Наиболее популярной является модель рудообразования, формирующегося при магматической ассимиляции серы из осадочного субстрата. Основой этой модели является насыщение серой и сегрегация несмесимого сульфидного расплава в основании коматиитовых лавовых потоков. Коматииты имеют значительно более высокий сульфидно-никелевый потенциал по сравнению с базальтами. Это может быть объяснено более высокой температурой их расплавов (1560^{O}C) по сравнению с базальтами (1250-1200^{O}C) [5] и в связи с этим большей способностью к ассимиляции любых несущих серу окружающих пород. Кроме того, коматииты обладают значительно более высоким содержанием Ni по сравнению с базальтами, так что любые сульфиды, которые могут в них образоваться, являются потенциально более никеленосными и соответственно платиноносными. Потоки коматиитовых лав имеют турбулентный характер и таким образом сульфиды, которые локализованы в них, изначально носят форму суспензии перед тем как концентрируются в основании лавовых потоков, силлов или краевых частях даек, представляющих собой подводящие каналы таких потоков. По приведенной модели вполне объяснимо отсутствие руд в областях содержащих богатые серой осадочные породы, но не имеющих коматиитовых лавовых каналов или потоков, или в областях содержащих подобные каналы, но не содержащих пород, которые могли бы быть источником серы.

Мобилизация рудных компонентов, в частности никеля, при генерации магм в мантии определяется составом мантийного источника и соответственно общей концентрации в нем никеля, коэффициентами его распределения между силикатным и сульфидным расплавами, остаточными кристаллическими фазами, а также степенью насыщения силикатных расплавов серой.

Экспериментальные данные по физико-химическому состоянию вещества верхней мантии и модельные построения распределения температуры в архейской литосфере свидетельствуют, что уже на глубинах более 100 км мантийные сульфиды должны находиться в расплавленном состоянии. Очевидно, что при расчетной архейской геотерме, выплавление коматиитовых магм будет происходить при более высоких термодинамических параметрах, чем сульфидов. Кроме того, можно ожидать, что первичные магмы, зарождавшиеся на глубинах меньше 100 км, наименее перспективны для концентрации сульфидного вещества. Для наиболее эффективной экстракции сульфидов из мантийного субстрата необходимо, что бы плавление сульфидов было близким или одновременным с появлением силикатного расплава. Важное значение в этом процессе имеет соотношение солидусов и ликвидусов сульфидов и мантийного вещества. В наибольшей степени это зависит от состава мантии, общего содержания воды в ней и мольной доли воды во флюиде. Сопоставление положе-

ния солидусов мантийного вещества различного состава и солидуса сульфида свидетельствует, что наименьший разрыв между ними существует при плавлении наиболее магнезиальных и наименее водонасыщенных (<1% H_2O) перидотитов

В общем случае наиболее эффективным способом повышения концентрации никеля в мантийных сульфидно-силикатных расплавах является их генерация из изотопно и геохимически обедненного мантийного перидотита. Возникновение таких мантийных источников для высокомагнезальных расплавов происходит в двух наиболее общих случаях. Во-первых, при формировании больших масс корового вещества и комплиментарной деплетированной мантии, и, во-вторых - при последовательной генерации базальтов и/или пироксеновых коматиитов, а вслед за этим перидотитовых коматиитов. Существенной геохимической разницы в продуктах плавления таких обеденных мантийных источников не будет наблюдаться, за исключением изотопного состава Nd, который в общем случае отражает различную длительность этих двух схем мантийного петрогенезиса. Поскольку для концентрации расплавленных сульфидов мантийных глобулей путем диффузионной миграции и коалесценции в значительные массы, способных к перемещению, требуется время, то предпочтительным для повышенной концентрации сульфидов в расплавах является плавление первично деплетированного вещества мантии. Для архейских коматиитовых вулканоплутонических комплексов зеленокаменных поясов наиболее эффективным механизмом экстракции рудных компонентов из верхней мантии являлось плавление первично наиболее деплетированного «сухого» вещества мантии (DM) при давления 10GPa<P>4GPa. Такой механизм приводит к глубинному разделению и совместному излиянию сульфидных и силикатных расплавов с образованием в кумулятивных частях потоков густо вкрапленных руд [6].

Различия между древнейшими коматиитами и рудоносными коматиитами позднего архея.

I. Сульфидно-никелевые платиноносные руды обычно ассоциируют с позднеархейскими коматиитами интрузивных и вулканических фаций или же с палеопротерозойскими бонинитовыми и габбро-верлитовыми интрузиями, приуроченными к толеит-базальтовым вулканитам палеорифтовых поясов [7]. Позднеархейские (2.85-2.7 млрд. лет) рудоносные коматиит-содержащие провинции представлены зеленокаменными поясами Норсеман-Калгурли, Агню-Вилуна и Форрестайнья в Зап. Австралии; поясами Кидд-Мунро и Тисдейл в провинции Абитиби в Канаде и Рейлянс в кратоне Зимбабве, Ю. Африка. Палеопротерозойские бонинитовые сульфидно-никеленосные и платиноносные расслоенные интрузии с возрастом 2.5-2.35 млрд. лет характеризуют глобальный этап рифтогенеза и распространены в большинстве позднеархейских кратонов. Они представлены платиноносными интрузиями с сульфидно-никелевым оруденением: в Зимбабве - Великая Дайка (2460±16 млн. лет), интрузия Джимберлана и ее аналоги в Западной Австралии (2420±30 млн. лет); на Балтийском щите - линейные пояса интрузий Койлисмаа в Сев. Финляндии (2440±20 млн. лет) и Олангской группы в Сев. Карелии (2,45-2,43 млрд лет); расслоенные интрузии Кольского п-ва - Мончеплутон и Федорово-Панские Тундры (2450-2470 ±30 млн. лет); интрузии комплекса Ист Булл Лейк (2,45 млрд. лет) в провинции Онтарио на Канадском щите. Более поздние события (2.0-1.9 млрд. лет) проявлены во внедрении сульфидно-никеленосных с платиной габро-верлитов и серпентинитов в толщи базальт-пикритов рифтогенных поясов Томпсон, Фокс-Ривер и Кейп Смит на Канадском щите и Печенгском поясе на Балтийском щите в России.

Значительно более древние коматиит-содержащие зеленокаменные пояса с возрастом 3.6-3.2 млрд. лет, распространенные в Капваалском кратоне в Ю. Африке и кратоне Пилбара в Зап. Австралии не несут сульфидно-никелевого платиноносного оруденения. В разновозрастных поясах Абитиби в раннеархейских коматиитах Канады также отсутствует сульфидно-никелевая минерализация и не проявлены геохимические свидетельства контаминации серу-содержащих пород, в то время как более молодые коматиит-содержащие пояса несут признаки сульфидно-никелевой минерализации и контаминации [8]. Это может поддерживать модель соотношения между возрастом коматиитовых лав и их потенциальной возможностью ассимилировать вмещающие породы и нести сульфидно-никелевое с платиной оруденение.

II. Древнейшие коматииты отчетливо различаются по главным элементам и элементам-примесям от более молодых коматиитов любых докембрийских провинций. Наиболее заметно это в отношении деплетированности древнейших коматиитов (например, пояса Барбертон в Ю. Африке) глинозе-

мом, Ti, V, Sc и HREE [8]. Предполагается, что эти особенности состава связаны с низкими степенями (около 30%) парциального плавления мантии в условиях высокого давления от 7 до10 гигапаскаль (GPa) [10]. Условия высокого давления мантийных расплавов характеризовали раннеархейскую мантию ранних этапов эволюции Земли. Однако, некоторые зеленокаменные пояса, такие как пояса Абитиби в Канаде, содержат оба типа коматиитов [2] и соответственно можно предположить, что деплетированные глиноземом и не деплетированные коматииты могли быть образованы и вынесены из разных по глубинности частей одного и того же плюма [11]. Древнейшие коматииты были образованы, вероятно, при плавлении метасоматизированной субконтинентальной литосферной мантии.

Коматииты, подобные древнейшим зеленокаменным поясам типа Барбертон в Ю. Африке, имеют гораздо более низкое содержание металлов платиновой группы (МПГ) и низкое Pd/Ir отношение, чем глинозем-недеплетированные коматииты более молодых поясов различных архейских кратонов. Растворимость серы и содержание МПГ в базальт-пикритовых магмах сильно зависит от глубин их выплавления [12, 13]. При 10 GPa и 1810^{o}C пикриты могут растворять до 685ppm S, а при 14 GPa и 2000^{o}C они могут растворить лишь 386 ppm S. Если эти результаты применить для коматиитов и предположить, что примитивная мантия содержит приблизительно 200 ppm S, то позднеархейские не деплетированные в отношении глинозема коматииты требуют 30% плавления мантии, чтобы поглотить все сульфиды источника, в то время как раннеархейские такие же коматииты требуют 50% парциального плавления.

Как было отмечено, деплетированные по глинозему коматииты, которые были образованы на глубинах с давлением 14 GPa содержат на 50% меньше серы, чем не деплетированные по глинозему коматииты, образующиеся при 10GPa. Температура излияния деплетированных по глинозему коматиитов на 100^{O}C выше, чем не деплетированных по глинозему коматиитов, что сказывается на более высокой растворимости серы во время излияния первых. Поэтому коматииты деплетированные по глинозему, требуют гораздо большей доли участия в контаминации внешнего дополнительного источника серы для достижения насыщения ею коматиитов и проявлению в них рудоносности.

Раннеархейская кора кратонов Капваал и Пилбара могла быть менее насыщена серой, чем позднеархейская кора кратонов Йилгарн, Зимбабве, Карельского и поясов Абитиби и как результат термальная контаминация коры расплавами на них была более значительной для насыщения серой. Коровые признаки (такие как значения изотопного состава серы) могут быть значительно занижены в магматических системах и такие свидетельства коровой контаминации часто трудны для определения [14]. В случае с раннеархейскими коматиитами возникают дополнительные проблемы, выраженные в том, что их основание часто не обнажено и, таким образом, прямое определение содержания серы в субстрате коматиитовых лав невозможно. Можно также отметить факты низкой активности серы в истории эволюции раннеархейских поясов, указывая на широкое распространение в них железо-окисных фаций (железистых кварцитов). Субстрат коматиитовых потоков мог быть в раннем архее более примитивным чем в позднем архее или раннем протерозое и поэтому был более труден для ассимиляции лавовыми потоками коматиитов. Если позднеархейская кора была более легкой и более эволюционированной чем раннеархейская, то поднимающиеся в промежуточные камеры магмы могли легче ассимилировать вмещающие породы. При формировании древнейших коматиитов кора была более плотной и магмы могли изливаться без внедрения в промежуточные камеры и были поэтому менее контаминированными. В соответствии с этим можно предполагать, что для молодых коматиитов коровая ассимиляция могла быть тем начальным механизмом, который способствовал сегрегации сульфидов в субвулканических камерах. Часть сульфидов могла быть перемещена к поверхности флюидами и отложена в основании коматиитовых потоков.

Многие не деплетированные по глинозему позднеархейские коматииты также могут быть безрудными в отношении платиноносных сульфидно-никелевых руд. Это может быть связано и с провинциальными геохимическими особенностями территорий. Отсутствие сульфидно-никелевых руд в древнейших коматиитовых провинциях может быть, конечно, и случайностью, связанной с незначительной современной распространенностью областей с сохраненными раннеархейскими коматиитами, в которых сульфидно-никелевое платиноносное оруденение к тому же, возможно, еще не открыто.

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ-2 фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН.

Литература

1. *Naldrett, A.J.* Magmatic sulfide deposits. Oxford. U.K. Clarendon press. 1989. 186 p.
2. *Condie, K.C.* Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge. Cambridge University Press. U.K. 2001. 306 p.
3. *Вревский А.Б. и др.* //Петрология. 2003.Т. 11. № 6.С. 587-617.
4. *De Waal, S.A.* In: Mineral deposits of Southern Africa. Geol. Soc. of South Africa. Johannesburg. 1986. P. 287-291.
5. *Arndt N.T., Ginibre C., Albarede F., Cheablle M., Herzberg C., Jenner G., Lahaye Y.* // Geology. 1998. V. 26. P. 739-742.
6. *Вревский А.Б.* //Геология рудных месторождений. 1991, N 1, том 3, с.23-32
7. *Турченко С.И.* Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. СПб. Наука. 2007. 175 с.
8. *Sproule R.A., Lesher L.M., Ayer J.A., Thurston P.C., Harzberg C.T.* // Precambrian Research. 2002. V. 115. P. 153-186.
9. *Nesbit R.W., Sun S-S., Purvis A.C.* // Canadian mineralogist. 1979. V. 17. p. 165-186.
10. *Herzberg C.* // Journ. of geophysical research. 1992. V. 97. P. 4521-4540.
11. *Tomilinson K.Y., Hughes D.J., Thurston P.C., Hal R.P.* // Lithos. 1999. V. 46. P. 103-136.
12. *Mavrogenes J.A., O'Neill H. St. C.* // Geochemica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 65. P. 1175-1180.
13. *Mungall J.E.* //J. Petrology. 2002. V43.N5. P.749-768.
14. *Strauss H.* //Precambrian Research. 2003. V.126. P.349–361.

Метаморфический контроль рудных месторождений (на основе новой карты метаморфизма Карело-Кольского региона)

Глебовицкий В.А., Бушмин С.А.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург,
e-mail: vg@vg1404.spb.edu

В 2008 году была завершена работа по составлению новой карты метаморфизма фундамента Восточно-Европейской платформы масштаба 1:1000000 по проекту МПР. Исследования курировались Воронежским университетом (рук. профессор К.А.Савко). Карта метаморфизма Карело-Кольского региона составлена авторами этого сообщения. В основу легенды положена количественно откалиброванная схема минеральных фаций метаморфических пород, специально созданная для работы над картой (Бушмин, Глебовицкий, 2008). В качестве геологической основы была принята последняя карта Фенноскандинавского щита, выполненная в цифровом варианте в том же масштабе международной группой скандинавских геологов.

В связи с работой над картой метаморфизма создавалась и продолжает создаваться база данных по всем видам рудных месторождений и рудопроявлений с особым вниманием к стратегическим видам (золото, платиноиды, уран и др.). Использование ГИС-технологий позволяет уже на стадии составления карты выявлять и анализировать закономерности пространственной и временной связи рудообразования и метаморфизма.

Учитывая существующие в настоящее время геодинамические реконструкции для неоархейского и палеопретерозойсских периодов эволюции реогиона, установлены связи термодинамических режимов метаморфизма с процессами субдукции и коллизии типов «островная дуга – край древнего континента» и «континент-континент». На примере Свекофеннского орогена, Лапландского гранулитового пояса и неоархейского Беломорского пояса показано, что с островодужными (надсубдукционными) магматическими процессами связано появление положительных термических аномалий, выражающихся в метаморфизме гранулитовой фации умеренных или пониженных давлений. Все или большая части месторождений и рудопроявлений полиметаллов, золота и других видов минерального сырья располагается на периферии этих термальных структур, в зонах относительно низкотемпетатурного метаморфизма. Эта хорошо и давно известная закономерность помогает понять механизмы формирования месторождений метаморфогенного типа.

Значительную роль в распределении месторождений и рудопроявлений играют зоны сдвиговых деформаций, что наиболее ярко проявлено на коллизионных стадиях развития орогенов. Эти зоны являются проводниками флюидных потоков, взаимодействие которых с метаморфизующимися толщами приводит к формированию сопряженных кислотных, основных и щелочных метасоматитов, которые могут классифицироваться по PT параметрам процессов и по условиям кислотности-щелочности. В области высоких температур и давлений формируются специфические кислотные ортопироксен-силлиманитовые метасоматиты. При умеренных температурах в зависимости от глубинности процессов могут формироваться кислотные метасоматиты – андалузитовые, кианитовые и силлиманитовые вторичные кварциты и основные метасоматиты – кордиеритовые, кордиерит-жедритовые, гранатовые, гранат-жедрит-кианитовые и др. При низких температурах возникают пропилиты, березиты и лиственитты в зависимости от того, по каким породам они развиваются. Максимально интересными для металлогенического анализа имеют метасоматиты средне-, а особенно низкотемпературных зон, так как с ними связаны появления полиметаллов, серебра и в ряде случаев золота (а также молибдена и вольфрама) в первом случае и золота, урана и платиноидов во втором случае.

Одним из принципиальных вопросов в обсуждаемой здесь проблеме является источник вещества флюида, его состав, от которого зависят его транспортные свойства. Что касается состава флюида, то даже в высокотемпературных зонах флюидной переработки при низкой активности воды концентрация ее достаточно высока для того, чтобы обеспечить транспорт больших объемов вещества, например, при кислотном выщелачивании и переотложение выщелоченных компонентов либо на поздних стадиях процесса, либо на более низкотемпературном уровне.

Одним из наиболее продуктивных подходов к выявлению роли флюидов в формировании метасоматитов в частности и метаморфических минеральных парагенезисов вообще является исследование распределения изотопов кислорода. Для его оценки понадобилась информация о PT условиях минералообразования в высокотемпературных зонах сдвиговых деформаций (Бушмин и др., 2007). Результаты расчета методом TWQ: $T=850^0C$, P=10 кбар. Исследование изотопии кислорода в минералах метасоматитов позволило сделать два важных вывода. (1) Флюид поступал в зону сдвиговых деформаций из глубинных (ювенильных) источников. (2) В метасоматических породах сохраняется высокотемпературное распределение изотопов кислорода между минералами, что говорит о быстром течении процесса и его кратковременности, так что регрессивная стадия преобразования пород, которая могла бы вызвать перераспределение изотопов, практически не проявлена.

Все приведенные здесь предварительные данные о роли метаморфизма (и метасоматоза) в формировании и распределении рудных концентраций свидетельствует об актуальности проблемы метаморфогенного рудообразования. Для Кольско-Карельского региона важными является изотопно-геохронологическая периодизация метасоматических процессов в зонах сдвиговых деформаций, а особенно выделение архейского этапа рудогенеза (если такой существует), разработка критериев оценки состава и источника флюида.

Работы по составлению Карты метаморфизма выполнялись за счет средств Федерального агенства по недропользованию РФ (проект 7.4/04/06) и при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-00392).

Литература

1. *Бушмин С.А., Глебовицкий В.А.* Схема минеральных фаций метаморфических пород // Записки российского минералогического общества. 2008. Том CXXXVII, № 2. С. 1-13.

2. *Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В., Лебедева Ю.М.* Инфильтрационный метасоматоз в условиях гранулитовой фации высоких давлений (на примере гиперстен-силлиманитовых пород сдвиговых зон Лапландского гранулитового пояса). ДАН. 2007. С. 383-387.

Основные минерагенические события Карельского региона (восточная часть Фенноскандинавского щита) и их следствия

Голубев А.И.[1], Щипцов В.В.[1], Михайлов В.П.[2]

[1] Учреждение Российской академии наук Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск
[2] ГУП Карельская геологическая экспедиция, г. Петрозаводск

Минерагенические особенности территории Республики Карелия заключаются в том, что ее специфика связывается с тремя структурными фракталами земной коры Фенноскандинавского щита – Беломорский подвижный пояс, Карельский кратон и Свекофеннская складчатая область. Все три структурные области характеризуются эволюционно-катастрофическим развитием, приводящим к формированию различных типов месторождений полезных ископаемых – мантийные, корово-мантийные и коровые. По отдельным поверхностным и малоглубинным срезам от протосиалических «серых гнейсов» - прародителей пород гранитоидного типа, сформированных на раннем этапе плавления базальтоидов, до формирования мезопротерозойских интрузивно-диатремовых калиевых щелочных пород, делается вывод, что особенности минерагении докембрия Карелии связаны с несколькими тектоно-магматическими циклами [1], показанными в таблице.

Размещение основных месторождений металлов и промышленных минералов* приводится на карте-схеме (рис.).

Приведенные данные свидетельствуют о высоком потенциале карельских недр. Фонд недр Республики Карелия можно разделить на три блока [2,3].

Первый блок - это запасы месторождений полезных ископаемых, которые переданы недропользователям или находятся в государственном нераспределенном фонде (резерве). Например, месторождения Костомукшское и Корпангское железистых кварцитов, Кительское месторождение олова, месторождение молибдена Лобаш, ванадий-железо-титановое Пудожгорское месторождение, месторождение кианитовых руд Хизоваара, Ихальское месторождение графита, Зажогинское месторождение шунгитовых пород, кварциты месторождения Метчангърви-2 и др.

Второй блок включает перспективные участки или проявления полезных ископаемых, в пределах которых имеются прогнозные ресурсы (иногда запасы категории C_2), которые могут быть переведены в промышленные запасы и вовлечены в эксплуатацию. К важнейшим относятся Аганозерское месторождение хромовых руд, проявления золота на Каменноозерской площади, участках недр Алатту, Педролампи. Таловейс и Лобаш-1, урановое месторождение Карку, ванадий, уран-благороднометальное месторождение Средняя Падма, рибекит-асбестовые проявления Повенецкого рудного узла, гранатовые руды проявления Высота-181, анортозиты Нижнее-Котозерского участка, высококачественный маложелезистый мусковит проявления Восточная Хизоваара, тальковые руды Светлоозерского месторождения и проявления Игнойла, апатитоносные карбонатиты Тикшеозерского месторождения и др.

Третий блок представлен слабо изученными территориями или проявлениями полезных ископаемых, перспективность которых неясна в силу недостаточной геологической изученности.

Можно заключить, что данный регион отличает широкое разнообразие связанных со спецификой палеогеодинамики Фенноскандинавского щита (восточная часть) полезных ископаемых и большим диапазоном распространения. Минерагенический анализ обстановок определяет перспективы изучения, поисков, разведки и освоения минерально-сырьевой базы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 14 .

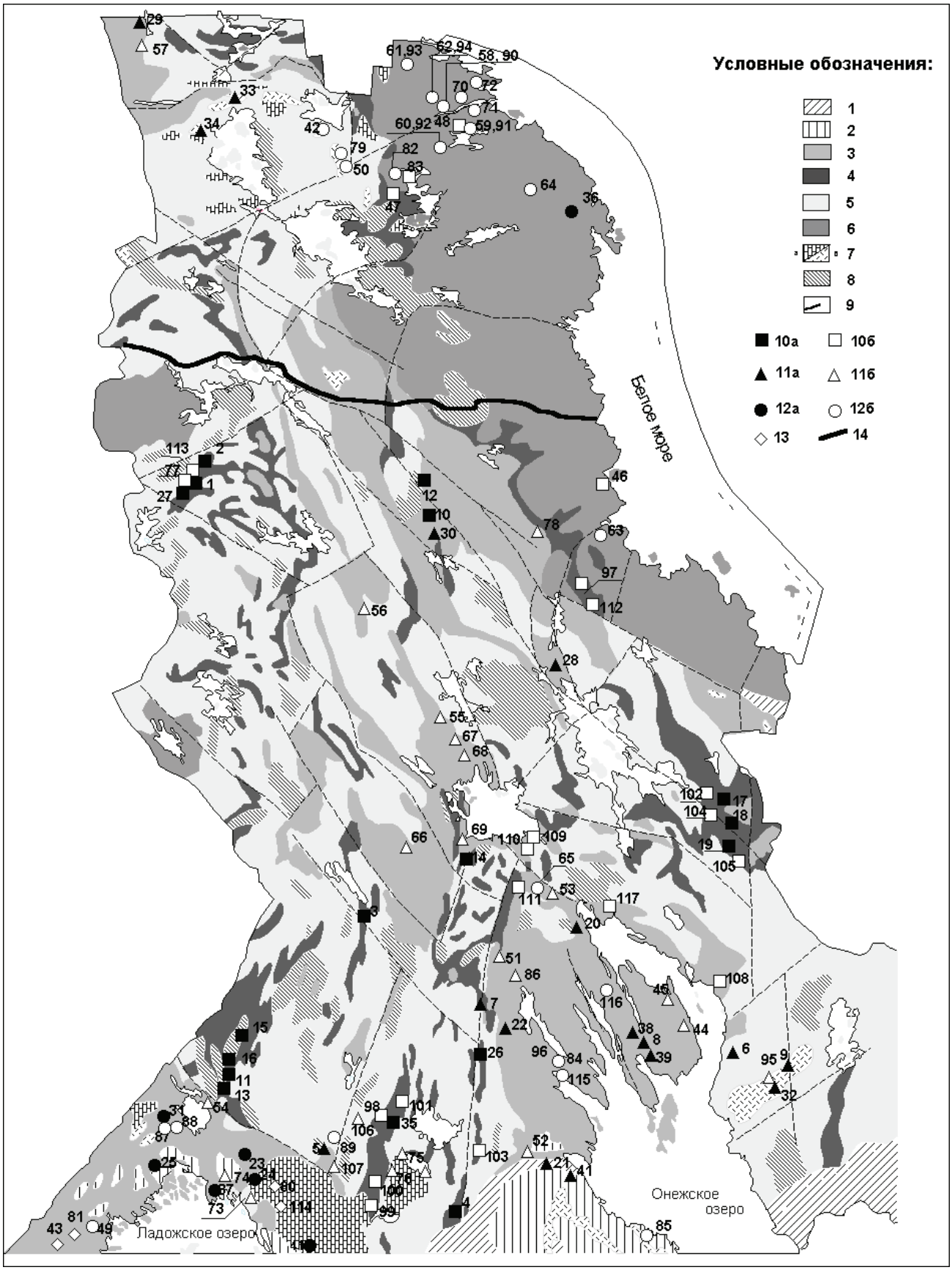
---

* Под понятием «промышленные минералы» понимаются полезные ископаемые, близкие по значению к неметаллическим. Химические и физические свойства определяют их использование во многих областях промышленного производства без процессов металлургического передела. В этот большой класс входит минеральное сырье (минералы и горные породы), извлекаемое из недр, кроме металлов, энергетических видов полезных ископаемых, воды и самоцветов.

Тектоно-магматические циклы (ТМЦ) докембрия Карелии

ТМЦ	Этап (стадия)	Возрастные рубежи млрд.лет	Главные геологические события
Рифейский	Поздний	1,4-1,1 ± 0,5	Внедрение интрузий калиевой щелочно-ультраосновной, лампроитовой формаций с признаками алмазной минерализации и сопутствующими промышленными минералами – апатит, барий-стронциевый полевой шпат, титанит.
	Ранний	1,65-1,4 ±0,5	Тектоническая активизация и формирование рифейской рифтовой системы. Внедрение интрузий габброанортозит-рапакиви-гранитной формации. Накопление продуктов вулканических и осадочных формаций: трахибазальтовой, толеит-базальтовой, терригенной. Образование рудных формаций: оловорудной, цинково-железорудной в магнезиальных и известковых скарнах, оловянно-редкометальной, флюорит-редкометально - флюорит-полиметаллической рудных формаций, ураноносных комплексных уран-медь-молибден-ванадиевой в зонах СРД.
Свекофеннский	Поздний	1,85-1,65±0,5	Складчатость, зональный метаморфизм, гранитизация, внедрение интрузий формаций литий-фтористых, посторогенных плагиомикроклиновых гранитов. Метаморфическая регенерация колчеданных, джеспилитовых, медно-никелевых месторождений, образование рудных формаций: редкометальных пегматитов (сподумен, берилл и др.), полиметалической, золотометальных, ураномет-альных, золото-сурьмяно-мышьяковой в зонах активизации в пределах Карельского геоблока.
	Ранний	1,95-1,85±0,5	Формирование системы глубинных разломов - основы подвижных поясов и зон активизации. Накопление терригенной (калевийской) флишевой формации и других осадочных, включая углеродсодержащие, и вулканогенных формаций за пределами Карелии (базальт-андезит-риодацитовой, пикрит-базальтовой, андезит-базальтовой, дацит-риолитовой натровой, дацит-риолитовой калиевой, филлитовой. аркозо-грауваковой конгломератовой и др.). Автометасоматоз, ранняя складчатость и высокоградный и высокобарный метаморфизм Внедрение интрузий габбродиорит-плагиогранитной, перидотит-габброноритовой, мигматит-гранитовой, тоналит-плагиогранитной, дифференцированной ультрамафит-габбровой, ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, гранитовой формаций. Формирование месторождений ряда рудных формаций: колчеданной, джеспилитовой, титаномагнетитовой, медно-никелевой, формации слюдяных и керамических пегматитов, месторождений апатита, ильменита, кальцита, полевого шпата.

Карельский	Поздний (ятулийско-людиковийский)	2,3-1,95±0,5	Развитие поздней рифтовой системы. Образование кор выветривания. Формирование вулканогенных и осадочных формаций: толеит-базальтовой, пикрит-базальтовой, долерит-габбродиабазовой дайковой, кварцито-песчаниковой, гематит-глинисто-доломитовой, кремнисто-карбонато-черносланцевой (бассейны с шунгитоносными породами и эвапоритовыми толщами). Формирование рудных формаций: гематитовой, стратиформной медноколчеданной (тип Оутокумпу), титаномагнетитовой, меднорудных формаций (в лавах) вулканогенно-осадочной и др. золотометальных, платиноидных.
	Ранний (сумийско-сариолийский)	2,5-2,3±0,5	Формирование ранней рифтовой системы, внедрение расслоенных интрузий габбро-анортозитов, габброноритов и чарнокитов, формирование вулканогенных и осадочных формаций: калиевой дацит-риолитовой, коматиит-андезибазальтовой, вулкано-терригенной. Формирование рудных формаций: хромитовой с сопутствующими промышленными минералами - оливин, серпентинит, медно-никелевой, платиноидных, золотометальных.
Лопийский	Нео	2,75-2,6±0,5	Внедрение микроклиновых гранитов, ребольская фаза складчатости, гранитизация, зональный метаморфизм. Образование редкометальных пегматитов (сподумен). Регенерация железистых кварцитов, колчеданов, медно-никелевых руд и формирование оруденения метаморфогенного ряда:медно-никелевого, высокованадиевого железорудного, меднорудного в габброидах, полиметаллического, редкоземельно-редкометального в щелочных метасоматитах, платиноидов, золотометального.
	Мезо	2,9-2,75±0,5	Формирование интрузивных формаций: габбро-диорит-диорит-плагиогранитной, гипербазитовой габбро-пироксенитовой, габбро-анортозитовой, габбро-диабазовой, нормальных (плагиомикроклиновых) гранитов, гранит-чарнокитовой. Ранняя складчатость и метаморфизм погружения. Образование рудных формаций: медно-никелевой, хромитовой, медь-вольфрам-молибденовой, железо-титановой, платиноидов, золоторудных.
	Палео	3,15-2,9±0,5	Формирование системы глубинных разломов - основы зеленокаменных (палеовулканических) поясов. Накопление осадочно-вулканогенных и осадочных формаций: дацит-андезитовой, коматиит-базальтовой, дацит-риолитовой, флишевой железисто-кремнистой, аркозо-граувакковой. Автометасоматоз вулканитов. Образование рудных формаций железистых кварцитов и колчеданых руд, формирование промышленных минералов – гранат, мусковит, кианит, кварц, тальк, брейнерит.
Саамский		>3,15	Формирование комплекса фундамента зеленокаменных поясов


Условные обозначения:
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10а
10б
11а
11б
12а
12б
13
14
Белое море
Ладожское озеро
Онежское
озеро

Литература

1. Металлогения Карелии // под ред. Рыбакова С.И. и Голубева А.И. Изд. КарНЦ РАН, Петрозаводск, 1999. 340 с.

2. Минерально-сырьевая база Республики Карелия // Отв.ред. В.П.Михайлов, В.Н.Аминов. Изд. Карелия, Петрозаводск. 2005. Кн.1. 280 с.

3. Минерально-сырьевая база Республики Карелия // Отв.ред. В.П.Михайлов, В.Н.Аминов. Изд. Карелия, Петрозаводск. 2006. Кн.2. 356 с.

Схема размещения основных месторождений и проявлений полезных ископаемых докембрия Республики Карелия

1 – палеозой; 2 – нео-, мезопротерозой (венд, рифей, вепсий); 3 – палеопротерозой (калевий, людиковий, ятулий, сариолий, сумий); 4 – нео-, мезо-,палеоархей (лопий); 5 – неразделенный архей; 6 – саамий; 7 – палеопролтерозйские интрузии: а) кислые; б) основные и ультраосновные; 8 – архейские интрузии; 9 – глубинные разломы.
Лопийский тектоно-магматический цикл: 10а – металлы; 10б – промышленные минералы; карельский тектоно-магматический цикл: 10а – металлы; 10б – промышленные минералы; свекофеннский тектоно-магматический цикл: 10а – металлы; 10б – промышленные минералы; рифейский тектоно-магматический цикл: 10а – металлы; 10б – промышленные минералы; 14 – сейсмический профиль В-4
Месторождения и проявления полезных ископаемых докембрия Карелии
Металлы
Группа металлов железа: Костомукшское (1), Корпангское (2), Гимольское (3), Мангинское (4), Туломозерское, (5), Пудожгорское (6), Койкарское (7), Средняя Падма (8), Аганозерское (9), Лобаш (10), Ялонваара (11), Пяяваара (12), Риталампи (13); *группа цветных металлов*: Бергаульское (14), Ялонваарское (15), Хювя-Ноувисто (16), Восточно-Вожминское (17), Лебяжинское (18), Западно-Светлоозерское (19), Воронов Бор (20), Руданское (21), Кивач (22), Кительское (23), Уксинское (24), Латвасюрское (25); *группа благородных металлов*: Педролампи (26), Таловейс (27), Воицкое (28), Майское (29), Лобаш-1 (30), Алатту (31), Бураковско-Аганозерский расслоенный массив (32), Луккулайсваара (33), Кивакка (34); *группа редких металлов, редкоземельных и радиоактивных элементов*: сподуменовые пегматиты Хаутаваара (35), Плотная Ламбина (сподумен, литийсодержащий мусковит) (36), Импилахтинская пегматитовая площадь (виикит) (37); уран - Царевское (38), Космозеро (39), Птицефабрика (40), Карку (41)
Промышленные минералы
Апатит: Тикшеозерское (42), Элисенваарская группа (43); *высокоуглеродистые шунгиты*: Зажогинское (44), Шунгское (45); *гранат*: Тербеостровское (46), проявления – Высота-181 (47), Западно-Плотинское (48); *графит*: Ихальское (49); *ильменит*: Суриваара (50); *карбонатные породы*: Пялозеро (51), Виданское (52), проявления – Остречье-Чебино (53), Янисярви (54), Елмозеро (55), Чирка-Кемское (56), Соватъярви (57); *кварц*: Малиновая Варакка (58), Плотина (59), Слюдозеро (60), Тэдино (61), Карельское (62), Слюдяной Бор (63), Пиртостров (64), Фенькина Ламбина (65); *кварциты*: Метчангъярви (66), Нестерова Гора (67), Шалговаара (68), Боконваара (69); *полевошпатовое сырье* (керамические пегматиты, нетрадиционные виды полевошпатового сырья): Хетоламбина (70), Чкаловское (71), Уракка (72), Лупикко (73), Линнавааара (74), Кюрьяла (75), Брусничное (76); *нетрадиционные виды*: Костомукшское (геллефлинта) (77), Роза-Лампи (кварцевый порфир) (78), Елетьезерское (щелочные и нефелиновые сиениты) (79), Уксинское (гранит-рапакиви) (80), Райвимякское (сиениты и фениты) (81); *кианит*: Хизоваарское (Южная линза) (82), Хизоваарское (Северный участок) (83); *кровельные сланцы*: Нигозерское (84), Брусненское (85); *мрамор*: Белая Гора (86), Рускеала-1 (87), Рускеала-2 (88), Туломозеро (89); *мусковит*: Малиновая Варакка (90), Плотина (91), Слюдозеро (92), Тэдино (93), Карельское (94); *оливин*: Аганозерское (95); *пироксеновый порфирит*: Хавчезерское (96); *пирит:* Парандовское (97), Хаутаваарское (98), Ведлозерское (99), Няльмозерское (100), Чалкинское (101), Верхневожминское (102), Шуйское (103); *тальк*: Светлозерское (тальк-магнезитовые сланцы) (104), Рыбозеро (105); *тальковый камень*: Игнойла (106), Палалахта (107), Пяльма (108); Каллиево-Муреневаара (109), Турган-Койван-Аллуста (110), проявления - Столбовая Гора (111), Парандовское (112), Озерки (113); *флюорит*: Хопунваара (114); *малоуглеродистые шунгитовые сланцы:* Нигозерское (115), Мягрозерское (116); *щелочной амфибол-асбест*: Краснополянское (117).

Минерагения благородных металлов докембрия Карелии

Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: golubev@krc.karelia.ru

В Карельском регионе известно несколько десятков месторождений металлических полезных ископаемых и nсотен их проявлений, благороднометалльные среди которых, несмотря на то, что большинство из них открыто преимущественно в последние десятилетия, являются одними из самых промышленно перспективных. Важнейшим результатом металлогенических исследований конца XX века территории Карелии стало обоснование ее в качестве нового перспективного на золото и МПГ региона Карело-Кольской благороднометалльной провинции России, характеризующегося значительным типовым разнообразием МПГ-оруденения (табл. 1).

В Карельском регионе выделяется три геологических домена – Карельский кратон, Беломорский мобильный пояс и Ладожский складчатый пояс, различающиеся геологическим строением, геодинамическими обстановками и металлогенией. Перспективны на крупные комплексные месторождения МПГ - Карельский кратон и, предположительно, Беломорский мобильный пояс.

В пределах *Карельского кратона* месторождения и проявления МПГ связаны, главным образом, с расслоенными перидотит-пироксенит-габброноритовыми и дифференцированными базит-ультрабазитовыми интрузивами, черносланцевыми толщами и метасоматитами зон СРД. Наиболее крупные и промышленно перспективные из них локализуются в Онежском рудном районе, расположенном на ЮВ окраине Карельского кратона и Беломорско-Лапландского рифта и связанного с Онежско-Водлозерским сводовым воздыманием, состоящем из парагенетически структурно взаимосвязанных впадин – Онежской и Ветреный пояс, разделенных Водлозерским поднятием. Во многом он сопоставим с Печенгским рудным районом, отличаясь гораздо меньшей (~ на 500 м) глубиной эрозионного среза.

Бураковский плутон. U-Pb возраст по циркону - 2449±1,5 млн. лет. С Главным хромитовым горизонтом (ГХГ), разделяющим базитовую и ультрабазитовую части, связано крупнейшее в России Аганозерское месторождение и крупное Шалозерское рудопроявление хромитовых руд, в пределах которых получены обоснованные данные для прогноза (кат.P_1) крупного месторождения комплексных Cu-Ni-БМ-Cr руд с ресурсами МПГ не менее 100 т.

Пудожгорский субвулканический комплекс трапповой формации представлен Пудожгорским интрузивом, Габневским силлом (восточный борт Онежской впадины) и Койкарско-Святнаволокским силлом (западный борт). U-Pb возраст последнего по циркону – 1983,4±6,5 млн.лет. С ними связаны известные одноименные месторождения Fe-Ti-V-БМ руд. Ресурсы БМ в интрузивах оцениваются на уровне 1000 т: кат. P1 – 500 т; кат. P2 – 500 т.

Комплексные Cu-U-Mo-V с БМ месторождения черносланцевой формации (возраст 1790 млн. лет) в альбит-карбонатно-слюдистых метасоматитах – падминский тип. По запасам основного элемента – ванадия, это средние месторождения, но с высокими содержаниями. Месторождения и проявления этого формационного типа еще не достаточно изучены на БМ, ореол которых с учетом вертикальной и латеральной зональности может быть смещен относительно главной рудной залежи, но перспективы их высоки. Возможно также наличие крупных стратиформных комплексных объектов с МПГ и Au ввиду уникальности, для раннего протерозоя масштабов накопления углерода в свободной и восстановленной формах.

В *Беломорском мобильном поясе* проявления рудной минерализации, относящиеся, вероятно, к промышленному типу комплексных (с Au и МПГ) большеобъемных месторождений с невысокими содержаниями рудных элементов, но значительными запасами, известны и охарактеризованы на Лоушском, Плотинском, Малиноваракском участках, а в последние годы выявлены в пределах Климовского рудного узла.

Золоторудные месторождения и проявления Карельского региона относятся к нескольким генетическим типам (табл. 2), ведущим среди которых, как и в целом для Фенноскандинавского щита является орогенический (мезотермальный) в shear-зонах. Золоторудная минерализация сосредоточена преимущественно в архейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясах и свекофенни-

дах. Ее формирование происходило в неоархейскую (2,8-2,5 млрд. лет) и свекофенскую (1,9-1,8 млрд. лет) металлогенические эпохи.

Таблица 1. Рудно-формационные типы платиноносных объектов Карельского региона

Подгруппа	Тип, подтип	Геологические формации	Месторождения, проявления	Возраст млн лет
1. Класс эндогенных месторождений 1.1 Собственно-магматическая группа				
Малосуль-фидная платиноме-тальная	Платино-палладиевый	Мафит-ультрамафито-вая(ритмично-рассло-енные комплексы)	Бураковское Луккулайсваара Кивакка Ципринга Кивач-Сямозеро	U-Pb 2449±1,5 U-Pb 2442±1,9 U-Pb 2444±1 U-Pb 2442,3±1,7
		Диорит-габброноритo-вая	Кааламо, Сурисуо	U-Pb 1883,3±5,2
Платино-содержащая хромитовая	Платино-палладиевый с Ru-Os	Мафит-ультрамафито-вая	Бураковский (ГХГ)	U-Pb 2449□1,5
	Платино-палладиевая с Au	Ультрамафитовая(диф-ференциро-ванная)	Рыбозерская структура	Верхний архей
Платиносодержащая титаномаг-нетитовая с ванадием	Платино-палладиевый с золотом	Трапповая толеит-базальто-вая, (габбро-долеритовая)	Пудожгорское Тубозерское Койкарско-Святнаволокское	U-Pb 1984±8 U-Pb 1983±6.5
		Габбро-пироксенито-вая	Хаутоваарская струк-тура	
	Палладиево-платино-вый с Au	Щелочно-ультраоснов-ная	Тикше-Елетьозерский комплекс	1900-1800
		Мафит-ультрама-фито-вая (габбро-анортози-товая?)	Палаярвинское Травяная губа	
1.2 Постмагматическая группа				
Сульфидная платиноидно-медно-никелевая	Платино-палладиевый с Ir, Ru, Rh	Мафит-ультрама-фито-вая (плутоническая).	Лебяжинское Восточно-Вожминское Светлозерское Рыбозерская структура (скв.7)	Верхний архей
	Платино-палладиевый с Au	Коматиит-базальтовая	ЗолотопорожскоеЛе-щевское, Западно-Рыбозерское, Хаутаваарское Cu-Ni	
Золото-платиноид-но-содержащая медно-мо-либден-порфировая	Re - ^{187}Os радиогенный в молибдените	Диорит-грано-диорит-гранитовая	Лобаш Пяяваара Ялонваара	U-Pb 2807,7±1,4 Re-Os 2772±11 Re-Os 2741±11
	Золото-полисульфид-ный с Pt и Pd		Ялонваара Хатуноя	
2. Класс полигенных месторождений				
Платино-полиметаль-ная в углеродистых сланцах и метасомати-тах	Cu-U -Mo-V платино-палладиевый с Au и ^{187}Os в молибдените (онежский тип, пад-минский подтип)	Альбит-карбонатные метасоматиты зон СРД в углеродистых слан-цах	Средняя Падма Верхняя Падма Весен-нее Царевское Космозеро Южное Космозеро Губа Великая и др.	U-Pb 1724±42
	Платино-палладиевый с Jr, Rh, Os, Au (онежский тип, униц-кий подтип	Сульфидно- углероди-стые сланцы	Уницкий	

Таблица 2. Генетические типы золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита

Генетический тип	Геологические структуры	Возраст млрд. лет	Месторождения рудопроявления
Орогенический мезотермальный (мезозональный)	AR зеленокаменные пояса: Иломантси, Хатту, Кухмо, Суомуссалми, Ялонвара, Костомукша, Сумозеро, Хаутоваара, Колмозеро	AR 2,7	Валкеасуо, Пампало, Рямепюро, Хатуноя, Оленинское, Рыбозеро, Хюрсюля, Берендей
	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Куусамо, Перяпохья, Карасъйоки, Каутокейно, Кируна, Печенга-Варзуга, Печенгская	PR 1,9-1,85	Пахтаваара, Сааттопора, Суурикуосикко, Биджовадгге Пахтохаваре, Майское
	Свекофеннский складчатый пояс: Шеллефте, Раахе-Хаапаярви, Саво, Тампере, Бергслаген, С. Приладожье	PR 1,87-1,83	Акерберг, Осиконмяки, Лайвакангас, Йокисиву, Пякюля, Алатту, Янис
	Транскандинавский магматический пояс	PR 1,8-1,7	Адельфорс, Солстад
	Готский домен	PR 1,0	Глава, Харнас, Блэка Эйдсволл, Векселмур
	Докембрий Норвегии: Довре, Оппдал, Гаутелисфьелл, Ромбак, Рингвассова	(?)	Сордалшогда, Сибириэн, Гаутелисфьелл, Оппдал
Порфировый (Intrusion-related)	AR зеленокаменные пояса: Авнеозеро-Парандовский, Ялонвара-Иломантси, Колмозеро	AR 2,8-2,7	Лобаш-1, Ялонвара, Каддилампи, Заломаевское, Таловейс, Пеллапкх
	Свекофеннский складчатый пояс: Гелливаре, Шеллефте, Центральная Остроботния	PR 1,9-1,85	Айтик, Бьеркдал, Копса, Юоухинева, Таллберг
VMS (колчеданный)	Свекофеннский складчатый пояс: Раахе-Ладожская, Шеллефте, Бергслаген, Фродерид	1,92-1,87	Оутокумпу, Пюхясалми, Виханти, Удден, Ренстром, Фалун
Эпитермальный (+метаморфизм)	AR зеленокаменные пояса: Ояярви	AR 2,7	Кюльмякангас(?)
	Свекофеннский складчатый пояс: Тампере, Шеллефте	PR 1,9	Кутемаярви, Болиден, Энасен, Исовеси, Райконкоски (?),
Скарновый и Au,Cu,Fe-рудный	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Перяпохья	PR 1,9-1,8	Куэрвитикко, Вяхяйоки
Палеороссыпи	Центральная Лапландия, Тунгудская, Янгозерская, Нименьга	1,9-1,8	Кааресгунтури, Оутаряа, Нигалма, Маймъярви, Ятулий-1, Нименьга
Россыпи	Северная Лапландия		Ивалойоки, Лемменйоки

Наиболее значимым и изученным *мезотермальным* оруденением золота в архее Фенноскандинавского щита являются месторождения и проявления района Иломантси (Финляндия) зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Тулос, контролируемые преимущественно субмеридиональными сдвиговыми зонами. Аналогичный контроль имеют и другие месторождения и проявления данного пояса, в том числе и в пределах российской его части, где в сходной геологической позиции выявлено (КГЭ, ИГ Кар.НЦ РАН,) несколько перспективных рудопроявлений золота (Соанъоки, Хатуноя, Пролонваара, Юованъйоки и др.). Среди мезотермальных золоторудных объектов в других архейских зеленокаменных поясах Фенносандинавского щита по масштабам и изученности выделяются месторождения Рыбозеро (3,28 т Au; 2,18 г/т) и Педролампи (3,4 т Au; 5,9 г/т) в Карельской гранит-зеленокаменной области и Оленинское (28 т Au, 3,1 г/т), Няльм (34,5 т Au, 0,35-3,7 г/т) – в Кольской.

Преобладающее большинство золоторудных месторождений и проявлений в палеопротерозойских зеленокаменных поясах и свекофеннидах относятся к орогеническому (мезотермальному) типу. В Лапландском зеленокаменном поясе, предположительно, протягивающемся более чем на тысячу километров известно около 20 месторождений, часть из которых раз-абатывалась (Сааттопора, Пахтаваара и др.). В его российской части известно несколько мелких золоторудных объектов

и выявлено в последние годы ряд новых перспективных рудопроявлений – Шапочка, Кенозерское, Нижневолошовское, Надвиговое. В Северном Приладожье в области сочленения Карельского кратона (AR_2) и Свекофеннского складчатого пояса (PR_1) на продолжении выделяемой финскими геологами Раахе-Ладожской металлогенической зоны с известными там мезотермальными золото-арсенидными месторождениями (Осиконмяки, Лайвакангас, Пириля и др.) обнаружено несколько перспективных проявлений аналогичного типа – Алатту, Пякюля, Янис, контролируемых малоглубинным тоналитовым магматизмом и зонами сдвиговых дислокаций.

На территории Карелии имеются определенные предпосылки для выявления крупных комплексных с благородными металлами месторождений *порфирового* типа, или перевод в такой ранг при соответствующем доизучении уже известных рудных объектов – Лобаш-1 и Ялонвара, которые могут представляться как большеобъемные месторождения с бедными рудами.

Металлогенический потенциал благороднометалльного оруденения Карельского региона как и Фенноскандинавского щита в целом по аналогии с территориями Финляндии и Швеции связывается, главным образом, с протерозойскими структурами и Свекофеннской эпохой рудообразования.

Наибольшие металлогенические перспективы на промышленное золото и выявление крупных комплексных благороднометалльных месторождений на территории Карелии имеют (в иерархической последовательности) Онежский рудный район, Костомукшский рудный район, Лобашский рудный узел и Северо-Ладожский рудный район.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы президиума РАН № 14.

Структурно-вещественные критерии прогнозирования сульфидно-медно-никелевых руд в условиях закрытого региона на примере Астаховско-Большемартыновского рудного района (ВКМ)

Гончарова Л.В.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail: gordeichenko_l@mail.ru

В обеспечении сырьевой безопасности России XXI веке важное значение приобретают выявленные во второй половине прошлого столетия в докембрийском фундаменте Центрального региона (в рамках Воронежского кристаллического массива- ВКМ) ряда разномасштабных по запасам и ресурсам никеля, меди, кобальта, МПГ и Au сульфидных медно-никелевых месторождений [3, 5]. Пространственно они ассоциируют с двумя различными по геолого-формационной принадлежности, возрасту и составу интрузивно-дайковыми комплексами [5, 7]: а) дунит-перидотит-пироксенит-габброноритовым зон рассеянного спрединга (2100-2080±14 млн лет)- мамонский тип месторождений и б) ортопироксенит-норит-диоритовым (2065-2050± 14 млн лет) реактивизированных позднеархейских структурах (еланский тип месторождений). Оба этих типа месторождений сосредоточены в Хоперском мегаблоке, одной из характерных особенностей которого является исключительно широкое развитие в его пределах ультрамафит-мафитовых, мафитовых интрузивно-дайковых тел никель-платиноносного мамонского комплекса.

В его составе выделяются несколько групп интрузивно-дайковых тел, сформировавшихся, вероятно, в условиях неодинаковых уровней магмагенерации и различающихся по структурному положению и разному уровню эродированности, масштабам и степени продуктивности на цветные и благородные металлы [2, 4]: 1) ранние ультрамафитовые высоко- и умеренномагнезиальные в разной мере дифференцированные, беспоплевошпатовые промышленно рудоносные (мамонский тип); 2) ультрамафит-мафитовые умеренномагнезиальные камернодифференцированные с амфибол (титанистая роговая обманка)-плагиоклазсодержащими рудоносными ультрамафитами (ширяевский тип); 3) ультрамафит-мафитовые (фазные) камернодифференцированные рудоносные (елань-вязовский тип); 4) количественно преобладающие в составе комплекса слабодифференцированные с неустановленным оруденением и недиффернецированные безрудные габброноритовые, габбровые и

габбро-диоритовые интрузивы (каменский тип), завершающие становление всего никель-платиноидного комплекса.

Исключительно высокая степень насыщения ультрамафит-мафитовыми и мафитовыми интрузивно-дайковыми породными ассоциации является, вероятно, следствием существования в пределах крупного (375х475 км^2) Хоперского мегаблока ВКМ магматических систем, развивающихся над головными частями мантийного суперплюма с возникновением над его поднимающейся поверхностью локальных плюмов. Последние концентрировались в трех достаточно протяженных зонах их рассеянного спрединга (рис.): а) Западной (Лосевско-Мамонской) с широким проявлением интрузивно-дайковых тел мамонского типа; б) Центральной (Озерковско-Ширяевской) с интрузивно-дайковыми образованиями ширяевского и каменского типов; в) Восточной (Елань-Эртильской) с многообразными плутонами елань-вязовского типа мамонского комплекса и многочисленными телами еланского комплекса. Каждая из них выделяется цепочкой выстроенных вдоль осевых структур в определенных рядах сближенных разномасштабных по размерам и интенсивности локальных гравитационных и магнитных аномалий, которые соответствуют интрузивно-дайковым системам различным по количественному соотношению ультраосновных и мафитовых составляющих. Отдельные звенья такой системы представляют собой, по-существу, конвективные ячейки в пределах автономных структур зон рассеянного спрединга, выстроенные в строгий ряд, в котором максимальное количество ультрамафит-мафитовых тел размещаются над восходящими потоками [6], образуя своеобразные высокопродуктивные рудномагматические системы (РМС).

С этими системами связано формирование двух рудных регионов: а) Мамонско-Подколодновского с известными месторождениями (Нижнемамонское, Подколодновское, Юбилейное) и многочисленными рудопроявлениями; б) Астаховско-Большемартыновского с рядом разномасштабных (в том числе промышленно значимых) рудопроявлений (см. рис.).

Эти рудные районы, определяющие в целом высокий металлогенический потенциал на цветные и благородные металлы Хоперского мегаблока ВКМ [3, 5], целиком размещаются в Западной (Лосевско-Мамонской) зоне, характеризующейся широким развитием преимущественно ультрамафитовых в разной мере дифференцированных интрузивно-дайковых тел мамонского типа.

Граничными признаками потенциальной рудоносности этой группы тел и ассоциирующих с ними упомянутых сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений и рудопроявлений мамонского типа, и наиболее полно исследованных на примере Мамонско-Подколодновского рудного района, были использованы при прогнозировании и оценке Большемартыновского плутона.

В качестве ведущего признака в условиях повсеместного перекрытия докембрийского фундамента мощным чехлом платформенных отложений выступает, прежде всего, общность геолого-структурного положения, обусловленная глубинными процессами, что является надежной основой для оценки нераскрытого потенциала Астаховско-Большемартыновского рудного района, в пределах которого размещается один из крупнейших (40,5 км^2) Большемартыновский плутон.

Выполненные исследования по этому плутону позволили выявить ряд структурно-вещественных критериев, присущих промышленно рудоносным интрузивам мамонского комплекса. Внутренняя структура Большемартыновского массива, подобна интрузиву известного Нижнемамонского месторождения и определяется наличием в нем трех последовательно сформировавшихся групп породных ассоциаций: а) мамонской-бесполевошпатовой ультрамафитовой (серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, оливиновые пироксениты и горнблендиты); б) ширяевской ультрамафит-мафитовой (титаномагнетит-роговообманковые перидотиты, пироксениты, габбронориты, габбро); в) каменской (габбронориты, габбро, габбродиориты и диориты). Каждая из этих породных групп слагает автономные тела.

Минералого-петрографический облик ранней рудонесущей породной ассоциации, как в пределах Нижнемамонского месторождения, характеризуется [1]: а) последовательным увеличением железистости оливина ($Fa14_{-32}$), ортопироксена ($Fs12_{-30}$) и клинопироксена ($Fe3_{-15}$), интенсивно замещенных серпентином, тальком, амфиболами, хлоритом и карбонатами; б) существенной количественной ролью в составе акцессорной минеральной ассоциации пирротина, халькопирита, пирита, пентландита – типичных минералов сульфидно-медно-никелевых руд мамонского типа; в) отчетливо выраженной тенденцией возрастания концентраций Ni, Co, Cu и S по мере увеличения содержания MgO.

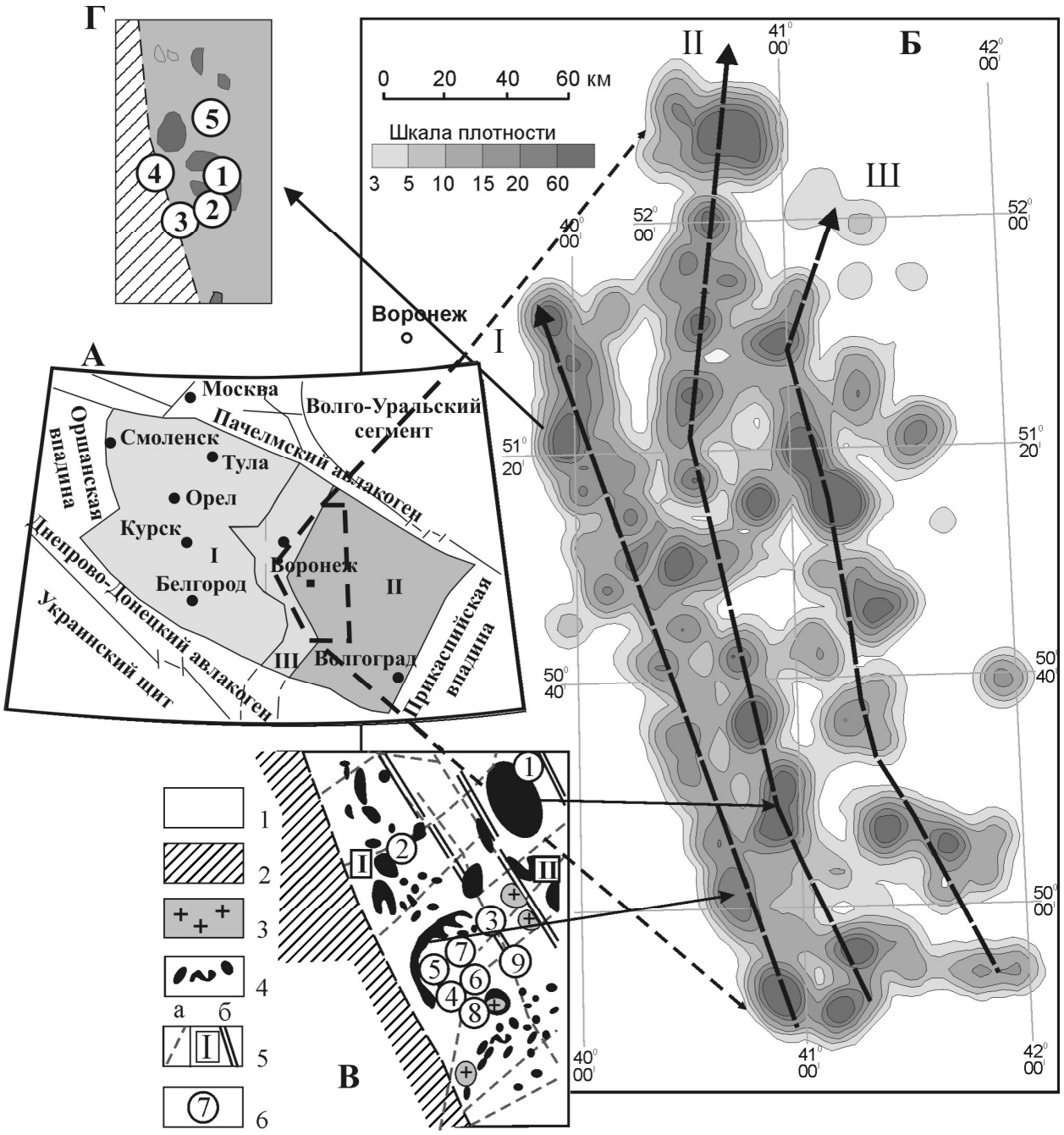


Рис. Положение Большемартыновского плутона на схеме размещения никель-платиноносных интрузивно-дайковых тел мамонского комплекса в структуре ВКМ [8]**:**

А) Схема структурно-формационного районирования ВКМ: – мегаблок КМА; II – Хоперский мегаблок; III – Лосевская шовная зона; **Б)** Плотность распределения интрузивно-дайковых тел мамонского никель-платиноносного комплекса и направление осевых структур зон рассеянного спрединга: I – Западная (Лосевско-Мамонская); II – Центральная (Озерковско-Ширяевская); III – Восточная (Елань-Эртильская); **В)** Схема размещения интрузивно-дайковых тел мамонского комплекса в пределах Мамонско-Подколодновского рудного района: 1 – песчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии; 2 – вулканогенно-осадочные отложения лосевской серии (в пределах Лосевской шовной зоны); 3 – гранитоиды бобровского комплекса; 4 – ультрамафит-мафитовые интрузивно-дайковые тела мамонского никель-платиноносного комплекса; 5 – тектонические нарушения (а) и границы зон (б); 6 – месторождения и рудопроявления: 1 –Ширяевское, 2 – Нижнемамонское, 3 – Артюховское, 4 – Подколодновское, 5 – Юбилейное, 6 – Северо-Бычковское, 7 – Мартовское, 8 – Коммунское, 9 – Бычковское; **Г)** – Положение в северной части Лосевско-Мамонской зоны Астаховско-Большемартыновского рудного района с рудопроявлениями: 1 - Шишовское, 2 - Астаховское, 3 - Песковатское, 4 - Икорецкое, 5 – ольшемартыновское.

Таблица. Химический состав аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов [1,4]

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Большемартыновский массив											
1	39,07	0,61	1,76	11,35	6,56	0,17	38,65	1,06	0,12	0,12	0,21
2	40,38	0,68	1,73	10,00	7,52	0,26	37,44	1,61	0,12	0,06	0,21
3	42,04	0,71	1,40	6,63	9,70	0,26	37,24	1,61	0,12	0,09	0,21
4	39,76	0,60	2,01	9,28	7,80	0,19	38,41	1,33	0,12	0,12	0,19
5	39,87	0,73	1,48	10,67	7,45	0,25	38,55	0,80	0,02	0,06	0,13
6	40,84	0,58	2,06	8,01	7,32	0,26	39,86	0,82	0,01	0,00	0,25
7	39,67	0,18	1,99	9,29	7,09	0,24	37,47	3,57	0,02	0,00	0,13
Нижнемамонское месторождение											
10	41,77	0,25	1,71	8,74	7,63	0,21	36,68	2,86	0,00	0,00	0,15
11	40,76	0,36	0,56	9,80	5,98	0,39	38,27	3,57	0,06	0,06	0,19
14	40,84	0,22	0,26	9,97	6,40	0,11	40,64	1,39	0,01	0,00	0,01
15	41,60	0,16	0,41	9,43	8,11	0,12	36,74	2,74	0,09	0,41	0,18
18	39,45	0,30	1,49	9,51	7,14	0,26	40,18	1,49	0,01	0,00	0,17
19	42,77	0,28	1,09	5,76	6,21	0,16	38,70	4,31	0,00	0,00	0,49

Примечание: анализы приведены к 100%.

Выявленная в процессе заверочного бурения сульфидная медно-никелевая минерализация представлена преимущественно матричными вкрапленниками руд. Они имеют обычный для руд мамонского типа месторождений халькопирит (3-8 отн.%) –пентландит (5-10%)-пирротиновый (75-85%) и реже пентландит (3-5%)-пирит (до 10%)- пирротиновый (до 90%) состав. Минеральный состав сульфидной минерализации Большемартыновского массива обнаруживает значительные черты сходства с рудами мамонского типа месторождений, отличаясь (в рамках установленного оруденения) более низкими содержаниями Ni, Cu МПГ. В известной мере близким оказывается и состав руд, в которых наряду с обычными для месторождений этого типа минералами (моноклинный и гексагональный пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, хромшпинелиды), в них присутствуют валлерит, макиновит, пирит, кубанит, галенит, сфалерит, молибденит, редкие зерна сульфоарсенидов Ni, Co и др. Среди этих минералов лишь пирротин, халькопирит, пентландит, магнетит, хромшпинелиды являются главными, остальные имеют вторичное значение.

В условиях закрытого региона в оценке принадлежности Большемартыновского массива к потенциально рудоносному особое значение приобретают исследования химического состава рудовмещающих пород. Сравнительный их анализ с типовым Нижнемамонским месторождением показывает значительные черты сходства по основным петрогенным компонентам (табл.), что проявляется в полном совпадении полей составов ультрамафитовых пород.

Выполненные исследования позволили установить комплекс прогнозно-оценочных признаков, свидетельствующих о потенциальной рудоносности одного из крупнейших в Хоперском мегаблоке ВКМ Большемартыновского плутона. Достоверность этого вывода подтверждается: а) общностью структурного положения плутона в общей транскоровой модели формирования интрузивно-дайковой никель-платиноносной рудонесущей системы мамонского типа над мантийным плюмом крупного Хоперского мегаблока в условиях рассеянного спрединга; б) значительной аналогией внутреннего строения и состава слагающих его трех последовательно сформировавшихся породных ассоциаций с эталонным Нижнемамонским интрузивом, вмещающим промышленные залежи сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд; в) преимущественной приуроченностью вскрытого единичными скважинами сульфидной медно-никелевой минерализации к ранним наиболее обогащенным оливином ультрамафитовым дифференциатам и однотипный с рудами Нижнемамонского месторождения комплексом главных, второстепенных и редких минералов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №= 08-05-0093-р-офи) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009-2013 г.».

Литература

1. *Гордейченко Л.В.* Петрохимические черты сходства Большемартыновского плутона и Нижнемамонского месторождения (ВКМ). Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2008.Серия геология №2. С. 102-108.

2. *Фролов С.М.* Генетические типы базит-гипербазитовых интрузий мамонского комплекса ВКМ и их взаимоотношение // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1976. С. 61-33.

3. *Чернышов Н.М.* Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1971. 312 с.

4. *Чернышов Н.М.* Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1972. 240 с.

5. *Чернышов Н.М.* Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. 448 с.

6. *Чернышова М.Н.* Дайки сульфидных платиноидно-медно никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2005. 368 с.

7. *Чернышова М.Н.* Петролого-геохимические и структурно-вещественные критерии прогноза и оценки интрузивно-дайковой системы мамонского типа на сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды // Отечественная геология, 2006. -№ 4. С. 25-32.

8. *Чернышова М. Н.* Сульфидные платиноидно-медно-никелевые и никель-кобальтовые руды в дайково-жильных комплексах и метасоматитах Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Литосфера, 2006. № 3. С. 71-82.

Минерагения северо-западной зоны Фенно-Карельского кратона

Горьковец В.Я., Раевская М.Б.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail:gorkovet@krc.karelia.ru

Проблема выявления новых крупных и комплексных месторождений полезных ископаемых относится к одной из приоритетных для всех стран, так как сырьевая база практически всех видов полезных ископаемых базируется на запасах таких месторождений. Причем, важнейшей научной проблемой является установление условий формирования крупных и комплексных месторождений. При этом необходимо дать ответ на вопрос о причинах возникновения таких месторождений, определить их генезис, геодинамику, физико-химические и палеогеографические обстановки. Ответ на эти вопросы позволяет осмыслить теоретическую основу формирования крупных комплексных месторождений и дать оптимальный геологический прогноз на их поиски.

В геологическом отношении среди древнейших структур Фенноскандинавского щита наиболее продуктивными являются раннедокембрийские архейские зеленокаменные пояса с характерными особенностями минерагении и формационного состава. Исследования полихронных геологических комплексов в пределах северо-западной части Фенно-Карельского кратона, выполненные на структурно-формационной основе с учетом результатов геолого-геофизических работ по глубинному строению земной коры, позволили определить эволюцию важнейших рудоносных геологических структур и выявить общие региональные закономерности размещения важнейших видов полезных ископаемых.

В пределах западной части Фенно-Карельского кратона развита система зеленокаменных поясов с полихронной минералогической специализацией (рис.). Зеленокаменные пояса Костомукшский и Кухмо-Суомуссалми, оконтуривающие раннеархейский Вокнаволокский блок, объединены в систему зеленокаменных поясов Маанселькя с характерным формационным составом супракрустальных образований и определенным рядом полезных ископаемых.

Одним из наиболее изученных и перспективных является Костомукшский зеленокаменный пояс, к которому приурочен комплекс полихронных полезных ископаемых. Здесь расположено крупнейшее на Фенноскандинавском щите Костомукшское железорудное месторождение. Наличие запасов железных руд Костомукшского рудного района относительно утвержденных запасов железных руд месторождений мира составляет 1,04%, что позволяет отнести это месторождение к весьма

крупным. В пределах Костомукшского, а так же Корпангского месторождений развиты легкообратимые железные руды, пригодные для бездоменной металлургии и производства из них сверхчистых сталей. Это представляет особый интерес, так как в недалеком будущем каждая третья тонна стали в мире будет выплавляться по этой технологии.

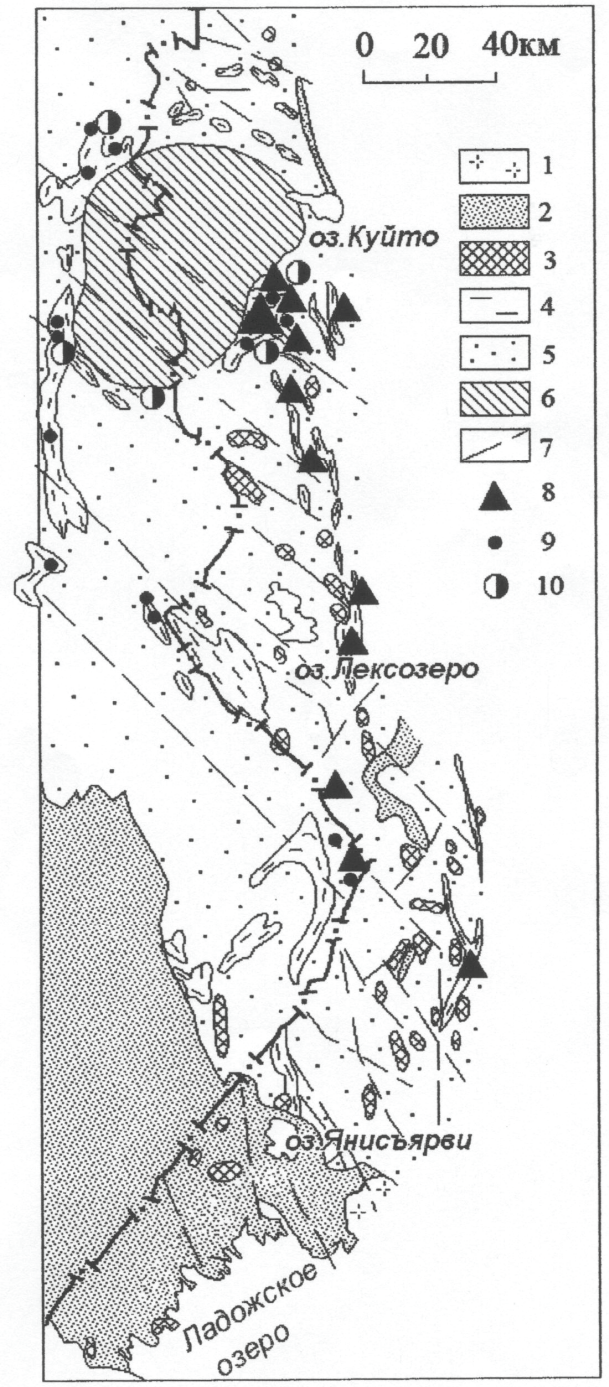


Рис. Минерагеническая схема приграничной полосы Республики Карелии и Финляндии.
Составили: Горьковец, Раевская, 2009 г.

1 – граниты рапакиви; 2 – нижнекарельские толщи: конгломераты, песчаники, сланцы, метабазальты; 3 – плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты; 4 – позднеархейские супракрустальные: толщи по метаосадкам (биотитовые, амфиболовые сланцы) и вулканитам основного, ультраосновного, среднего и кислого составов, железистые кварциты; 5 – гнейсограниты, диориты, мигматиты, тоналиты; 6 – слюдистые и амфиболовые гнейсы, гранулиты, эндербиты; 7 – тектонические дислокации; 8 – месторождения железа; 9 – рудопроявления золота; 10 – алмазоносные кимберлиты и лампроиты.

В пределах пояса Кухмо-Суомуссалми железорудные месторождения и рудопроявления отсутствуют, что связано со специфическими геодинамическими процессами в позднем архее Фенно-Карельского кратона.

Геологическими и геофизическими исследованиями установлено, что структурное положение системы зеленокаменных поясов Маанселькя определяется первичной глубинно-проницаемой зоной шириной 10-15 км на границе с раннеархейским Вокнаволокским блоком. Зона была кратонизирована, но оставалась областью долгоживущих глубинных разломов, что определило минерагеническую специфику протерозойской тектоно-магматической активизации. Геологические и геохимические исследования свидетельствуют, что золоторудные проявления и месторождения относятся к одному из перспективных типов золоторудных месторождений золото-сульфидно-кварцевому зеленокаменных поясов.

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности золоторудных проявлений позволяют трактовать гидротермальный генезис Au руд, образовавшихся при регенерации и переотложении рудного вещества вмещающих комплексов, а также участии эндогенных глубинных гидротермальных растворов.

Формирование Au руд происходило в два этапа тектоно-магматической активизации и в значительной степени было оторвано от первичного отложения позднеархейских супракрустальных толщ.

Первый этап образования Au руд ассоциируется с гранитоидами (2,65 млрд. лет), контролируется субмеридиональными разломами глубинного заложения и представлен золото-кварцевым и золото-пирит-кварцевым типом орудинения.

Второй, наиболее продуктивный, этап формирования Au руд связан с раннепротерозойскими селецкими микроклиновыми и рапакивиподобными щелочными гранитами с возрастом 2,45 млрд лет, контролируется региональными тектоническими зонами СЗ 310^0 простирания и представлен хиарактерным золото-арсенопирит-кварцевым типом орудинения. Золото открытого в 2005 г. рудопроявления Луупенсуо, высокопробное, свободное, легкообогатимое. Размер зерен Au от 10 до 250 мкм (средний 42 мкм). Прогнозные ресурсы рудопроявления по категории P_1 составляет 125 т Au.

Второй этап протерозойской тектоно-магматической активизации Костомукшского, а также Кухмо-Суосуссалми (Финляндия) зеленокаменных поясов проявился в среднем рифее (1,23 млрд лет). В пределах Костомукшского рудного поля выявлено более 100 даек лампроитов различного минерального состава и диатремы кимберлитов II группы (оранжитов).

В Костомукшском зеленокаменном поясе обнаружены три диатремы овальной формы 80х150 м и фрагмент диатремы прослеженный на расстоянии 15 м. Минералогические исследования показали наличие в диатремах минералов – индикаторов кимберлитов II разновидности – оранжитов (пироп, шпинель, хромдиопсид, пикроильменит, хромпикотит, хромит, апатит, и Sr-апатит, тетраферрифлогопит, рутил и другие минералы).

Диатремы кимберлитов сложены эксплозивными брекчиями с обломками грацбургитов-дунитов 0,1-10 см в поперечнике и амфиболовых сланцев по базальтам контокской серии. Основная масса кимберлитов (оранжитов) представлена флогопитом, оливином. Обломки имеют округлую, овальную форму. Количество обломков может достигать 50%. Основная масса содержит флогопит и оливин.

Из оранжитов Костомукшского рудного района были выделены десять кристаллов алмазов тетраэдрической и октаэдрической формы размером 0,8-1,5 мм. Кристаллы бесцветные.

Распространение и структурный контроль кустов кимберлитовых диатрем можно объяснить приуроченностью их к узлам пересечения и сочленения сопоставимых по рангу мантийных субширотных (СЗ 300-310^0) и дуговых тектонических разломных зон глубинного заложения. В таких точках возникают наиболее благоприятные условия для образования стволовых высокопроницаемых участков, которые могли спровоцировать внедрение в земную кору мантийного вещества.

Этапы геологического развития и особенности минерагении докембрийских комплексов юга Восточно-Европейской платформы (территория Ростовской области)

Грановский А.Г[1]. , Зеленщиков Г.В[2].

[1]Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, e-mail: granovskyag@mail.ru,
[2]ОАО «Южгеология», г. Ростов-на-Дону

В докембрийском фундаменте территории Ростовской области выделяются три структурных этажа: архейский, позднеархейско-раннепротерозойский и позднепротерозойский [5].

Архейский этаж. Наиболее древними образованиями являются структурно-формационные зоны гранит-зеленокаменных областей архейского возраста, представленные амфибол-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными породами, слагающими выступы метабазит-амфиболового основания и зоны плагиогранит-мигматитовых куполов. Они связаны с выходами древнейших пород обоянского комплекса, которые четко выражены в гравитационном поле. Купола раннеархейских комплексов контролируются системой кольцевых и радиальных разломов.

На юге территории этот тип формаций распространен в пределах Ростовского выступа [**2**], а на севере они слагают мегаблок курской магнитной аномалии и калачско-эртильский мегаблок, который является частью Воронежского кристаллического массива, а также Варваринский купол, сложенный в центре пироксенитами и амфиболовыми гнейсами, а по периферии более кислыми метаморфитами, плагиогнейсами и амфиболитами обоянского комплекса [4].

Второй, архей-нижнепротерозойский этаж. В его структуре выделяются вулканотектонические впадины, выполненные вулканогенно-осадочными железисто-кремнистыми метабазитами и мигматит-плагиогранитами михайловской и миусской серий. Они развиты в пределах Курского и Ростовского блоков. Во внутренней части гранит-зеленокаменных областей выделяются линейные наложенные впадины с развитием пород железисто-кремнисто-сланцевой и железисто-карбонатно-сланцевой формаций (курская и неклиновская серии), а также впадины трогового типа (Носовская впадина Ростовского блока) с породами сланцево-амфиболовой метавулканитовой формации.

Другая группа структурно-фациальных зон представлена подвижными поясами и прогибами, которые развиты в северной части области в Лосевской шовной зоне и в Калачско-Эртильском мегаблоке, а на юге - в Зерноградско-Мечётинской шовной зоне и Сальско-Ремонтненском мегаблоке.

В результате процессов кратонизации и гранитообразования, соответствующих по времени карельской эпохе складчатости, образовались широкие поля мигматитов и гранитные интрузии Павловского и Приазовского комплексов. Вулканогенные толщи Лосевской серии сохранились в них в виде узких положительно намагниченных полос в пределах Воронежской антеклизы и в районе Зерноградско-Мечётинских поднятий на юге области.

В нижнем протерозое на востоке области (Калачско-Эртильский и Сальско-Ремонтненский мегаблоки) сформировался крупный наложенный прогиб, выполненный метаалевролит-метапесчаниковой формацией воронцовской серии. К границе архея и протерозоя приурочено заложение вулканоплутонического пояса Лосевской и Зерноградско-Мечетинской шовных зон, с метабазальт-метариолитовой, метапесчаниковой, метатуфопесчаниковой формациями.

Образование раннедокембрийских структур завершилось формированием интрузивных комплексов эпикратонной фазы. В результате которой образовались широкие поля мигматитов и гранитные интрузии Павловского и Приазовского камплексов. На севере это перидотит-габбровая формация мамонского и гранитные интрузии бобровского комплексов, а на юге - щелочные массивы центрального типа еланчикского граносиенитового комплекса.

Для раннего докембрия четко просматривается единство структур погруженной части Украинского щита и Воронежского кристаллического массива, которое подтверждается минерагенией соответствующих комплексов.

В формациях обоянского и восточно-приазовского комплексов в высокоуглеродистых гнейсах отмечается минерализация элементов платиновой группы и золота с содержанием более 0.5 г/т в гнейсах Восточного Приазовья и более 5 г/т в породах Воронежского массива [5].

В позднеархейских комплексах Курского и Ростовского блоков, развита железисто-кремнисто-метабазитовая формация, а в комплексах раннепротерозойского этапа отмечается развитие пород железисто-кремнистой формации курской и неклиновской серий.

С воронцовской серией ассоциируют руды золото-кварц-сульфидной платиносодержащей формации. Интрузивные комплексы этого этапа представлены перидотит-габбро-норитовой мамоновской серией с медно-никелевым и платинометальным оруденением [5].

Позднепротерозойский (рифейский) структурный этаж. В раннем рифее в центральной части области, на месте современного Днепрово-Донецкого складчатого сооружения, образовалась субширотная рифтовая структура, которая наложилась на раннедокембрийские блоки коры континентального типа. Обоснование рифейского возраста пород заполняющих рифтогенную впадину приведено в ряде работ [4,7,6].

Типичным раннерифейским СВК является трахиандезит-липаритовая формация синявской серии (самбекский комплекс [9]), отличающаяся от аналогичных формаций как раннего докембрия, так и фанерозоя присутствием голубого кварца во всех разновидностях пород. Образования самбекского комплекса изучены по галькам рифейских метаконгломератов, где эти породы слагают до 70% обломочного материала. В это время на юге территории в районе Бейсугского разлома, отделяющего в настоящее время геоблоки Восточно-Европейской плиты от Предкавказских, сформировался краевой бассейн, что подтверждается дугообразной цепочкой магнитных аномалий в зоне разлома [6].

На породах трахиандезит-липаритовой формации залегает толща алеврито-сланцевой формации синявской серии, в кровле которой отмечаются покровы базальтов, а в породах верхней части формации присутствуют доломиты. Формирование толщ связано с расколом и растяжением южной окраины Восточно-Европейской платформы по глубинным разломам Прадонецкого рифта и отрывом от неё южных мегаблоков. Это подтверждается отсутствием или существенным редуцированием «гранитного» слоя в центральной части рифта [1, 5]. В это же время сформировалась дугообразная система трансформных разломов [6]. Они фиксируются по линиям смещения магнитных и гравитационных полей, а также по профилям КМПВ-ГСЗ. Возможно, в это время на месте Днепрово-Донецкого складчатого сооружения существовал океанический залив типа современного Калифорнийского [7].

Над базальтами залегают конгломераты и песчаники пород синявской серии. Осадконакопление имело регрессивный характер, в связи с региональными поднятиями в конце рифея. В это время отмечается развитие позднерифейской дайковой формации основного состава, как по окраинам рифтовой зоны, так и в зонах меридиональных разломов.

В процессе образования Прадонецкого рифта в рифее можно выделить ряд последовательных стадий, таких как: предрифтовая (зрелая континентальная) стадия, переходная к океанической и собственно океанические – красноморская, микроокеана и атлантическая [5].

Для обоснования стадийности Прадонецкого рифта использованы результаты 41 силикатного и 63 геохимических анализов валунов и гальки базальтов из конгломератов темерницкой свиты, венчающей разрез рифея [8]. На многокомпонентных диаграммах Пирса [3] исследуемые базальты соответствуют обстановке близкой к океанической.

В свю очередь, регрессивный характер осадконакопления указывает на общее поднятие территории к концу рифея. Максимальные поднятия происходили в прибортовых частях рифта, а наклон галек конгломератов указывает на их снос с севера-северо-запада территории со стороны рифта.

Для уточнения обстановок рифтогенеза использован двухкоординатный график Ti/100 – Cr, основанный на высокой контрастности распределения титана в базитах различных обстановок, из которого видно, что процесс рифтинга в рифее достиг, как минимум, красноморской стадии межконтинентального рифта. Произошел раскол материковой коры и формирование бассейна с корой океанического типа, сообщающегося с открытым океаном. При этом океаническое пространство и срединно-океанический хребет не были сформированы, а ширина морского бассейна вероятно не превышала 200 км (с учетом более поздних движений).

Минерагения структурно-вещественных комплексов рифейского возраста в осевой части рифта соответствует этапу активного растяжения и характеризуется золото-серебряной и медной минерализацией, связанной с основными эффузивами, песчаниками, доломитами и конгломерата-

ми синявской серии. Наблюдается отчетливая ассоциация золота с борнитом и халькозином в прослоях песчаников, эффузивах, конгломератах и наличие самородной меди и халькозина в доломитах и песчаниках.

В пределах южного склона Воронежского кристаллического масива, минерализация зон активизации рифейского возраста имеет другой характер и приурочена к Шумилинско-Новохоперской зоне северной части Ростовской области. Она связана с дайками и трубками брекчий базальтоидного ряда пород и определяется находками алмазов в её Воронежской части.

Таким образом, структуры территории в дорифейский этап представляли собой единый фрагмент Восточно-Европейской платформы. Они обладали близостью состава, структурных форм и прошли общий путь развития раннедокембрийской истории и характеризуются сходными особенностями минерагении. Отрыв блоков южной части от Воронежского массива связан с рифейским рифтогенезом, а активизация и последующая коллизия рифтовой системы произошли уже в палеозое и определили существующее положение докембрийских структур.

Литература

1. *Бородулин Н.И.* Система глубинных разломов Донбасса и их характеристика по данным глубинного сейсмического зондирования.//Геофизический сборник. Вып.56. Киев: Наук. думка. 1973. С. 20

2. *Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А.* Строение кряжа Карпинского. // Геотектоника, 1999, №1. С. 28-43

3. Геодинамичесские исследования при геологической съёмке. Методические рекомендации. Под ред. Н.В.Межеловского. СПб., 1992. 136 с.

4. *Демченко Б.М., Чернышев Н.М., Лихачев В.А., Зеленщиков Г.В.* Минералогия Воронежского кристаллического массива (ВКМ) //Геолог. вест. Центральных районов России, 1999. № 1/2. С. 13-18.

5. *Зайцев А.В., Грановский А.Г., Зеленщиков Г.В., Рышков М.М.* Строение и геодинамика докембрийских структур в зоне сочленения Воронежского кристаллического массива и Ростовского тектонического выступа. // Доклады АН, 2003, т. 392, №1. С.81 -84.

6. *Закруткин В.В., Зайцев А.В.* Докембрий юга Ростовской области (геолого-техническая схема). // Известия СКНЦ ВШ. Естественные науки. 1988. № 1. С. 71-80.

7. *Лихачев В.А., Терентенко Г.А., Зайцев А.В.* Основные черты тектономагматического развития и перспективы рудоносности Ростовского выступа и южной части Донбасса. //В сб. “Геологическое строение и разведка полезных ископаемых Ростовской области”, Ростов на Дону, изд. РГУ, 1979. С. 76-84.

8. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании. М.: Недра, 1991.157 с.

9. *Мовшович Е.В., Зайцев А.В., Лихачев В.А.* Докаменноугольная история развития Донецкого складчатого сооружения. // В сб. “Геологоразведочные работы в Ростовской области”. Ростов на Дону, изд. РГУ, 1980. С. 27-34.

Процессы формирования платинометальной минерализации в массиве Мончетундра, Кольский полуостров

Гроховская Т.Л.,[1] Тевелев А.В.[2], Носик Л.П. [1]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: tlg@igem.ru

[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, e-mail: arctevelev@rambler.ru

Аннотация

Генезис малосульфидных платинометальных месторождений неоднозначен. Хотя мантийный источник ЭПГ не вызывает сомнений, происхождение и эволюция минералов платиновой группы (МПГ) в рудных горизонтах до сих пор остаются предметом дискуссий. В последние годы обнаружено большое количество новых необычных МПГ, образование которых связано с гидротермальным изменением пород, образованием зон окисления, кор выветривания и россыпей. Представлен-

ные в докладе данные по геохимии и минералогии ЭПГ в массиве Мончетундра свидетельствуют о вкладе нескольких минералообразующих процессов в формирование платинометального оруденения, а начатое нами изучение изотопии серы позволит получить новые сведения об источниках рудного вещества в малосульфидных ЭПГ-рудах Мончегорского рудного района.

Введение

Месторождения платиновых металлов, установленные в последние десятилетия в пределах восточной части Балтийского щита, ассоциируют с палеопротерозойскими (~2.5 – 2.45 млрд. лет) расслоенными массивами двух рифтовых систем – Северо-Карельской и Печенга–Имандра–Варзугской. Различия в структурных и генетических типах платинометального оруденения зависят в первую очередь от структурной и геодинамической позиции вмещающих расслоенных массивов [4]. К классическому рифовому типу платинометального оруденения, развитому в таких известных массивах, как Бушвельд и Стиллуотер, в Карело-Кольском регионе можно отнести лишь ЭПГ- содержащие горизонты массива Панских тундр. В остальных расслоенных массивах рудные тела различной протяженности и мощности локализованы в краевых зонах массивов и разномасштабных зонах тектонизации. Зоны тектонических контактов различных массивов (или блоков единых массивов) представлены катаклазитами различного облика, в которых широко развиты продукты метасоматической и гидротермальной переработки исходных пород, вмещающие ЭПГ-минерализацию [2].

Месторождения платино-палладиевых руд в расслоенных массивах Мончегорского рудного района были открыты сравнительно недавно, в конце 1990-х годов. Характерно, что промышленные месторождения ЭПГ были найдены не в самом никеленосном Мончегорском плутоне, а в породах восточной части интрузии Мончетундра, в зоне сочленения ее с Мончегорским плутоном, и в массивах его южного обрамления. Эта зона давно привлекала внимание исследователей, а после обнаружения в районе Пентландитового ущелья повышенных содержаний ЭПГ и многочисленных МПГ, не характерных для Cu-Ni руд Мончегорского плутона, она стала рассматриваться как перспективная на собственно платинометальные руды. В результате поисково-съемочных работ здесь были установлены месторождения Вуручуайвенч и Мончетундра и рудопроявление Южная Сопча.

Геологическая и тектоническая позиция

Раннепротерозойский габбро-лабрадоритовый интрузивный комплекс Монче-Чуна-Волчьих и Лосевых Тундр (Главного габбрового хребта) расположен в южной части трансформной зоны, соединяющей Имандровский и Печенгский сегменты рифтовой системы Печенга–Имандра–Варзуга [4]. Интрузии прорывают гнейсы беломорской и кольской серий архея и перекрываются вулканогенно-осадочными породами имандра-варзугской серии среднего протерозоя. Интрузия Мончетундра является частью массива Главного габбрового хребта и непосредственно примыкает к Мончегорскому никеленосному плутону. Интрузия имеет лополитоподобную форму, пологое залегание в осевых частях с падением на юго-запад и крутые тектонические контакты с вмещающими породами. Изотопный возраст составляет от 2501±3 до 2453±4 млн. лет [3]. В разрезе интрузии выделяются нижняя краевая серия и расслоенная серия, включающая ультраосновную, ритмично - расслоенную, габброноритовую и верхнюю габбровую зоны, выделяемые по смене кумулусных парагенезисов. Ультраосновная зона вскрыта двумя глубокими структурными скважинами в осевой части интрузии и выходит на поверхность в виде отдельных тектонических фрагментов в восточном борту, в зоне сочленения с Мончегорским плутоном. Массивы граничат по зоне Мончетундровского разлома, в пределах которого узкие линейные блоки относительно слабо измененных пород разделены интенсивно тектонизированными (до катаклазитов и милонитов) образованиями. Тектонические пластины, составляющие разломную зону, имеют крутое (45°-80°) северо-восточное падение и сложены ритмично-расслоенными породами основного-ультраосновного состава, которые прослеживаются вдоль всего восточного края интрузии. Геологическая позиция и строение отдельных блоков зоны Мончетундровского разлома недостаточно хорошо изучены из-за крайне сложных соотношений между ними и трудностей определения масштаба их последующей тектонической переработки. До настоящего времени не существует единого мнения относительно принадлежности тектонизированных блоков ритмично-расслоенных пород зоны сочленения интрузии Мончетундра и Мончегорского плутона к тому или иному комплексу [2, 3].

Локализация, состав и условия формирования ЭПГ- оруденения

Геологами Центрально-Кольской экспедиции В.В. Шолохневым и В.С. Пустовойтовым в месторождении Мончетундра было выделено несколько рудных зон. Каждой рудной зоне, характеризующейся как разнообразием породных ассоциаций, так и различной интенсивностью постмагматических, гидротермальных и тектонических процессов, свойственны свои типоморфные особенности и характер изменения сульфидных, оксидных и платинометальных парагенезисов. В пределах месторождения ритмично-расслоенные породы, представленные несколькими повторяющимися мегаритмами, совмещены с зонами милонитов и магматических брекчий, а также инъецированы более поздними образованиями, что обусловлено интенсивной и длительной магматической и флюидной активностью в зоне Мончетундровского разлома.

Платинометальное оруденение приурочено к нескольким уровням разреза расслоенной серии массива Мончетундра и ассоциирует с вкрапленным сульфидным Cu-Ni-Fe оруденением, иногда пространственно совмещенным с хромитовой или титаномагнетитовой минерализацией. Сведения о платинометальной минерализации в центральной части массива ограничены пересечениями трех глубоких скважин, в которых выделяется несколько уровней повышенных содержаний ЭПГ (до 3-5 г/т Pt+Pd) в горизонтах сульфидной вкрапленности, локализованных в ритмично-расслоенной зоне. Скоррелировать эти горизонты пока не представляется возможным, и относить их к рифовому типу можно лишь с большой осторожностью.

Основная масса платинометальных руд локализована в тектонизированных и гидротермально-измененных породах восточной части массива и зоны сочленения с Мончегорским плутоном. Руды характеризуются крайне неравномерным распределением ЭПГ. Наряду с рядовыми рудами (1-3 г/т Pt+Pd), преобладающими в разрезе интрузии и слагающими интервалы большой мощности, отмечаются отдельные рудные горизонты малой мощности (от 10 см до 1.0 м) с содержаниями Pt+Pd до 25-35 г/т. Высокие содержания ЭПГ часто наблюдаются в породах без видимой сульфидной вкрапленности или с редкой рассеянной вкрапленностью, а в обогащенных сульфидами породах содержания ЭПГ иногда крайне низки.

МПГ локализованы в Cu-Fe-Ni сульфидах, на контактах сульфидов в силикатами или в силикатной матрице гидротермально измененных пород. Все МПГ, кроме магматического лаурита в хромшпинелидах, образованы на заключительных этапах формирования ритмично-расслоенных пород массива из остаточных, обогащенных флюидной фазой расплавов, магматического флюида и гидротермальных растворов, участвующих в гидротермальном и метасоматическом преобразовании рудовмещающих толщ. Такие процессы особенно характерны для пород зоны Мончетундровского разлома, в пределах которой ритмично-расслоенные породы, представленные несколькими повторяющимися мегаритмами, совмещены с зонами магматических брекчий и инъецированы более поздними образованиями. Длительная интенсивная магматическая и флюидная активность этой зоны нашла свое отражение в сложном характере распределения ЭПГ, а вследствие этого и минеральных ассоциаций ЭПГ, Ag и Au.

Отмечаются различные типоморфные ассоциации МПГ, присущие различным типам рудовмещающих пород, намечается также зависимость ассоциаций МПГ от характера метасоматических и гидротермальных преобразований. Так, процессы серпентинизации приводят в к преобладанию в рудах изоферроплатины и Pt-Pd-сплавов в серпентинизированных перидотитах флюидо-проницаемой зоны Мончетундровского разлома, а в амфиболизированных пироксенитах этой зоны преобладает сперрилит. В амфиболизированных габброноритах и норитах массивов Мончетундра, Вуручуайвенч и Южная Сопча широко развиты соединения Pd с As, Sb, Te и S.

Изотопный состав серы

Ввиду приуроченности ЭПГ- оруденения к контактовым метасоматизированным, гидротермально-измененным породам, зонам тектонизации и брекчирования, его формирование могло сопровождаться активным заимствованием рудообразующих компонентов (например серы) из пород самих интрузивных массивов и вмещающих интрузии толщ. Для определение масштабов обмена и его влияния на состав рудных ассоциаций изучался изотопный состава серы в рудных минералах. Для медно-никелевых руд Мончегорского плутона Л.Н. Гриненко и др., было показано, что сульфиды жильных и вкрапленных руд плутона незначительно обогащены тяжелым изотопом по сравне-

нию с метеоритной серой [2]. Для сравнительного анализа изотопного состава серы разных типов руд нами были отобраны сульфидные фракции Cu-Ni руд Мончегорского плутона и малосульфидных ЭПГ- руд массивов Мончетундра, Южная Сопча и Вуручуайвенч. Исследование показало, что $\delta_{34}S$ в сульфидах близки во всех типах руд изученных массивов, несколько обогащены тяжелым изотопом $_{34}S$ и колеблются в среднем в пределах $\delta_{34}S = +0.97 \pm 2.0\ ^{0}/_{00}$, что отвечает мантийному источнику и незначительной роли коровой контаминации. Небольшое обогащение тяжелым изотопом серы ($\delta_{34}S$ до $+2.29\ ^{0}/_{00}$) отмечается в гидротермально измененных ЭПГ-рудах месторождения Мончетундра и донном оруденении Мончегорского плутона (табл).

Изотопный состав серы в расслоенных массивах Мончегорского района

№	Проба	$\delta 34^{o}/_{oo}$	Порода	Сульфиды	Массив
1	ТР-6	1.12	Пироксенит	Pn>Po-Cp	Травяная
2	ТР-6-2	1.2	«.»	Pn>Po-Cp	«.»
3	Нит-1	1.3	Жильное	Py	«.»
4	Нит-2	1.06	«.»	Po-Cp-Pn	Ниттис
5	Нит-2-2	1.16	«.»	Po-Cp-Pn	«.»
6	821/335.0	2.29	Габбронорит краевой зоны	Po-Cp-Pn	«.»
7	Пласт 330	1.79	Ol-пироксенит	Po-Cp-Pn	Пласт330
8	1819074	2.29	"."	Po-Cp-Pn	Мончетундра
9	1720/219	1.64	Пироксенит	Po-Cp-Pn	«.»
10	9/176.9	2.09	«.»	Po	«.»
11	ЮС-203	0.97	«.»	Po-Pn-Cp-Mt	Южная Сопча
12	10114	1.02	«.»	Bo-Pn-Cp-Mt	«.»
13	ЮС-29	1.64	Габбронорит	Po-Pn-Cp	«.»
14	13223	1.18	Q-габбронорит	Po-Pn-Cp	«.»
15	13708	1.19	«.»	Po-Pn-Cp	Вуручуайвенч
16	1844019	1.6	«.»	Po-Pn-Cp	«.»

Примечание: 1–16 – положительные значения со знаком (+); Po - пирротин, Pn - пентландит, Cp - халькопирит, Py - пирит, Mt - магнетит, Ol - оливин, Q - кварц.

Выводы

Проведена типизация рудных минеральных ассоциаций и обобщены данные по минералогии и геохимии рудовмещающих пород массива. Установлена разнообразная ассоциация МПГ, которые образованы из остаточных обогащенных флюидной фазой расплавов и магматического флюида. В измененных гидротермальными процессами рудах, которым отвечают и повышенные δ_{34S}, были установлены новые типы соединений МПГ, представленные сложными оксидами платины и палладия, содержащими переменные количества меди и железа. Таким образом, рассмотренные преобразования МПГ являются результатом сложных и многостадийных минералообразующих процессов, в которых на фоне замещения первичных МПГ более поздними, в отдельных участках рудных зон происходит лавинная ремобилизация ЭПГ и формирование поздних богатых гидротермальных ЭПГ руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России", проект 02.740.11.0021.

Литература

1. Гриненко Л.Н., Гриненко В.А., Ляхницкая И.В. // Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского п-ова. Геология рудных месторождений. Т. 9. № 4. 1967. С. 3-17.

2. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В. и др. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329–352.

3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Под ред. Митрофанова Ф.П. и Смолькина В.Ф. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004.

4. Тевелев А.В., Гроховская Т.Л. Тектонический режим становления раннепротерозойских расслоенных массивов Балтийского щита // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 193-196.

О рудной минерализации Панозерского санукитоидного комплекса (Центральная Карелия)

Гусева Н.С.

ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: nadezhda_guseva@mail.ru

Панозерский комплекс расположен в центральной части Восточной Санукитоидной зоны, секущей границу Водлозерского и Центрально-Карельского доменов, на западном берегу оз. Сегозеро близ поселка Паданы. Комплекс состоит из многофазной интрузии центрального типа, внедрявшейся в результате трех дискретных интрузивных импульсов и состоящей из пяти фаз, состав которых меняется от монцогаббро и пироксенитов через монцониты до кварцевых монцонитов. Импульсы формирования интрузии разделены внедрением тел миаскитовых лампроитов и двух генераций даек известково-щелочных лампрофиров, завершающих соответственно первый и второй импульс (рис. 1).

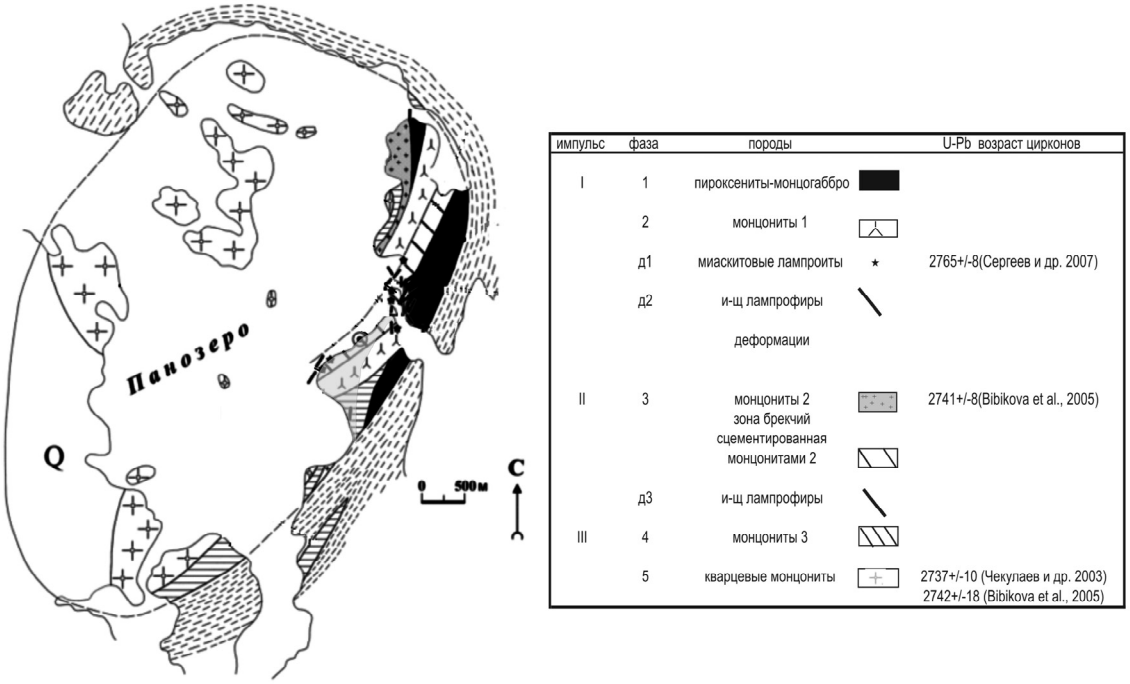


Рис.1. Схематическая геологическая карта Панозерского комплекса. По [1].
Серым залита область распространения гнездовой вкрапленной минерализации.

Породы, слагающие комплекс, кристаллизовались из флюидосодержащей магмы, о чем свидетельствует наличие в них, наряду с клинопироксеном, первичномагматических водосодержащих минералов (роговой обманки и биотита). Периодические возрастания (в результате накапливания флюида в остаточном расплаве при фракционной кристаллизации в промежуточной камере) и вероятно, и вызвали начало очередного интрузивного импульса [2]. Флюидонасыщенность расплавов приводила к эксплозивному характеру внедрений первых порций расплава и формированию вулканических брекчий.

На породы комплекса наложены автометаморфические преобразования, причем наиболее сильно преобразованы крупные фрагменты пород первого импульса в зоне гигантской брекчии, сцементированной монцонитами 2.

Принадлежность пород интрузии к санукитоидной серии определяется следующими геохимическими характеристиками: mg# (Mg/Mg+Fe)≥0.5; Na2O+K2O от 4 до 8% (возрастает с увеличением кислотности), K>Na; обогащение LIL и LREE. В зоне вулканических брекчий, а также в некото-

рых других участках комплекса обогащение LIL и LREE особенно сильно, и вероятно связано с проработкой уже закристаллизовавшихся пород флюидами, отделяющимися от магмы при внедрении последующих фаз.

В породах интрузии присутствуют как сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин, пентландит), так и магнетит, причем магнетит является преобладающим рудным минералом монцонитов 1, тогда как во всех других фазах преобладают сульфиды. В лампрофирах и лампроитах, помимо сульфидов и магнетита присутствует также феррихромит.

Многофазный состав рудных агрегатов явно свидетельствуют о сложной и многостадийной истории формирования рудной минерализации в породах комплекса.

Наблюдаются следующие морфологические формы проявления сульфидной минерализации:

1 – акцессорная равномерно рассеянная сульфидная минерализация;

2 – тонкопрожилковая сульфидная минерализация;

3 – гнездовая вкрапленная сульфидная минерализация.

Акцессорная равномерно рассеянная минерализация присутствует во всех породах комплекса и наблюдается на большей части обнаженной площади интрузии. Рудные фазы представлены пиритом, халькопиритом, а также пирротином и пентландитом в краевой мафит-ультрамафитовой части комплекса. Рудные минералы изменены в незначительной степени, преимущественно изменения проявлены в формировании тонкой магнетитовой каймы вокруг сульфидного зерна и по трещинам в зерне.

Тонкопрожилковая сульфидная минерализация характерна преимущественно для дайковых разновидностей (известково-щелочных лампрофиров), разделяющих первый и второй импульсы. Сульфиды в этих породах присутствуют наряду с феррихромитом, однако контактов между зернами феррихромита и сульфидными зернами не наблюдалось, поэтому не представляется возможным однозначно определить, какая из этих фаз формировалась раньше. Предположение о более позднем характере сульфидной минерализации по отношению к феррихромитовой сделано на основании более низкой температуры кристаллизации пирита и халькопирита по сравнению с феррихромитом, а также на основании прожилковой формы проявления сульфидов, залечивающей микротрещины в породе. При этом, наряду с прожилковой формой проявления сульфидной минерализации, в этих же породах присутствует и равномерно-рассеянная минерализация, что может свидетельствовать о неоднократном формировании сульфидов в процессе кристаллизации и последующего изменения породы.

Гнездовая вкрапленная минерализация проявлена на территории комплекса локально, в зоне магматических гигантских брекчий, сформированных глыбами пород первого импульса, достигающими нескольких десятков метров в поперечнике и сцементированных породами второго импульса. С этой зоной связана максимальная степень гидротермальной проработки пород, проявленная в широком развитии эпидота, актинолита, появлении карбонатных прожилков, что в сумме является косвенным подтверждением правомерности связи формирования/преобразования сульфидной минерализации с этапом преобразования пород.

Породы с гнездовой - вкрапленной минерализацией из зоны крупноглыбовых брекчий подвергнуты детальному изучению. Наблюдения показывают, что состав рудных минералов практически во всех породах одинаков и представлен пиритом-халькопиритом (пирротин встречен в виде реликтов в пиритовых зернах, пентландита не встречено), замещающимися окисными минералами. Пирит преобладает над халькопиритом, который встречается в виде реликтов в пирите.

Наблюдаются следующие последовательные стадии преобразования рудных фаз: формирование тонкой магнетитовой каймы по периметру сульфидных зерен (рис. 2 a и b); фрагментирование зерен пирита, увеличение мощности магнетитовой каймы вплоть до формирования магнетитовых псевдоморфоз по пириту (рис. 2 c); формирование нерудных фаз по трещинам в фрагментированном зерне (эпидот, сфен), формирование барита в трещинах магнетитовой каймы (рис.2 d).

Примечательно, что подобная схема формирования и преобразования рудной минерализации встречена не только в породах интрузии но и во вмещающих вулканогенно-осадочных сланцах в эндоконтакте интрузии и найденных среди ксенолитов в зоне крупноглыбовых брекчий, в то же время количество рудных минералов (пирит) во вмещающих породах на удалении от интрузии су-

щественно меньше чем в эндоконтакте и в ксенолитах и указанные изменения в них не проявлены. Данное наблюдение подтверждает мобильность сульфидного вещества в ходе преобразования пород интрузии.

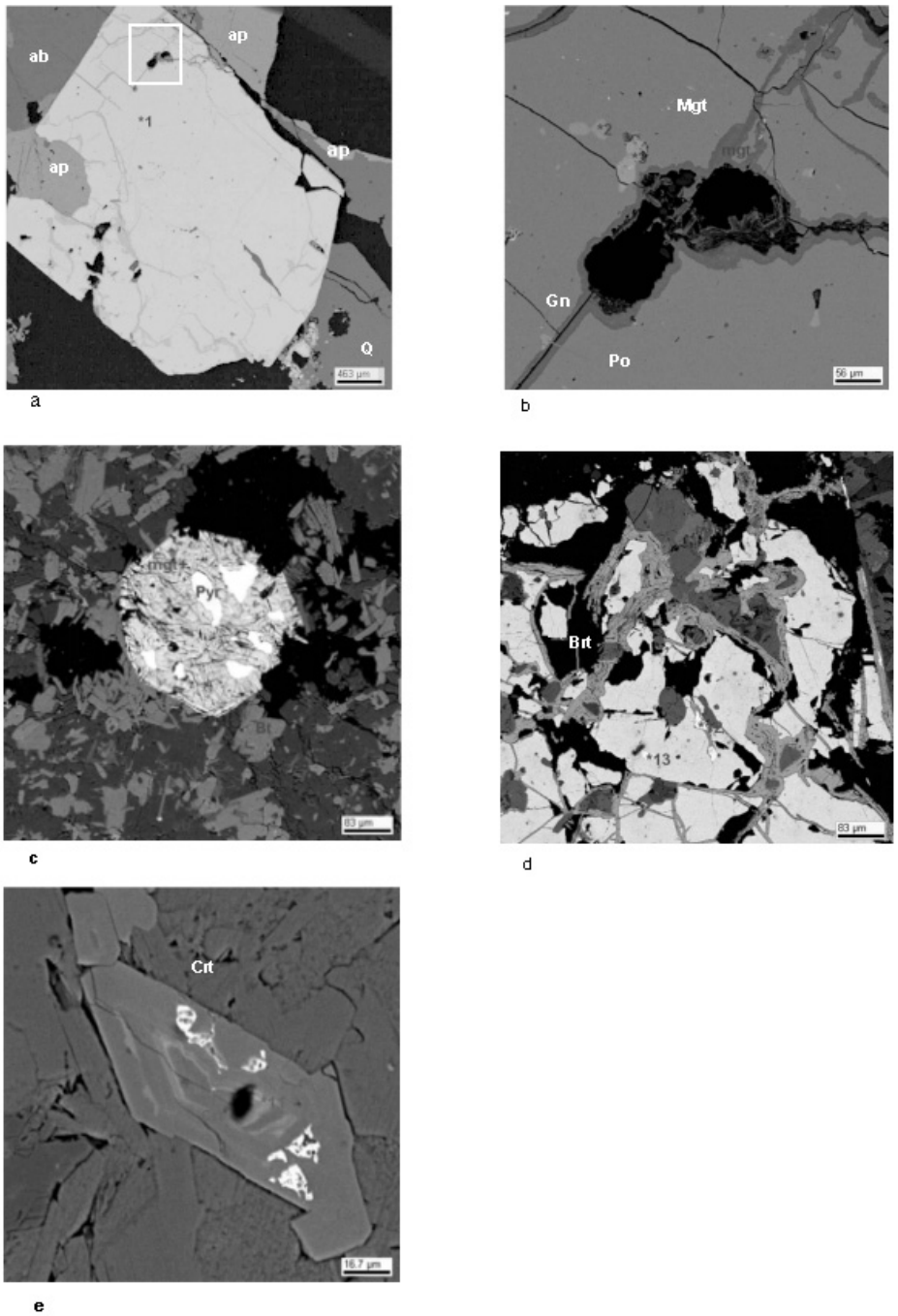


Рис.2. BSE изображения рудных фаз в породах Панозерского комплекса:

a – Монцонит 2. пиритовое зерно (1) в окружении апатита (ap), альбита (ab) и кварца (Q). По периметру и трещинам пирита – магнетитовая кайма. Белым прямоугольником выделена область показанная на рис. b; b – фрагмент пиритового зерна с магнетитовой каймой. В пирите – фрагменты галенита (Gn) и пирротина (Po); c – Фрагмент монцогаббро из брекчии, сцементированной монцонитами 2, сильно измененное пиритовое зерно (Pyr). Большая часть зерна замещена магнетитом; d – фрагмент зерна, представленного на рис. 2в. Сохранились реликты халькопирита (13). В магнетитовой кайме мелкие зерна барита (Brt); e – Известково-щелочной лампрофир 1, зерно эпидота с вростками (в том числе и послойными) феррихромита.

Формирование феррихромита в известково-щелочных лампрофирах также нельзя однозначно отнести к ранней стадии формирования пород. На рис. 2 е показано формирование хромитовых прослоев в зерне эпидота, который в свою очередь кристаллизуется в ходе постмагматического преобразования пород. Последнее наблюдение свидетельствует о мобильности не только сульфидного но и оксидного вещества в ходе вторичных преобразований.

Из проведенных исследований следует, что наиболее ранними рудными фазами были халькопирит и пирротин, чуть позже формировался пирит, и вероятно, еще позже, в пустотах – галенит. Разрушение сульфидов происходило на стадии посткристаллизационного преобразования пород. Пространственная сопряженность зоны формирования гнездовой вкрапленной минерализации с зоной магматических брекчий и с зоной наиболее интенсивных посткристаллизационных преобразований пород приводит к заключению, что не только результат этих процессов сопряжен в пространстве, но и сами эти процессы могли быть сопряжены во времени. С этих позиций сульфидов с замещением их окисными фазами могло происходить под действием тех же, окисленных [3] флюидов, которые вызвали преобразование пород в зоне брекчий.

Литература

1. *Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P.*, et al. Petrology of a late Archaean , highly-potassic, Panozero sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into late Archaean mantle metasomatism. // Journal of Petrology. , 2008, V.49, N.3. P. 393-420.

2. *Гусева Н.С.* Геология и петрология Панозерского санукитоидного плутона (Центральная Карелия) //Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН. 2006. 26 с.

3. *Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С.*, и др. Геохимия цирконов из архейских лампроитов Панозерского комплекса (Центральная Карелия)// труды всероссийского семинара «Геохимия магматических пород. Научная школа Щелочной магматизм Земли». Санкт-Петербург, 2008.

Докембрийские рудоносные комплексы Карело-Кольского региона

Дюжиков О.А., Горбунов Г.И., Шарков Е.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: sharkov@igem.ru

Северо-запад Восточно-Европейской древней платформы (Карело-Кольский регион) характеризуется широким развитием крупных докембрийских рудоносных комплексов, связанных с мафит-ультрамафитовыми интрузивами. Эти интрузивы являются составными частями двух крупных изверженных провинций: (1) среднепалеопротерозойской Ятулийско-Людиковийской, образованной преимущественно Fe-Ti пикритами и базальтами с возрастом 2.3-1.9 млрд. лет, и (2) раннепалеопротерозойской (2.55-2.35 млрд. лет назад) Балтийской, сложенной образованиями кремнеземистой высоко-Mg серии (КВМС). Многие из этих рудоносных комплексов хорошо изучены и эксплуатируются, но некоторые еще требуют детального исследования и поисково-оценочных работ.

Докембрийские рудоносные комплексы региона определяются как один из богатейших минерально-сырьевых регионов России. Они принадлежат гипербазит-базитовым вулканогенно-плутоногенным и плутоногенным ассоциациям, содержащим крупные PGE-Cu-Ni рудные поля и месторождения [1, 4, 6. 8, 9]. На Кольском полуострове вулканогенно-плутоногенные комплексы развиты главным образом в связи с палеопротерозойским Печенгско-Варзугский рифтогенным поясом, где рудоносные дифференцированные интрузивы комагматичны высокомагнезиальным вулканитам.

Среднепалеопротерозойские Печенгские месторождения сульфидных Cu-Ni руд связаны с небольшими грубораслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами, происшедшими за счет пикробазальтовых расплавов [8]. Они представлены минерализацией с вкрапленными, прожилково-вкрапленными, брекчиевидными и массивными рудами. Последние вместе с брекчиевидными про-

странственно тесно связаны между собой. Месторождения приурочены к грабен-синклинорию и контролируются отчетливо выраженными тектоническими зонами вдоль нижнего эндоконтакта интрузивов [I]. Согласно изотопным данным [8], руды имеют сложный генезис и образованы как за счет мантийного материала, так и переотложенного в результате метаморфических и метасоматических процессов.

Раннепалеопротерозойские крупные плутоногенные рудоносные комплексы, связанные с Балтийской провинцией КВМС, обнаруживают как широкое развитие платиновой и хромитовой минерализации, так и проявление других полезных компонентов [2]. В пределах рассматриваемого региона известны крупные расслоенные плутоны (Имандровский, Федорово-Панский, Мончегорский и др.). Некоторые из них обнаруживают развитие горизонтов с малосульфидной платиной. Указанные массивы приурочены к юго-западному борту Печенга-Имандра-Варзугской рифтогенной структуры. Внедрение этих интрузивов совпадает с ранним этапом формирования названной структуры, заложение и развитие которой происходило в эпиплатформенных условиях на консолидированном архейском фундаменте. Палеопротерозойский магматизм проявлен здесь в начальную фазу внутриконтинентального рифтогенеза. В аналогичных геодинамических условиях были сформированы Бушвельд, Великая Дайка Зимбабве, Стиллуотер [4].

Рассматривая Карельский кратон как самостоятельную структуру восточной части Балтийского щита, следует подчеркнуть, что на севере Карелии известны рудоносные комплексы Луккулайсваара, Ципринга и Кивакка, а на юге - крупнейший в Европе Бураковский расслоенный массив. В последнем выявлены малосульфидные PGE руды и хромититы.

Особый интерес представляет, на наш взгляд, сложнопостроенный Имандровский лополит, расположенный в центральной части Кольского кратона. В вертикальном разрезе интрузивного комплекса выделены следующие четыре зоны [3, 5]: (I) нижняя расслоенная - переслаивание плагиопироксенитов и меланократовых норитов, мощностью 150 м; (2) главная, представленная относительно однородными мезократовыми габбро-норитами с редкими прослоями меланократовых и лейкократовых их разностей, мощностью 2000 м; (3) верхняя расслоенная – чередование мезо- и лейкократовых габбро с плагиоклазитами, мощностью 300 м; (4) прикровельная - кварцевые габбро и габбро-диориты, мощностью 500 м.

Имандровский лополит интересен не только как крупный хромитоносный массив, но и как PGE рудоносный комплекс. Принято считать, что породы всех зон сингенетичны. Массив, общая площадь развития которого 1500 км^2, представлен несколькими разобщенными блоками, прослеживаемыми на различных участках, в том числе на участках горы Девичьей, Монче полуострова, Умбареченском, в юго-восточной части горы Большая Варака,

Хромитовое оруденение концентрируется в нижней части интрузива и представлено вкрапленным и жильным оруденением. Мощность оруденелых слоев от 0,20 до 1,5-2 м. Всего выделяется до 5-6 горизонтов, но из них лишь 4 являются наиболее устойчивыми. По нашим данным [5], содержания Cr2O3 составляют в наиболее значимых участках горизонтов 22,87-28,96%, а содержания PGE в них - 1,06-2,06 г/т. Платиновая минерализация распространена в хромититах, а также в ассоциации с рассеянной вкрапленностью хромшпинелидов и сульфидов.

Породы Имандровского лополита характеризуются пересыщенностью кремнеземом и закономерным увеличением снизу вверх по разрезу содержания щелочей при повышенной роли калия и увеличением относительной железистости. Средний состав пород отвечает мезократовым габброидам. В их нормативном составе присутствует кварц, но отсутствует оливин. В своей нижней части породы массива характеризуются геохимической специализацией на Cr, а в верхней – на Ti, Fe, V.

Интересной особенностью массива является платиновая минерализация, фиксируемая как в связи с хромитовым оруденением, так и в плагиоклазитах. Суммарная мощность хромитоносной зоны 100-200 м. Наряду со стратиформными хромитами, присутствуют маломощные субвертикальные жильные тела. Последние, возможно, являются ответвлениями от залегающих на глубине пластообразных или линзовидных залежей [5, 7],

Платинометальное оруденение в Имандровском массиве изучено к настоящему времени недостаточно. При содержании PGE в хромититах до 3 г/т отмечается иногда повышенное количество Ru (до 0,7 г/т), Pt значительно преобладает над Pd. В практически бессульфидных плагиоклазитах концентрация PGE составляет 0,16-0,50 г/т при Pt/Pd примерно равном I.

Таким образом, раннепалеопротерозойский Имандровский лополит может являться одним из перспективных рудоносных объектов Кольского региона.

Литература

1. *Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В.* и др. Медно-никелевые месторождения Печенги. М.: ГЕОС, 1999. 236 с.

2. *Додин Д,А., Ланда Э.А., Лазаренков В.Г*. Платиносодержащие месторождения мира. Т.П - Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М.: 000 "Геоинформмарк", 2003. 409 с.

3. *Докучаева В.С., Жангуров А.А,, Федотов Ж.А*. и др. Геология и рудоносность Имандровского лополита // Отеч. геол., 1992, № 10, С. 60-67.

4. *Дюжиков О.А*. Рудоносные магматические формации PGE-Cu-Ni месторождений// Изв. секции наук о Земле РАЕН, вып. 15, 2007. С. 81-90.

5. *Дюжиков О.А., Туровцев Д.М., Кравченко Г.Г.* и др. Особенности строения и рудоносность Имандровского лополита Кольской платиноносной провинции// Тез. докл. рег. симпозиума. Петрозаводск, 1995. С. 41-43.

6. *Казанский В.И., Генкин А.Д., Глаголев А.А*. Печенгский рудный район // В кн. "Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений". М.: Наука, 1983. С. 208-226.

7. *Кравченко Г.Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 212 с.

8. *Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А*. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтовой структуры. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. 256 с.

9. *Шарков Е.В*. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 364 с.

Масс-спектрометрическое определение РЗЭ в сульфидах и Sm-Nd датирование сульфидсодержащих пород базитовых интрузивов

Екимова Н.А.[1], Серов П.А.[1], Баянова Т.Б.[1], Елизарова И.Р.[2]

[1]ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: nordgirl@list.ru
[2]ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: elizarova@chemy.kolasc.net.ru

Изотопно-геохимические исследования пород и минералов рудоносных объектов, наряду с другими методами изучения, дают важную информацию в понимании процессов породо- и рудообразования и металлогении различных геологических объектов. Очень популярным изотопно-геохронологическим методом определения возраста и природы пород мафит-ультрамафитовых интрузий является Sm-Nd метод. Он позволяет использовать в качестве минералов-геохронометров главные породообразующие минералы – плагиоклаз, орто- и клинопироксен, оливин. В практику Sm-Nd исследований постоянно вводятся новые минералы-геохронометры. Очень желательно для целей геохронологии рудных процессов использовать также сульфиды, т.к. именно они должны прямо показывать возраст рудообразования.

Изотопные Sm-Nd исследования по сульфидам до сих пор не проводятся, т.к. содержания РЗЭ в сульфидных минералах считаются весьма низкими (ниже 0.1 ppm), что объясняют литофильным характером группы РЗЭ, вследствие чего они практически не накапливаются в халькофильных рудах.

Между тем, исследования РЗЭ А.В. Дубинина и его коллег [1, 4, 5], проведенные в сульфидах из гидротермальных источников срединно-океанических хребтов, показали о возможности нахождения РЗЭ в кристаллической решетке сульфидов в измеряемых количествах.

Мы попробовали продолжить эти исследования на сульфидных объектах Балтийского щита, но сначала проверили наши возможности на стандартных образцах. Для отработки методики определения РЗЭ в образцах геологических проб без предварительного разделения и концентрирования были воспроизведены аттестованные значения их концентраций в ГСО 2463 (апатит) и в международных стандартных образцах Национального центра петрографических и геохимических исследо-

ваний в г. Нанси, Франция с использованием квадрупольного масс-спектрометра ELAN 9000 DRC-e (Perkin Elmer, США) в ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты. Условия вскрытия проб включали в себя следующее: навеска геологической пробы ≈ 100 мг, вскрытие в смеси дистиллированных кислот 5 мл HNO_3 + 5 мл HF + 5 мл HCl в одноразовых пробирках для масс-спектрометрии «Digi Tubes» (США) или «Handy-Pak» (Канада) на водяной бане, с одновременным добавлением кислот в виде смеси или в стеклоуглеродных тиглях (СУ-20000), с нагревом на электроплите при поочередном добавлении кислот, с чередованием нагрева-охлаждения. Температура растворов при вскрытии 50 – 60 ^{0}C. В завершении вскрытия для комплексования добавляли 0.1 мл H_2O_2. Растворенную пробу доводили до 50 мл, добавляя 2% HNO_3. Для анализа использовали деионизированную воду (18.0 – 18.4 М Ом · см). Подобранные условия вскрытия и анализа проб дали возможность провести определение макро- и микрокопонентов, РЗЭ и Y в пробах геостандартов, результаты которых хорошо воспроизводят аттестованные значения [2]. Таким же образом был проведен анализ сульфида из габброноритов расслоенной интрузии Пеникат, Финляндия (рис.1, табл.1).

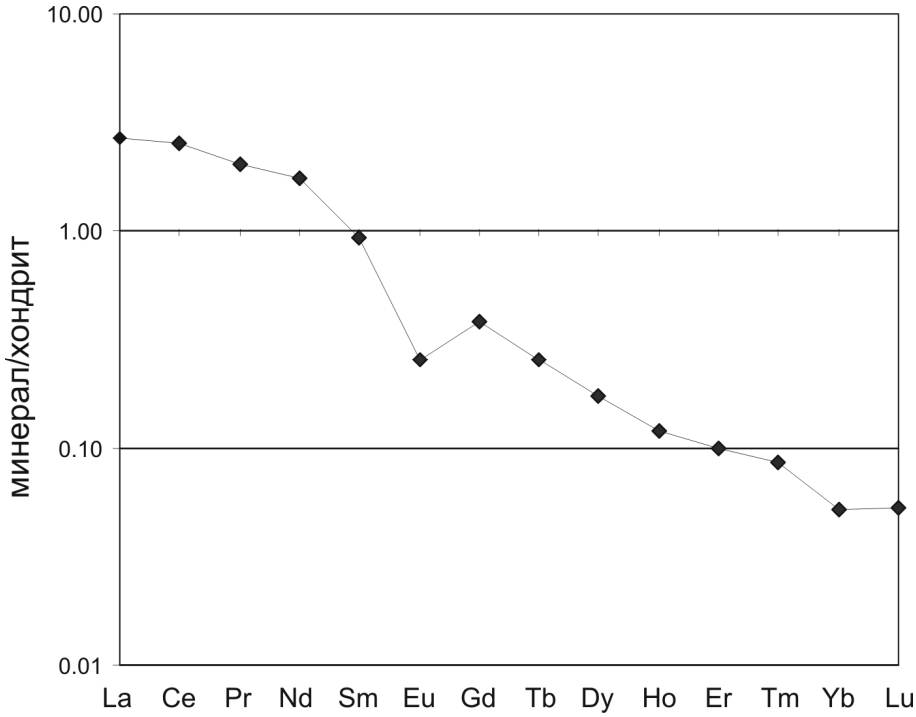


Рис. 1. Распределение РЗЭ в сульфиде из габброноритов расслоенной интрузии Пеникат, Финляндия

Таблица 1. Результаты определения содержания РЗЭ и Y в сульфиде из габброноритов расслоенной интрузии Пеникат, Финляндия (данные ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты)

элемент	Концентрация, ppm	элемент	Концентрация, ppm	элемент	Концентрация, ppm
La	0.63± 0.03	Eu	0.015± 0.0005	Er	0.017± 0.0005
Ce	1.56± 0.007	Gd	0.079± 0.0012	Tm	0.0022± 0.0003
Pr	0.19± 0.004	Tb	0.01± 0.001	Yb	0.0089± 0.0005
Nd	0.82± 0.03	Dy	0.044± 0.002	Lu	0.0013± 0.0001
Sm	0.144± 0.007	Ho	0.0068± 0.0008	Y	0.15± 0.006

Исследования показывают вполне ощутимые и измеряемые концентрации легких РЗЭ, включая Sm и Nd, достаточные для Sm-Nd метода (табл. 1).

Измерения сульфидных минералов проведены масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой и М.Н. Римской-Корсаковой с соавторами [4], но в этом случае авторы использовали предварительное разделение матрицы вскрытых жидких проб и РЗЭ и концентрирование последних. Обе процедуры проводили одновременно с использованием хроматографического

метода в колонках с катионообменником Dowex 50WX8 («Sigma»). Уровень определенных значений концентраций РЗЭ – ppb.

Пробоподготовка минералов для Sm-Nd исследований проводилась по следующей методике: химическое разложение минералов было выполнено из навески (~50 мг), к которой добавляли соответствующее количество раствора смешанного трассера $^{149}Sm/^{150}Nd$. Затем навеску обрабатывали концентрированной плавиковой кислотой (5-10 мл) и выдерживали 1.5-2 часа при комнатной температуре. Далее навеску минерала помещали в тефлоновый вкладыш автоклава и проводили разложение в сушильном шкафу при температуре 170°C в течении нескольких часов. После разложения выпаривали досуха HF и образовавшиеся фториды переводили в хлориды путем упаривания образца 2-3 раза в 4.5-6 N HCl. Для разложения сульфидов навеску образца (около 50 мг) с трассерным раствором обрабатывали царской водкой и выпаривали досуха, после чего также переводили в хлориды путем упаривания образца в 4.5-6 N HCl. Сухой остаток растворяли в ~1 мл 2.3 N HCl и загружали на первую хроматографическую колонку с катионитом Dowex 50W-8 (200-400 меш). Эта колонка используется для выделения суммы РЗЭ с применением ступенчатого элюирования 2.3 и 4.5 N HCl. Выделенную фракцию РЗЭ выпаривали досуха, растворяли в 0.1 N HCl и загружали на вторую колонку с ионитом HDEHP на твердом носителе KEL-F. Отобранные фракции Sm и Nd выпаривали, после чего они уже были готовы для последующего масс-спектрометрического анализа.

Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan - MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме. Все измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по отношению $^{148}Nd/^{144}Nd=0.241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в стандарте JNd1=0.512068.

Объектами исследования сульфидов для целей геологии стали породы двух расслоенных интрузивов – палеопротерозойского Федорово-Панского массива и шведской расслоенной интрузии Ноттреск.

Расслоенный Федорово-Панский интрузив располагается в центральной части Кольского полуострова и простирается в северо-западном направлении на расстояние около 70 км при мощности 3-4 км. Массив состоит из четырех блоков – Федоровотундровского, Ластъяврского, Западно-Панского и Восточно-Панского, каждый из которых содержит сульфидные руды в промышленном количестве.

Для изотопных Sm-Nd исследований из нижней части зоны такситовых габброноритов Федоровотундровского блока интрузива была отобрана геохронологическая проба 48-2G оруденелого такситового меланократового габбронорита (коллекция Н.Н. Грошева). Из этой пробы были выделены и исследованы монофракции плагиоклаза, орто- и клинопироксена и сульфидов (смесь пирита и халькопирита). Масса навесок каждого минерала составляла около 50 мг.

Таблица 2. Изотопные Sm-Nd данные для такситовых габброноритов Федорово-Панского массива и оливиновых габбро массива Ноттреск.

	Содержание, ppm		Изотопные отношения		$\varepsilon_{Nd}(T)$
	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	
рудные такситовые габбронориты Федоровотундровского месторождения					
WR	0.663	2.701	0.141663	0.511775±16	+0.8±0.4
Sulf	0.400	0.267	0.089694	0.510942±37	
Pl	0.179	1.279	0.084560	0.510845±28	
Cpx	2.428	8.485	0.172983	0.512284±14	
Opx	0.230	0.697	0.199591	0.512731±19	
рудосодержащие оливиновые габбро массива Ноттреск					
WR	1.904	8.852	0.130005	0.511803±23	-1.3±0.3
Pl	0.302	3.037	0.060074	0.511001±8	
Opx	0.636	2.340	0.164263	0.512203±21	
Ol	0.090	0.394	0.138856	0.511911±24	
Sulf	1.103	6.178	0.107896	0.511532±28	
Opx+Cpx	2.213	8.547	0.156522	0.512079±10	

Минеральная Sm-Nd изохрона (рис. 2, табл. 2) показала возраст 2475±37 млн. лет, $\varepsilon_{Nd}(T)$ = +0.8±0.4. Этот возраст интерпретируется как время кристаллизации рудоносных габброноритов Федоровотундровского блока массива. Возраст согласуется с прежними данными [3], но здесь самое главное то, что точка сульфида попадает на общую изохрону.

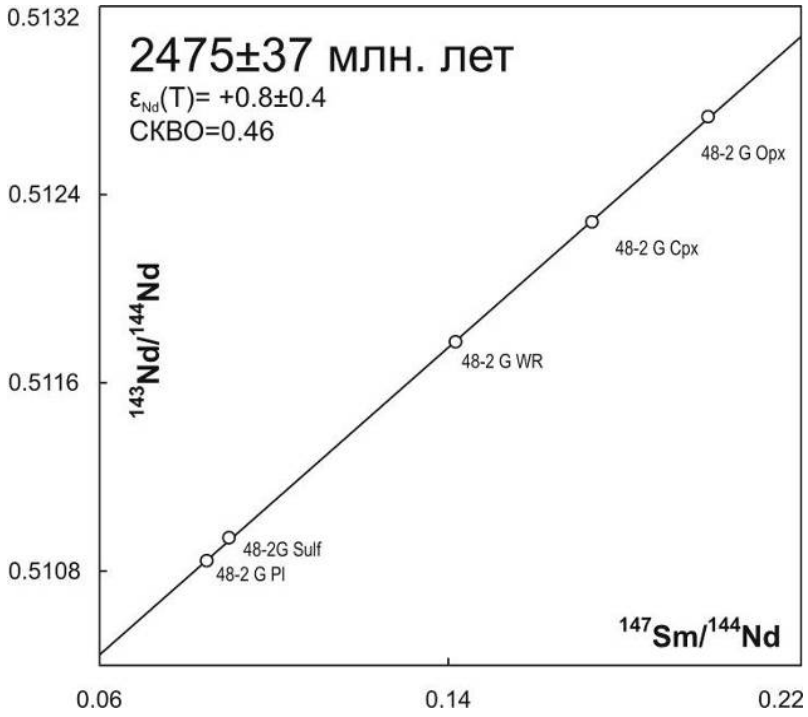


Рис. 2. Минеральная Sm-Nd изохрона для рудных такситовых габброноритов из Федоровотундровского месторождения

Расслоенная интрузия Ноттреск располагается в Северо-восточной части Швеции в окрестностях города Лулео. В составе интрузии выделяются несколько зон: краевая норитовая зона с никелевой минерализацией, зона магнетитовых габбро и верхняя зона оливиновых габбро, содержащая сульфидное оруденение с платиновой минерализацией.

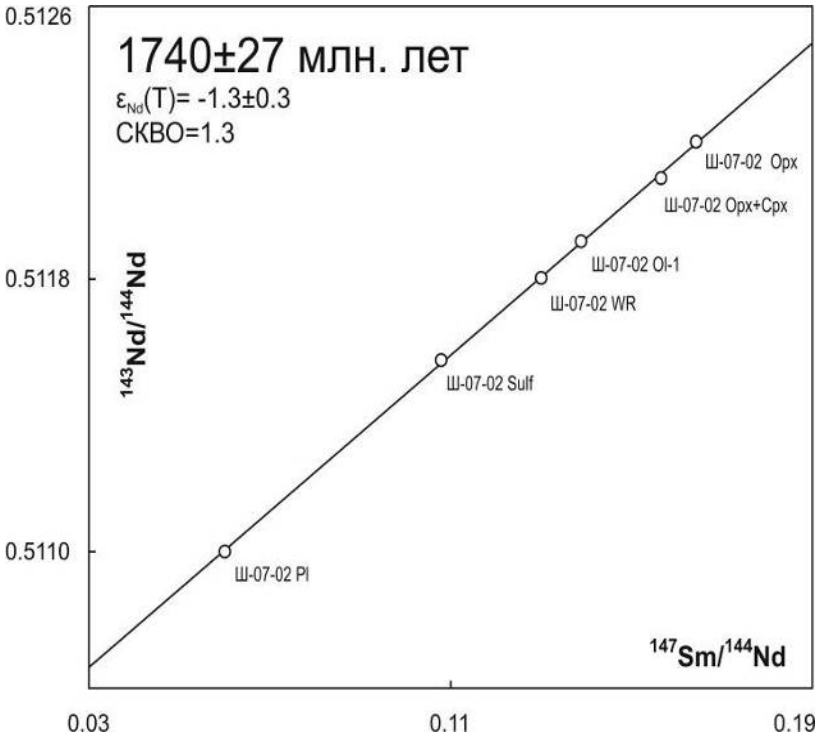


Рис. 3. Минеральная Sm-Nd изохрона для рудосодержащего оливинового габбро массива Ноттреск (Швеция)

Из центральной расслоенной из расслоенной зоны массива на изотопное Sm-Nd датирование отобрана проба Ш-07-02 оливиновых габбро, содержащих сульфидную и платиновую минерализацию.

Для изотопных исследований из этой пробы были выделены плагиоклаз, орто- и клинопироксены, оливин и сульфиды. Вместе с породой в целом выделенные минералы на Sm-Nd диаграмме дают изохронную зависимость с возрастом, равным 1740±27 млн. лет, $\varepsilon_{Nd}(T)$= -1.3±0.3 (рис. 3, табл. 2).

Выводы:

1. Впервые сделан анализ сульфида из габброноритов расслоенной интрузии Пеникат (Финляндия) на содержание РЗЭ без предварительного разделения и концентрирования, по результатам которого получено распределение РЗЭ.

2. Были продатированы сульфидные минералы пород Федорово-Панского расслоенного интрузива (Россия) и массива Ноттреск (Швеция). Полученный Sm-Nd возраст составил 2475±37 млн. лет и 1745±76 млн. лет соответственно. Изотопный Sm-Nd возраст сульфидов с породообразующими минералами показывает время процессов рудообразования.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 07-05-00956 и 08-05-00324, НШ 1413.2006.5, КГ № 02.515.11.5089 и Российского-Финского проекта Interreg Tacis K-0193.

Литература

1. *Дубинин А.В.* Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой: определение редкоземельных элементов в стандартных образцах донных отложений океанского генезиса // Геохимия. 1993б, № 11, с. 1605-1619.

2. *Елизарова И.Р., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Калинников В.Т.* Методические аспекты масс-спектрометрического (ELAN 9000) определения редкоземельных элементов в стандартных геологических образцах // мат. III всероссийской конф. с междунар. участием “Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы”, 18-22 мая 2009 г., Москва, НУ-8, с. 110.

3. *Серов П.А., Ниткина Е.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П.* Сопоставление данных по датированию изотопными U-Pb и Sm-Nd методами пород ранней безрудной фазы и рудовмещающих пород платинометалльного Фёдорово-Панского расслоенного массива // Доклады АН, 2007, т. 415, №, С. 1-3.

4. *Римская-Косакова М.Н., Дубинин А.В., Иванов В.М.* Определение редкоземельных элементов в сульфидных минералах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой после ионообменного концентрирования. // ЖАХ 2003, том 58, № 9, с. 975-979.

5. *Римская-Косакова М.Н., Дубинин А.В.* Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников атлантического океана // Доклады АН 2003, том 389, № 5, с. 672-676.

Металлогеническое районирование докембрия Ростовской области

Зеленщиков Г. В., Зайцев А. В.

ОАО «Южгеология», г. Ростов-на-Дону, e-mail: southgeology@mail.ru

Докембрийские образования залегают на глубине 200 м и глубже на севере области Калач-Эртильском мегаблоке Воронежского кристаллического массива и от 100 м и глубже в Ростовском блоке Приазовского кристаллического массива. Металлогения докембрия изучена в регионе до глубины 500 м.

В пределах Калач-Эртильского мегаблока на площади Воронцовского эпикратонного прогиба выделяется Восточно-Воронежская металлогеническая провинция. Здесь развиты платиноидно-медно-никелевые проявления мамонского типа, связанные с дунит-перидотит-габбро-норитовой формацией. Северная часть Ростовской области входит в Мамоно-Жиряевскую металлогеническую зону [1], где выделяется несколько подтипов интрузивных тел, один из которых (песковатский) находится в пределах Ростовской области. Если по характеру дифференциации и составу породных групп он отличатся от мамонского подтипа высокой степенью дифференциации, то по металлогеническому характеру эти группы интрузивов практически аналогичны. Это выражается как в металло-

гении ликвационных вкрапленных руд, так и в иньекционных массивных и брекчиевидных медно-никелевых руд.

Соотношение никеля и меди по мамоновскому подтипу (26 анализов) и песковатскому (113 анализов) составляет 3:1 в ликвационных рудах, в жильных это соотношение 10:1 в мамоновском подтипе и 8:1 в песковатском [6]. По платиноидам (0,25 г/т) по песковатскому, по мамоновскому (0,3 г/т) – также близкие содержания.

Характер распределения элементов внутри группы платиноидов различен в обоих подтипах для разных форм минерализации. Наиболее высокое содержание платины в ликвационных рудах наблюдается в случае преобладания меди над никелем, а существенное преобладание палладия характерно для иньекционного типа руд, где резко преобладает никель. Можно предположить, что платина связана с медью, а палладий с никелем.

Никеленосные массивы прорывают воронцовскую серию нижнего протерозоя и датируются поздним карелием. Содержание никеля в опоискованном в Ростовской области рудопроявлении «Пионерское» на массиве «Липов куст» - 0,2-0,8%, меди – 0,1-0,5%, кобальта – 0,04%.

Ростовский блок кристаллического фундамента представляет собой восточную опущенную часть Приазовского мегаблока по системе субмеридиональных разломов. В этой пограничной зоне выделяется Латоновский синклинорий – вулкано-тектоническая впадина субмеридионального простирания, сложенная породами метаандезит-метатолеитовой формации миусской серии (AR-PR1) – ортоамфиболитами, метаспилитами, мигматитами; неклиновской серии железисто-кремнито-карбонатной формации (PR1), представляющей собой вытянутые узкие синклинали и мульды, - линейные наложенные впадины; на западе блок ограничен крупным Еланчикским субщелочным массивом центрального типа – еланчикский гранит-граносиенитовый комплекс – верхний карелий [3].

Металлогения миусской серии изучена слабо – известно одно проявление платины в северной части синклинория – содержание 0,5 г/т.

В неклиновской серии в зоне высоко интенсивных магнитных аномалий площадью около 20 км^2 вскрыто три железорудных горизонта истиной мощностью от 7 до 26 м, общей мощностью 60 м.

Руды представлены магнетитовыми кварцитами и сланцами, полосчатыми и массивными гематит-мартитовыми кварцитами. Среднее содержание суммарного железа в рудах составляет 46,04% (по 72 анализам) [2].

В кальцифирах неклиновской серии развита молибденовая минерализация, представленная молибденитом в жилах, а также микроскопическими лейстами молибденита, рассеянными по всей породе, придающие ей характерный темно-фиолетовый цвет. Содержание молибдена на породу до 0,2%.

В граносиенитах еланчикского комплекса в юго-западной части синклинория вскрыто секущее тело мариуполитов мощностью 14 м с содержанием тантало-ниобатов: Nb2O5 – 0,08-0,133%, Ta2O5 – 0,08-0,1%.

В целом Латоновский синклинорий входит в Восточно-Приазовскую металлогеническую провинцию в качестве Латоновской металлогенической зоны, ограниченной с востока Миусским глубинным разломом.

В рифее на юге Восточно-Европейской плиты образовался рифт, разделивший Курско-Воронежский и Украинский щиты [3]. Осадки рифейского возраста, заполнившие рифт, вскрыты под меловыми отложениями на севере центральной части Ростовского выступа и объединены в синявскую серию терригенно-карбонатной и песчанико-конгломератовой молассовой формацией [4].

Металлогения синявской серии представлена золото-серебряно-медной ассоциацией рудных проявлений.

Медная минерализация отмечается во всех свитах синявской серии. Содержание меди колеблется от 0,02 до 1%. Всего выявлено 24 интервала минерализации, связанных с прослоями песчаников и доломитов мощностью от 2 до 25 м. Медь встречается как в самородном виде, так и в виде высокомедистых низкотемпературных сульфидов (борнита и халькозина). В большинстве случаев медь ассоциирует с благородными металлами. Исследователями Ростовского университета [5] сделан вывод, что характеристики рудной минерализации синявской серии подобны основным особен-

ностям крупных стратиформных месторождений медистых песчаников, занимающих второе место в мире по общим запасам меди.

Золото и серебро в большинстве случаев связано с тонкими прожилками совместно с медистыми сульфидами в хавалышской и темерницкой свитах (до 2,4 г/т золота и 300 г/т серебра), кроме того до 1,5 г/т в зонах натриевого метасоматоза хавалышской свиты.

Кластогенное золото связано с конгломератами темерницкой свиты. Максимальные содержания – в нижних 80 м свиты (в среднем 0,2 г/т).

Синявская серия развита в субширотной зоне между реками Темерник и Миус и выделяется в самостоятельную одноименную металлогеническую провинцию.

Литература

1. *Додин Д. А., Чернышов Н. М., Яцкевич Б. А.* Платинометальные месторождения России. С.-Пб.: Наука, 2000. 754 с.

2. *Зайцев А. В., Закруткин В. В., Кулиш Е. А.* Рудоносность метаморфических комплексов восточного склона Украинского щита (Ростовского выступа) // Геологический журнал. 1989. № 5. С. 88-96.

3. *Зайцев А. В., Грановский А. Г., Рышков М. М., Зеленщиков Г. В.* Строение и геодинамика докембрийских структур в зоне сочленения Воронежского кристаллического массива и Ростовского тектонического выступа // Доклады Академии наук. 2003. Т.392. № 1. С. 81-84.

4. *Закруткин В. В., Кулиш Е. А., Зайцев А. В., Кривонос В. П., Полуновский Р. М.* Метаморфические комплексы восточной окраины Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1990. 251 с.

5. *Закруткин В. В., Парада С. Г.* О промышленно-генетическом типе рудопроявлений меди в синявской серии Ростовского выступа Украинского щита // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Новочеркасск. 1999. С. 149-151.

6. *Симон А. К., Зеленщиков Г. В., Лебедько Г. И., Лихачев В. А., Зеленщикова К. Х., Ефанова В. А.* Основные черты строения и формационное расчленение докембрийского фундамента юго-востока Русской плиты // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М.: Недра, 1976. С. 91-106.

Геолого-геофизические критерии выделения палеопротерозойских базит-гипербазитовых интрузий и связанное с ними оруденение (на примере проявления Травяная Губа в Северной Карелии)

Земцов В.А., Кулешевич Л.В.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: zemtzov@krc.karelia.ru; kulushev@krc.karelia.ru

Палеопротерозойские отложения (от 2,6÷2,55 до 2,1-1,9 млрд. лет) Карельского кратона залегают на архейском основании и образуют синклинорные структуры, имеющие рифтогенную троговую или окраинно-континентальную природу (интракратонные щелевидные или окраинные бассейны). Заложение сумийского рифта СЗ простирания произошло 2,55 млрд. л. (рис. 1) над длительно развивавшейся еще с архея областью конвергентных плит в СВ части Карельского кратона и сопряжено с глобальной эпохой раскола первых архейских микроконтинентов и рифтогенезом, происходившим над областью возникшего и длительно существовавшего крупного мантийного плюма [1, 2]. Раскрытие палеопротерозойского рифта сопровождалось излиянием базит-ультрабазитовых магм в Лапландском ЗП на территории Финляндии и на Ветреном Поясе в восточной Карелии. В Беломорье в это время в условиях сильного сжатия внедрились лишь небольшие интрузивные тела лерцолит-габбро-норитового комплекса и рои даек (2433–2460 млн. л.). Сопряженно с главной рифтогенной структурой заложились зоны СВ трансформных разломов, к которым приурочены расслоенные базит-гипербазитовые интрузии (Бураковская, Монастырская и Олангской группы). Палеопротерозойский Лапландско-Карельский рифт отчетливо фиксируется в геофизических полях как самостоятельная СЗ структура. Крупные интрузивные базит-гипербазитовые тела (в СЗ и ЮВ час-

тях Карельского кратона) выделяются по аномальным значениям магнитного поля, а тектонические нарушения (трансформные разломы) - по смещению этих аномалий. И лишь на границе кратона с Беломорской складчатой областью маломощные интрузивные тела проявлены не контрастно на крупномасштабных картах аномального магнитного поля. С сумийскими базит-гипербазитовыми интрузиями связаны месторождения и проявления хромитовых, сульфидно-медно-никелевых и титаномагнетитовых руд, содержащих ЭПГ и Au [3-5].

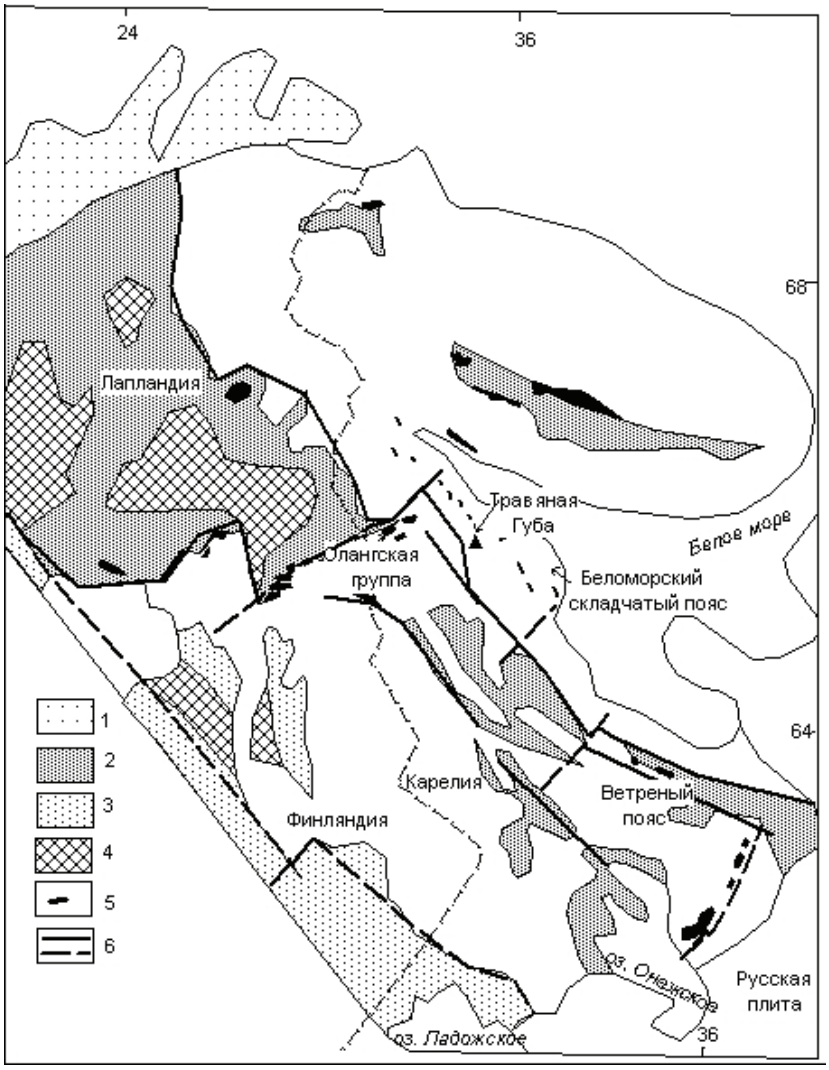


Рис. 1. Лапландско-Карельский палеопротерозойский рифт и региональное положение участка Травяная Губа.

1 – каледониды, 2 – рифтогенные палеопротерозойские осадочно-вулканогенные образования, 3 – аккреционные палеопротерозойские образования; 4 – гранитоиды (1.8-1.74 млрд. л.); 5 – расслоенные интрузии и дайковые тела (PR1 sm), 6 – тектонические зоны, глубинные диагональные и ортогональные трансформные разломы. Треугольник – участок Травяная Губа. Геологические схемы построены на основе работ [1-3, 5].

Интрузивный базит-гипербазитовый магматизм Беломорского складчатого пояса представлен деформированными и метаморфизованными телами и дайками разного возраста (AR2-PR1). Это амфиболиты по габбро (AR2), метаморфизованные небольшие тела и дайки лерцолит-габбро-норитов, габбро-анортозитов (~2,45 млрд. л.), гранатовые габбро (2,1-2,06 млрд. л.) [6]. В связи со свекофеннскими коллизионными процессами, наиболее интенсивно проявившимися в Беломорском складчатом поясе 1,9-1,8 млрд. лет назад, все породы были деформированы и метаморфизованы в условиях повышенных температур и давлений. Оруденение, сопровождающее интрузивные тела, сейчас включает как раннемагматические минералы, так и минеральные ассоциации перекристаллизованных руд.

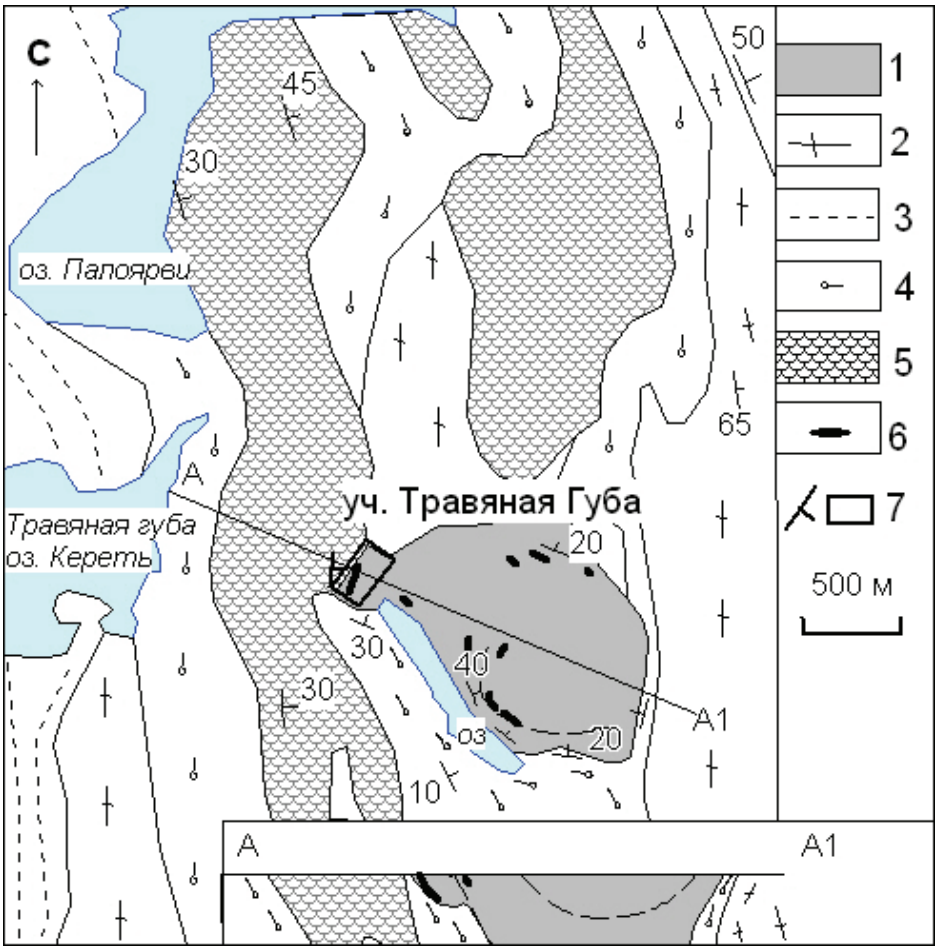


Рис. 2. Геологическое строение участка Травяная Губа. (Схема построена на основе материалов В.С. Степанова [7] и авторов):

1 – интрузивные вебстериты и гранатовые амфиболиты по габбро, 2 – гранито-гнейсы, 3 – кианит-гранат-слюдистые сланцы, 4 – гнейсы по агломератовым туфам, 5 – амфиболиты по базальтам, 6 – рудные тела, 7 – элементы залегания и участок детальных геофизических работ. А-А1 – разрез.

Проявление ильменит-титаномагнетитовых руд Травяная Губа (рис. 2) приурочено к небольшой деформированной расслоенной интрузии, представленной оливиновыми и рудными вебстеритами и гранатовыми амфиболитами по габбро (PR1 sm) в западной части Беломорского пояса [7]. Вмещающие толщи сложены амфиболитами, гранат-биотитовыми гнейсами и кианит-содержащими сланцами лопийского возраста (AR2). Богатая рудная залежь расположена в лежачем боку интрузивного тела и имеет плотность до 4 г/см^3, мощность 45 м, длину до 200 м. К ней приурочена магнитная аномалия (до 50000 нТл). Руды дифференцированы по составу и магнитным свойствам [8]. Сильномагнитные (до 590x10^{-3} ед. СИ) разности представлены богатыми существенно титаномагнетитовыми и ильменит-титаномагнетитовыми рудами, слабомагнитные (до 4x10^{-3} ед. СИ) – ильменитовым минеральным типом. Pt-Pd минералы и Au приурочены к богатым титаномагнетитовым рудам с вкрапленными, сидеронитовыми и симплектитовыми структурами, содержащими сульфиды меди (до 4 %). Минералы Pd и Pt входят (табл. 1) в состав арсенидов и стибиоарсенидов с Bi, Te (изомертиит, Sb-As-палладинит, гуанглинит, Bi-винцентит, сперрилит, Pd-Pt-арсениды и др.), реже они образуют интерметаллиды, сульфиды или встречаются в самородном виде [9]. Концентрация благородных металлов (платиноидов и золота) составляет в сумме до 3,5-4 г/т [7]. В ильменитовом типе руд концентрация ЭПГ резко снижается: в рудах встречаются Rh-сперрилит, самородные Ag, Bi, реже галенит, киноварь (табл. 2), из акцессорных минералов развиваются циркон, монацит, что отражает влияние коровых процессов (метаморфизма и гранитообразования).

Таблица 1. Минералы палладия и платины (мас. %)

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Fe (%)	0.97	3.12		2.04	4.09	1.20	1.8	1.36			1.37	1.60	2.96	2.63	4.34
Co											1.32	3.23			
Ni				1.42		0.97	5.11	0.72			7.37	6.12	5.18	18.03	3.18
Cu	2.37	1.38	2.42	2.5	0.63	3.14	3.62				1.23				16.27
As	9.37	8.90	9.56	13.7	8.38	20.08	20.01	12.75	10.42	18.78	25.04	14.76	11.75	19.66	9.92
Pd	71.45	70.07	74.43	69.26	67.39	74.61	69.38	83.23	82.37	81.22	62.31	53.45	56.14	50.01	53.96
Pt					8.49						1.36				2.87
Sb	9.92	4.53	9.48	5.68	6.57				7.22			1.42	2.09	2.26	2.03
Bi	4.91	9.71	4.11	3.42	4.02			1.94				19.42	21.88	7.41	7.43
Te	1.01	2.28		1.98	4.53										
Сумма	100	99.99	99.99	100	100	100	100	100	100.01	100	100	100	99.99	100	100
Автор № обр.	1006-12-1	1006-16-1	1006-38-1	1006-18	1006-21-1	1006-25-1	1007-23-1	1006-24-1	1006-31-1	1006-34-1	1007-8-1	1006-36-1	1001-9-1	1001-12-1	1007-13-1
Ат.%	Пересчет состава на атомные проценты														
Fe	1.79	5.84		3.62	7.76	2.03	2.93	2.45			2.19	2.89	5.6	4.13	7.10
Co											2.01	5.52			
Ni				2.39		1.56	7.94				11.23	10.52	9.31	26.93	4.95
Cu	3.87	2.28	3.95	3.88	1.01	4.68	5.20	1.14			1.72				23.40
As	12.97	12.42	13.26	18.06	11.54	25.37	24.46	17.07	14.3	24.72	29.88	19.87	16.56	23	12.10
Pd	69.65	68.85	72.66	64.3	64.32	66.36	59.47	78.42	79.61	75.28	52.35	50.65	56.14	41.21	46.34
Pt					4.45						0.62				1.34
Sb	8.46	3.89	8.09	4.61	5.41							1.17	1.81	1.63	1.52
Bi	2.44	4.86	2.04	1.62	1.96							9.37	11.05	3.11	3.25
Te	0.82	1.87		1.53	3.56										
K:A	3:1	~3:1	~3:1	3:1	~3:1	3:1	3:1	~4:1	4:1	3:1	7:3	7:3	7:3	~7:3	~5:1
Fe (%)	3.47	23.8			2.63	2.67									0.86
Co	15.07														
Ni	6.43					0.75									
Cu			5.99	6.24		1.16	2.12	0.96							
As	30.17		3.18		26.72	35.78	23.5		43.08	42.84	42.31	43.21	41.79	41.31	41.12
Pd	44.86	47.92	66.80	66.54	44.15	24.43	12.3	2.37							
Pt					29.13	34.54	62.09	96.67	56.92	57.16	57.64	56.79	55.58	54.64	48.55
Rh													1.9	3.07	7.18
S		28.29				0.67							0.72	0.99	2.48
Sn			22.48	26											
Au			1.56												
Сумма	100	99.99	100.01	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99.99	100.01	99.99
Автор № обр.	1006-29-1	1006-25-2	1006-17-1	1001-11-1	1006-32	1006-30-1	1006-15-1	1006-15-2	1006-19	1006-20	1006-28	1001-8-1	1003-22	1003-23	1003-26
Ат.%	Пересчет состава на атомные проценты														
Fe	4.97	24.23				4.86									1.27
Co	20.42														
Ni	8.75					1.29									
Cu			9.79	10.3		1.86	4.27	2.83							
As	32.17		4.41		38.73	48.53	40.17		66.34	66.12	65.63	66.46	63.12	61.81	57.35
Pd	33.68	25.61	65.27	66.25	45.06	23.34	14.8	4.19							
Pt					16.21	17.99	40.76	92.98	33.66	33.88	34.37	33.54	32.24	31.40	26.01
Rh													2.09	3.34	7.29
S		50.16											2.54	3.44	8.08
Sn			19.7	23.45											
Au			0.82												
K:A	2:1	~1:1	3:1	~3:1	~3:2	1:1	3:2	-	1:2	1:2	1:2	1:2	~1:2	~1:2	~1:2

Примечание. Ан. 1-5 – Bi-Sb-As-палладиниты $(Pd, Cu)_3(As, Sb, Bi, Te)_1$, из них ан. 5 – Bi-винцентит $(Pd, Pt)_3(As, Sb, Bi, Te)_1$; ан. 6-7 - арсенопалладинит (Pd_3As); ан. 8-10 – арсениды палладия (от Pd_4As – до Pd_3As); ан. 11 - Pd-Ni-арсенид $(Pd, Ni)_7(As)_3$; 12-14 – Pd-Ni-бисмутоарсениды $(Pd, Ni)_7(As, Bi)_3$; 15 - ан. $(Pd, Cu)_5(As, Bi)_1$; 16 – Co-Pd арсенид $(Pd, Co, Ni)_2As$, Co-маякит ?); ан. 17 – сульфид палладия (Pd, Fe)S - ?); ан. 18-19 – станнопалладинит $(Pd, Cu, Au)_3(Sn, As)$; 20-22 – Pt-палладоарсениды; 23 – платина; 24-27 – сперрилит $PtAs_2$, 28-30 – родиевый сперрилит $(Pt, Rh)As_2$.

Таблица 2. Самородные металлы и редкие сульфиды и сульфоантимониды (мас. %).

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ag			98.8	99.04	98.50								
Bi						95.62	100						
S		0.75	1.2	0.96	1.20			14.88	14.25	15.58	15.04	28.66	22.87
Pb								85.12	85.75				37.44
Hg										84.42	84.96		
Fe													3.65
Sb												71.34	36.04
Se	97.48												
Сумма	97.48	100	100	100	100	95.62	100	100	100	100	100	100	100
№ обр.	1006	1001	1003	1015	7340-5	1003	7340-5	1015	1007	1015	1007	1015	1015

Примечание. 1 – селен (титаномагнетитовые руды). 2-5 – самородное серебро, 6-7 – висмут, 8-9 – галенит, 10-11 – киноварь, 12 – антимонит, 13 – бертьерит. (1-2, 6 - ильменит-титаномагнетитовые руды, 3-5, 7-13 – ильменитовые руды). Сумма приведена к 100 %.

Литература

1. *Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др.* Магматизм и металлогения рифтовых систем восточной части Балтийского щита. СПб.: «Недра», 1993. 244 с.

2. *Турченко С.И.* Металлогения тектонических структур протерозоя. СПб: «Наука», 2007. 175 с.

3. *Металлогения Карелии.* Петрозаводск, 1999. 335 с.

4. *Гроховская Т.Л., Лапина М.И.. Ганин В.А., Гриневич Н.Г.* Проявления ЭПГ-минерализации в Бураковском расслоенном комплексе (Южная Карелия, Россия) // Геология рудн. мест. 2005. Т. 47. № 4. С. 315-341.

5. *Филиппов Н.Б., Голубев А.И., Малашин М.В.* Металлогения палеопротерозоя // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: «Геокарт, Геос», 2006. Вып 2. С. 181-187.

6. *Степанов В.С.* Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: «Наука», 1981. 216 с.

7. *Степанов В.С.* Благороднометальное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2001. Вып. 4. С. 54-62.

8. *Земцов В.А., Кулешевич Л.В., Цельмович В.А.* Минералогия и магнетизм благороднометалльных титаномагнетитовых руд участка Травяная Губа (Северная Карелия) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Теория, практика, эксперимент. М.: «Геос», 2007. С. 59-63.

9. *Кулешевич Л.В., Земцов В.А., Слюсарев В.Д.* Минералогия и локализация благороднометаллльного оруденения в Северной Карелии по геолого-геофизическим данным // Геология и минерагения Кольского региона. Труды Всерос. науч. конф. и IV Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 2007. С. 105-109.

Архейские литосферные кили и перспективы алмазоносного магматизма Северо-Востока Балтийского щита

Зозуля Д.Р.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: zozulya@geoksc.apatity.ru

Формирование глубоких литосферных килей архейского возраста является одним из важнейших условий проявления алмазоносного магматизма. Считается, что кимберлитовая магма образуется на границе литосферы и астеносферы и при подъеме к поверхности дренирует различные уровни литосферной мантии. При этом ее алмазоносность будет зависеть от того, достигает ли нижняя граница литосферы алмазных фаций глубинности и какова мощность дренируемого алмазного «окна».

Кольский регион рассматривается как перспективный на коренной алмазоносный магматизм, так как для него выполняется наиболее общая региональная геолого-структурная предпосылка обнаружения кимберлитов – их преимущественная приуроченность к архейским геологическим обра-

зованиям с возрастом пород древнее 2500 млн лет (так называемое «правило Клиффорда»). Известны и другие благоприятные признаки – широкое развитие щелочных пород, в том числе наличие дайково-эксплозивных тел щелочно-ультраосновного и щелочного состава, а также находки в рыхлых отложениях обломков кимберлитов, индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) и зерен алмазов. На основе этих данных в пределах Кольского региона сейчас выделяются такие перспективные на поиски участки как Ермаковское поле с установленными телами кимберлитов [4], а также Макеевское, Пялицкое, Пулоньгское и Снежницкое поля [2].

В данной работе предлагается использовать данные по составу и строению литосферной мантии региона, полученные на основании химизма и рассчитанных температуры и глубины кристаллизации мантийных минералов, для выявления перспектив коренной алмазоносности региона и его отдельных районов.

В работе использовалась коллекция ИМК, собранная при шлиховом опробовании рыхлых отложений (главным образом аллювиальные и гляциальные осадки) южной (Ермаковское и Макеевское поля) и юго-восточной (Пялицкое, Пулоньгское и Снежницкое поля) частей Кольского региона. Кроме того, были исследованы высокобарические минералы из кимберлитовой трубки Ермаковская-7, расположенной в южной части Кольского региона.

Для решения поставленных задач в первую очередь был использован гранат пиропового состава, относящийся к минералам разных мантийных фаций глубинности. В глубинных мантийных породах (дайки и трубки взрыва кимберлитов, щелочных и щелочно-ультраосновных пород) этот минерал появляется в результате дезинтеграции мантии и принадлежит двум глубинным ассоциациям: ультраосновной (лерцолитовая, гарцбургитовая, верлитовая) и эклогитовой (железо-магнезиальная, глиноземистая). При этом пироп встречается либо в виде ксенокристов, либо в составе разнообразных мантийных ксенолитов, либо в виде включений в алмазах (в кимберлитах). Для минералов различных ассоциаций установлены характерные особенности химического состава, которые являются следствием разных *PT*-параметров их кристаллизации [5, 6].

Пиропы из рыхлых отложений юго-восточной части Кольского региона показывают следующие вариации составов (мас. %): Cr_2O_3 (0.1 – 11), CaO (1.2 – 9.0), MgO (10 – 22) и TiO_2 (0 – 0.4). С использованием систематики [5, 6] установлено, что преобладающая часть пиропов принадлежит к потенциально алмазоносной лерцолитовой ассоциации (G9) – 45% выборки. Уникальным является высокое количество пиропов потенциально алмазоносной малокальциевой гарцбургитовой ассоциации (G10) – около 30% (для большинства кимберлитовых проявлений мира эта группа редко превышает 10%), что, по-видимому, отражает особенности глубинного строения литосферной мантии региона. Отмечается также практически полное отсутствие гранатов потенциально алмазоносной высококальциевой верлитовой ассоциации, что является сходным с кимберлитами Архангельской провинции [1]. Среди пиропов группы G10 можно выделить подгруппу гранатов ассоциации «включений в алмазах» с параметрами химического состава Cr_2O_3>5 мас. %, CaO – 0-7.4 мас. % [5]. Количество таких пиропов составляет около 9% от общей выборки. Следует отметить, что для отнесения коренных кимберлитов к промышленно алмазоносным часто используется следующий минералогический критерий – количество пиропов алмазной ассоциации должно составлять не менее 5% случайной выборки. Пиропы ультраосновных генетических групп G9 и G10 по всем этим критериям имеют кимберлитовое происхождение.

Около 25% гранатов из всей коллекции относятся к группе G3 (пироп-альмандины), они характеризуются пониженными концентрациями MgO (10-16 мас. %), Cr_2O_3 (<1 мас. %), и повышенными FeO (10-18 мас. %). Гранаты такого состава обнаружены в глубинных эклогитовых ксенолитах трубок взрыва и даек щелочного и щелочно-ультраосновного состава, которые широко распространенны в пределах Кольского региона, а также в малоглубинных коровых эклогитах региона. Некоторая часть таких гранатов с наиболее высокими содержаниями MgO и FeO (около 10% от общей выборки) может быть отнесена к ассоциации магнезиально-железистых эклогитов, алмазоносные ксенолиты которых встречены в кимберлитах Архангельской провинции [1].

Количественное распределение пиропов из рыхлых отложений региона между ультраосновной (80%), магнезиально-железистой эклогитовой (10%) потенциально алмазоносными ассоциациями, а также ассоциацией включений в алмазах (10%) оказывается сходным с таковым для кимбер-

литов Золотицкого поля Архангельской провинции (75%, 11% и 11%, соответственно [1]). Это является важным показателем возможности обнаружения высокоалмазоносных кимберлитов – аналогов Архангельской провинции – в пределах Кольского региона.

Для пиропов ультраосновных ассоциаций (группы G9 и G10) были рассчитаны значения температур кристаллизации (Ni-термометр по [10]). Разброс рассчитанных значений составил от 650°C до 1250°C. Для оценки глубины происхождения пиропов использовалась модельная геотерма [7]. При этом для большей части минералов из проанализированной выборки (~80%) кристаллизация пиропов могла происходить на глубинах неалмазоносных фаций (нижняя граница – около 130 км). Около 20% от всей выборки принадлежат алмазным фациям глубинности (130-190 км).

На основе полученных данных намечается неоднородность в строении мантии Кольского кратона. В верхнем слое от 75 до 110 км пиропы представлены преимущественно лерцолитовыми ассоциациями. Нижний слой (от 110 до 190 км) имеет равно-пропорциональный лерцолит-гарцбургитовый состав. Следует отметить, что стратифицированное строение мантии установлено и для большей части Карельского кратона с полями алмазоносных кимберлитов и лампроитов Каави-Куопио и Кухмо [8, 9]. Наличие значительного количества «гарцбургитовых» пиропов предполагает архейский возраст литосферной мантии Кольского кратона по аналогии с Карельским кратоном [7].

Гранаты из кимберлитовой трубки Ермаковская-7 показывают следующие вариации составов (мас.%): Cr_2O_3 (5 – 10), CaO (2 – 6.5), MgO (19 – 21) и TiO_2 (0 – 0.4). Пиропы имеют отличное от таковых из юго-восточной части распределение химико-генетических групп: здесь пиропы групп G9 и G10 характеризуются равно-пропорциональным составом, а пиропы группы G3 отсутствуют. Гранаты гарцбургитовой ассоциации G10 из трубки характеризуются пониженной магнезиальностью. Это, скорее всего, отражает особый состав литосферной мантии в южной части Кольского региона по сравнению с его юго-восточной частью. Рассчитанные температуры кристаллизации для пиропов трубки Ермаковская-7 варьируют в пределах 650-1000°C, что соответствует глубинам 75-140 км. Сходные величины температур получены и для хромшпинелидов из этой жи трубки (820-1080°C, Zn-термометр по [10]). Это показывает, что кимберлитовая магма дренировала уровни мантии начиная с пограничных глубин стабильности алмаза (верхняя граница – 130 км), что подтверждается слабой алмазоносностью этих кимберлитов.

Полученные данные свидетельствуют об однородном нестратифицированном лерцолит-гарцбургитовом составе литосферной мантии района трубки Ермаковская-7, что является отличным от строения мантии юго-восточного района Кольского кратона. Подобное строение и состав литосферной мантии отмечается для крайнего северо-восточного сегмента Карельского кратона, где недавно обнаружено поле кимберлитов Куусамо. Возможным фактором таких локальных различий в строении мантии может быть влияние позднепротерозойских и палеозойских наложенных процессов, связанных с рифтогенезом, приведших, в частности, к образованию Кандалакшского грабена. Мантийный метасоматоз вероятно объясняет различие в содержании TiO_2 для двух пространственных групп пиропов: повышенные значения (среднее 0.21 мас. %) для кимберлитовой трубки Ермаковская-7 южной части Кольского региона и пониженные (среднее 0.11 мас. %) для пиропов из юго-восточной части региона.

Перспективы алмазоносности юго-восточной части Кольского полуострова подтверждаются также проведенным исследованием *PT*-параметров кристаллизации высокобарических хромдиопсидов [3]. Около 15% проанализированных хромдиопсидов из рыхлых отложений района попадают в область устойчивости алмаза (40-60 кбар - глубина 140-200 км и 800-1100°C). Они образуют "пироксеновую геотерму" с пониженными значениями теплового потока (35-38 мВт/м^2), наиболее оптимальными для проявлений алмазоносного кимберлитового магматизма. При этом "пироксеновая геотерма" для южной части Кольского региона, примыкающей к Кандалакшскому грабену, имеет повышенные значения теплового потока 38-44 мВт/м^2, а *PT*-параметры кристаллизации пироксенов попадают здесь в область устойчивости не алмаза, а графита (20-50 кбар - глубина 75-150 км и 600-1150 °C).

Если объединить приведенные данные с результатами изучения *PT*-параметров образования высокобарических мантийных минералов из кимберлитов и лампроитов Карельского кратона [8,

9], то может быть представлена следующая структурно-вещественная модель литосферной мантии восточной части Балтийского щита с ЮЗ на СВ по разрезу «Карельский кратон»-«Кандалакшский грабен»-«Кольский кратон» (рис.). Для юго-западной части Карельского кратона (поля кимберлитов и лампроитов Каави-Куопио и Кухмо) и крайней юго-восточной части Кольского кратона (Пялицкое, Пулоньгское и Снежницкое поля) установлено стратифицированное строение литосферной мантии. Наименее глубинный слой 75-110 км здесь имеет существенно верлитовый или лерцолитовый состав в Карельском кратоне и существенно лерцолитовый в Кольском кратоне. Средний слой 110-190 км имеет смешанный лерцолит-гарцбургитовый состав в обоих кратонах. Наиболее глубинный слой 190-230 км характеризуется лерцолитовым или смешанным лерцолит-гарцбургитовым составом в Карельском кратоне, и он отсутствует в Кольском кратоне. Для северо-восточной части Карельского кратона (поле Куусамо) и южной части Кольского кратона (Ермаковское поле), примыкающих к Кандалакшскому грабену, установлен однородный лерцолит-гарцбургитовый состав мантии до глубины 180 км и 140 км соответственно, что может быть связано с метасоматической переработкой архейской мантии этих сегментов на поздних (PR_3, PZ) этапах рифтогенеза.

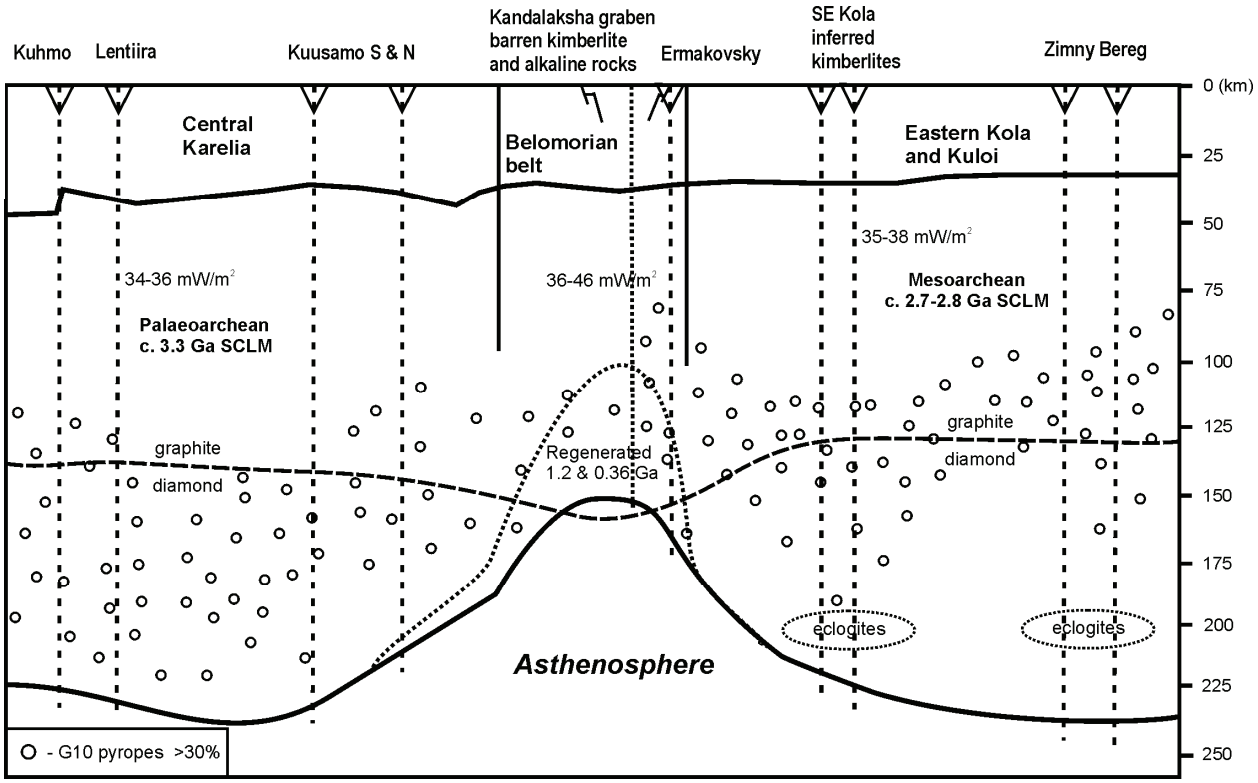


Рис. Схематический разрез литосферной мантии восточной части Балтийского щита с ЮЗ на СВ по разрезу «Карельский кратон»-«Кандалакшский грабен»-«Кольский кратон» и проявления кимберлитового магматизма

Таким образом, проведенные исследования показывают повышенный потенциал на обнаружение алмазоносного магматизма в юго-восточной наиболее кратонизированной и "холодной" части Кольского региона (с образованием мантийного киля до глубины 190-200 км) по сравнению с его южной, более западной частью. В то время, как в последней обнаружены только слабоалмазоносные кимберлиты, пиропы из полей крайней юго-восточной части региона по своим химико-генетическим параметрам соответствуют высокоалмазоносным кимберлитам и сходны с таковыми из богатоалмазоносных кимберлитов Архангельской провинции и перспективно промышленных кимберлитов Финляндии.

Исследования проводились при поддержке Приоритетных программ №№ 6 и 8 ОНЗ РАН.

Литература

1. Архангельская алмазоносная провинция / Под ред. О.А. Богатикова. М.: изд-во МГУ, 2000. 524 с.
2. *Гавриленко Б.В., Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р. и др.* Перспективы россыпной алмазоносности Кольского региона // Вестник МГТУ. 2000. Т.3. № 2. С. 235-244.
3. *Зозуля Д.Р., Пелтонен П., О'Брайен Х., Лехтонен М.* Мантийные фации глубинности высокобарических пироксенов Кольского региона // ДАН. 2009. Т. 424. №4. С. 505-509.
4. *Калинкин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В.* Кимберлиты и родственные породы Кольского региона // Петрология. 1993. Т.1. № 2. С. 205-214.
5. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 263 с.
6. *Gurney J.J.* A correlation between garnets and diamonds // University of WA. 1984. Publ. 8. P. 143-166.
7. *Kukkonen I.T., Peltonen P.* Xenolith controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: Implications for lithosphere-asthenosphere relations // Tectonophysics. 1999. V. 304. № 4. P. 301-315.
8. *Lehtonen M.L., O'Brien H.E., Peltonen P. et al.* Layered mantle at the Karelian Craton margin: P-T of mantle xenocrysts and xenoliths from the Kaavi-Kuopio kimberlites, Finland // Lithos. 2004. V. 77. P. 593-608.
9. *Peltonen P., Brügmann G.* Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): Geochemical and Re-Os isotope constraints // Lithos. 2006. V. 89. P. 405-423.
10. *Ryan C.G., Griffin W.L., Pearson N.J.* Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks // Journal of Geophysical Research. 1996. V. 101. P. 5611-5625.

Золотоносность архея и протерозоя Фенноскандинавского щита – проблемы и перспективы

Иващенко В.И.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: ivashche@krc.karelia.ru,

Золоторудные месторождения на Фенноскандинавском щите сосредоточены преимущественно в палеопротерозойских и неоархейских зеленокаменных поясах и свекофеннидах, соответствующие рудные объекты в пределах которых в генетическом аспекте практически идентичны. Они относятся к нескольким генетическим типам [3], главными среди которых являются орогенический мезотермальный, порфировый (intrusion-related), колчеданный (VMS) и эпитермальный (табл.). Формирование золоторудных месторождений происходило, главным образом, в неоархейскую (2,8-2,5 млрд. лет) и свекофеннскую (1,9-1,8 млрд. лет) металлогенические эпохи.

Месторождения золота о*рогенического мезотермального типа* широко распространены в докембрие, размещаясь в аккретированных и коллажированных террейнах и контролируясь зонами сдвиговых дислокаций глубинного заложения [8]. На Фенноскандинавском щите, по времени формирования и кратонизации отдельных его частей подразделяющегося на три домена - архейский, свекофеннский и готский, образование золотого оруденения орогенического типа происходило в коллизионные стадии их развития. Для архейского домена это относится к соответствующим периодам эволюции входящих в его состав Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей, а также к свекофеннскому этапу развития сформированных в его пределах палеопротерозойских рифтогенных зеленокаменных поясов. Для Свекофеннского домена, являющегося результатом конвергентного взаимодействия новообразованной океанической коры и Карельского кратона, формирование орогенических мезотермальных золоторудных месторождений сопряжено с коллизией по оси Раахе-Ладога и проявлением максимальной интенсивности соответствующего рудогенеза на удалении 50-200 км от нее (р. Шеллеффте, Раахе-Хаапаярви) [3]. Золоторудоконтролирующие сдвиговые структуры установлены также в сланцевом поясе Тампере, провинции Бергслаген, ЮЗ Финляндии и С. Приладожье.

Сопоставление главных характеристических признаков золоторудных месторождений неоархейских и палеопротерозойских зеленокаменных и гранитоидных комплексов Фенноскандинавского щита

Характеристические признаки	Архей	Протерозой
Орогенический мезотермальный тип		
Формационный тип	Золото-сульфидный (Пампало, Валкеасуо, Хатуноя, Педролампи, Рыбозеро, Оленинское)	Золото-арсенидный (Суурикуосикко, Осиконмяки, Пякюля) Золото-сульфидный (Пахтаваара, Юомасуо, Саттопора) Золото-теллуридный (Райконкоски)
Минеральный тип	Золото-пирит-пирротиновый Золото-пирротин-арсенопиритовый	Золото-арсенопиритовый Золото-пиритовый Золото-халькопиритовый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам. Au – 70-100%, Ag – 0-25%, Cu – 0-0,53%, Sb – 0-2,8%, Hg – 0-5%	Invisible gold, Золото сам. Au – 40-100%, Ag – 0-60%, Hg – 0-23%, Se – 0-1,7%, Te-0-5%
Ресурсы/Добыча Au, т	200/1,8	870/130
Порфировый (intrusion-related) тип		
Формационный тип	Медно-золоторудный (Лобаш-1, Золото-редкометалльный (Ялонвара, Пеллапакх)	Медно-золоторудный (Айтик, Бьеркдал, Копса, Йохинева, Курула)
Минеральный тип	Золото-полисульфидный Золото-пиритовый	Золото-халькопиритовый Золото-арсенопиритовый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам. Au – 65-100%, Ag – 0-35%, Cu – 0-0,5%	Золото сам. Au – 40-100%, Ag – 0-55%, Cu – 0-0,9%, Hg – 0-12%
Ресурсы/Добыча Au, т	60/0	270/70
Колчеданный (VMS) тип		
Формационный тип	Золото-сульфидный (С.-Вожминское, Талпус, Ньяльмозерское)	Золото-сульфидный (Оутокумпу, Пюхясалми, Хавери, Виханти, Фалун, Ренстром)
Минеральный тип	Золото-полисульфидный Золото-халькопирит-пиритовый	Золото-полисульфидный Золото-халькопирит-пирротиновый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам.	Золото сам. Электрум.
Ресурсы/Добыча Au, т	5/0	150/90
Эпитермальный тип		
Формационный тип	Золото-кварцевый (Кюльмякангас)	Золото-теллуридный (Кутемаярви, Йарвенпаа) Золото-полисульфидный (Болиден)
Минеральный тип	Золото-пиритовый	Золото-алтаит-пиритовый Золото-арсенопирит-пиритовый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам	Золото сам. 94.9% Au, 2.4%, Ag 2.1% Pb; Au-Ag-Hg
Ресурсы/Добыча Au, т	?/0	200/150
Ресурсы/Добыча золота (т) - всего	265/1,8	1490/440

Примечание: с использованием данных [2,6], http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/depositlist.html, http://geo-maps2.gtk.fi/website/fodd/viewer.html.

Наиболее значимым и исследованным орогеническим мезотермальным оруденением золота в архее Фенноскандинавского щита являются месторождения района Иломантси (Финляндия) зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Тулос, в пределах российской части которого в сходной геологической позиции выявлено (КГЭ, ИГ Кар.НЦ РАН,) несколько перспективных рудопроявлений золота (Соанъоки, Хатуноя, Пролонваара, Юованъйоки и др.). В других архейских зеленокаменных поясах щита по масштабам и изученности выделяются месторождения Рыбозеро (3,28 т Au; 2,18 г/т) и Педролампи (3,4 т Au; 5,9 г/т) в Карельской гранит-зеленокаменной области [3] и Оленинское (28 т Au, 3,1 г/т), Няльм (34,5 т Au, 0,35-3,7 г/т) – в Кольской [1].

Орогеническое мезотермальное золото в протерозое Фенноскандинавского щита представлено серией промышленных месторождений в Лапландском зеленокаменном поясе, среди которых одно из крупнейших в регионе - Суурикуосикко (>110 т; 6,1 г/т) и свекофеннидах (Осиконмяки, Йокисиву, Лайвакангас, Пякюля, Янис).

Промышленное оруденение золота *порфирового типа (intrusion-related)* по числу месторождений проявлено в пределах Фенноскандинавского щита незначительно. Однако по ресурсам и добыче золота в совокупности с комплексным характером руд представляется одним из ведущих геолого-промышленных типов месторождений золота в регионе. В архее это месторождения Лобаш-1 (5,06 т Au, 4,71 г/т), Пеллапакх (24 т Au, 0,1 г/т) [2, 6], Ялонвара и, вероятно, Таловейс и Заломаевское. В протерозое – Айтик (120 т Au, 0,2 г/т), Бьеркдал (20 т Au, 2,5 г/т), Копса (14 т Au) и др.

Золотонесущие колчеданные месторождения (VMS тип) по состоянию изученности известны только для протерозоя - Оутокумпу - добыто 28 т Au, Виханти и Пюхясалми - добыто ~30 т Au и др.

Эпитермальный тип золоторудной минерализации в Фенноскандии представлен преимущественно свекофеннскими месторождениями, три из которых разрабатывались (Болиден - 128 т Au, Энасен - 20 т Au, Кутемаярви - >15 т Au). Количество золота, полученного из руд этих месторождений, составляет почти половину от всего объема его добычи в регионе за весь исторический период.

Сопоставление главных характеристических признаков золоторудных месторождений неоархея и палеопротерозоя Фенноскандинавского щита (табл.) показало их сходство и различия. Они в полном объеме сходны по генетическим типам месторождений и частично по минеральным типам оруденения, что, вероятно, свидетельствует о принципиально близкой идентичности геодинамических обстановок и эндогенных режимов их формирования. Отличия, заключающиеся в большем разнообразии минеральных типов оруденения, форм нахождения и состава золота, более широком спектре минералов-спутников золота с невысокими значениями удельной энергии кристаллической решетки и гораздо больших запасах протерозойских золоторудных месторождений Фенноскандинавского щита по сравнению с архейскими, предопределяются, по-видимому, различиями динамики проявления эндогенных процессов, ответственных за PT-градиентные параметры соответствующих рудных систем в архейский и протерозойский этапы эволюции данного щита. Это нашло свое отражение также в крайне ограниченном распространении в архейских комплексах эпитермального и колчеданного (VMS) золотого оруденения (единичные мелкие проявления), арсенопиритсодержащих минеральных ассоциаций и «invisible gold», мелкомасштабности архейских золото-порфировых месторождений, преимущественно связанных с гранитоидами и крупноразмерности их протерозойских аналогов, образованных, главным образом, в связи с монцонитоидами и тоналитами. В совокупности с другими геологическими и геофизическими данными сравнительный анализ золотоносности неоархейских и палеопротерозойских зеленокаменных и гранитоидных комплексов Фенноскандинавского щита показал его металлогеническое своеобразие в распределении запасов золота между археем и протерозоем (табл.). Из всего объема добытого в пределах щита золота (~500 т), на долю архейских месторождений приходится ~ 2 т (м. Пампало, Финляндия). Протерозойские (свекофеннские) месторождения Болиден (добыто 128 т Au, 411 т Ag), Айтик (активные запасы: Au – 140 т; Ag – 2800 т) и Суурикуосикко (>115 т Au) - самые крупные золоторудные объекты Европы.

Соответственно, исходя из этого, главными проблемами золотоносности Фенноскандинавского щита в настоящее время являются невыясненность причин низкого золоторудного потенциала его архейских гранит-зеленокаменных комплексов по сравнению с другими докембрийскими регионами и металлогеническая двусмысленность K-Ar и Rb-Sr датировок метасоматитов золоторудных месторождений в пределах Карельского кратона и Беломорского мобильного пояса.

Первая из проблем, выражающаяся в некоем металлогеническом своеобразии рассматриваемого щита, большинством геологов считается кажущейся и обусловленной лишь слабой его изученностью, в особенности на территории России (Карелия, Кольский полуостров), включающей около 90% площади распространенных в его пределах архейских комплексов. Существуют также и другие

объяснения этому, основывающиеся на сравнительном анализе и выявлении отличий архейских зеленокаменных поясов Фенноскандии от аналогичных, но изобилующих крупными месторождениями золота, образований других древних щитов [3; 4; 7]. В разрешении вопроса о низком золоторудном потенциале архея Фенноскандинавского щита в противовес тому, что это является следствием недостаточной изученности его территории, более вероятным представляется действительность этого, объясняющаяся, по-видимому, неблагоприятными для последующего крупномасштабного рудогенеза геодинамическими факторами эволюции щита в архее [6] и массированной тектоно-термальной проработкой его архейских доменов в свекофеннскую эпоху, обусловившей «разубоживание» и частичное «уничтожение» ранее образованных архейских золоторудных концентраций в зеленокаменных поясах вследствие пространственного несовпадения зон мобилизации, транспортировки и отложения рудного вещества в функционировавших в одних и тех же тектоноструктурах Карельского кратона орогенических мезотермальных рудных системах неоархейского и свекофеннского времени.

Вторая из проблем, связанная с изотопным определением возраста золоторудных объектов орогенического мезотермального типа [5], по совокупности геологических данных относящихся к архейской металлогенической эпохе, проистекает из первой и обусловлена, вероятно, свекофеннскими гидротермально-метасоматическими процессами, накладывающимися на золотоносные метасоматиты архейского возраста. Изохронная модель Rb/Sr датирования, реализуемая на этих объектах [5], должна обеспечиваться серией образовавшихся одновременно когенетичных минералов (минеральных парагенизисов), имеющих идентичный изотопный состав обычного стронция и варьирующие Rb/Sr отношения, создающие реальный наклон изохроны. Однако прямая на изохронной диаграмме может быть и результатом смешения компонентов (архейских и протерозойских) с различными Rb/Sr отношениями и изотопным составом стронция и являться в таком случае ложной изохроной [1], фиксирующей возраст, не имеющий реального геологического смысла. Последнее для ряда золоторудных объектов (Таловейс, Педролампи, Центральное и др.) и отмечается. Вычисленный для них возраст ~1730 млн лет [5], не коррелируется ни с каким реальным геологическим событием на Фенноскандинавском щите, а для рудопроявления Хатуноя представляется парадоксальным, так как по сути для одних и тех же штуфных проб другим методом (Re/Os по молибдениту, ун-т шт. Колорадо, США) возраст определен как архейский - 2772±11 - 2773±11 млн. лет.

Широкое распространение в пределах архейских зеленокаменных поясов Карельского кратона метасоматитов, испытавших свекофеннские преобразования или новообразованных в этот период (~1,9-1,8 млрд. лет) с PT параметрами, благоприятными для локализации золотого оруденения орогенического мезотермального типа, свидетельствует о том, что изофациальные архейские метасоматиты в них существенно эродированы, а сохранившиеся - подверглись интенсивной термальной и флюидной проработке, обусловившей в той или иной степени вынос из них ряда рудных компонентов, в т.ч. и золота. При формировании свекофеннских метасоматитов по архейскому субстрату растворы, проходя сквозь породы базовых золоторудных формаций (черносланцевой, колчеданной, джеспилитовой, порфировой), из которых еще в архейское время были экстрагированы золото и сопутствующие рудные элементы, не обогащались ими и соответственно не могли приводить к формированию значительных концентраций золота.

Основываясь на изложенном и изотопном датировании рудоносных метасоматитов AR зеленокаменных поясов Карельского кратона, в большинстве своем показывающем их свекофеннский (или более молодой) возраст, перспективы его на золото представляются невысокими. Потенциально промышленно золотоносными могут быть только архейские зеленокаменные структуры, не подвергшиеся существенной эрозии и свекофеннской тектоно-термальной активизации. Металлогенический потенциал золотого оруденения щита в целом и Карелии в частности, в том числе и на крупные золоторудные месторождения, по аналогии с территориями Финляндии и Швеции связывается с протерозойскими структурами и Свекофеннской эпохой рудообразования. Тем более, что ряд установленных на зарубежной части щита протерозойских золоторудоконтролирующих структур (Раахе-Ладожская, Лапландский зеленокаменный пояс и др.) прослеживается на ее территорию.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 14.

Литература

1. *Андреичев В.Л.* Графические методы в Rb-Sr геохронологии // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт. 2006. С. 315-328.

2. *Гавриленко* Б.В. Минерагения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита. Докт. диссер. Апатиты. 2003. 399 с.

3. *Иващенко В.И.* Золото Фенноскандии – металлогения и персмективы золотоносности территории Карелии // Тр. Кар.НЦ РАН. 2006. вып. 9. С. 84-111.

4. *Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск. Карельский научный центр РАН. 2000. 223 с.

5. *Ларионова Ю.О.* Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии. Автореферат канд. диссер. Москва. 2008. 29 с.

6. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. кн.1. под. ред. В.П.Михайлова и В.Н.Аминова. Петрозаводск. Карелия. 2005. 278 с.

7. *Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др.* Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых . т. 1. Глобальные закономерности размещения. М. ИГЕМ РАН. 2006. 390 с.

8. *Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. and Hart C.J.R.* Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. Vol. 98. pp. 1-29.

Разработка глубинных моделей рудных районов, расположенных на древних щитах: от поверхностных структур к разделу кора - мантия

Казанский В.И.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, e-mail: kazansky@igem.ru

Проблема соотношений рудных месторождений с глубинными неоднородностями литосферы занимает одно из важных мест в области геологии, геофизики и геохимии. Она разрабатывается в масштабе металлогенических провинций, металлогенических зон, рудных районов и в разных направлениях. Одно из направлений – создание интегральных глубинных моделей рудных районов, расположенных на древних щитах, на основе корреляции геологических и геофизических данных. Эти модели ориентированы на выявление локальных (среднемасштабных) неоднородностей коры и раздела кора-мантия и установление связи с этими неоднородностями рудоносных поверхностных структур. Излагаемый подход развит на примере Печенгского рудного района на Фенноскандинавском щите и апробирован в Кировоградском рудном районе на Украинском щите. Первый содержит крупные магматические Cu-Ni месторождения, второй – крупные метасоматические урановые месторождения.

Печенгский рудный район представляет собой изолированный сегмент палеопротерозойского рифтогенного пояса с особым набором тектонических структур, ассоциаций горных пород и рудных месторождений (Cu, Ni, Pt, U). Исследования его глубинного строения развивались в два этапа с построением 3D моделей до 15 и 40 км ниже уровня дневной поверхности [1]. На первом этапе была осуществлена корреляция разреза Кольской сверхглубокой скважины и поверхностных структур по составу, возрасту, деформациям и петрофизическим параметрам пород. Было расшифровано поведение на глубину палеопротерозойского (2.3-1.8 млрд. лет) осадочно-вулканогенного комплекса и приуроченных к нему Cu-Ni месторождений и высказано предположение, что современный эрозионный срез Печенгского рудного района представляет собой горизонтальное сечение мантийной рудообразующей системы. Ее коровые части были изучены на втором этапе работ с помощью сейсмотомографического моделирования земной коры на всю ее мощность, включая раздел Мохо. В результате под Печенгской структурой, в которой сосредоточены Cu-Ni месторождения, был выявлен локальный подъем раздела М на отметки 36-34 км, интерпретированной как реликтовый мантийный плюм, и над ним обнаружены признаки некогда существовавших промежуточных магматических камер.

Тектоническая природа и палеотектонические обстановки формирования никеленосной Печенгской структуры остаются предметом дискуссии. Они, прежде всего, касаются вулканитов свиты пильгуярви, которые по геохимическим признакам близки к океаническим базальтам. В этой связи возникает естественный вопрос, могли ли рудоносная Печенгская структура, предполагаемый промежуточный магматический очаг и поднятие раздела М сохранить относительное взаимное расположение с конца раннего протерозоя? На него можно дать положительный ответ, хотя и не в окончательной форме. Контакт осадочно-вулканогенной северопеченгской серии и архейской кольской серии не сорван в результате более поздних тектонических дислокаций. Нормальная стратиграфическая последовательность вулканических и осадочных свит северопеченгской серии сохраняется как вверх по разрезу, так и в латеральном направлении при переходе от Печенгской структуры к поясу Пасвик-Полмак. В том же направлении закономерно уменьшаются мощности продуктивной толщи и насыщенность ее никеленосными интрузиями и месторождениями. Наконец, ни в основании продуктивной толщи, ни в свите пильгуярви не установлены признаки крупных горизонтальных перемещений, которые должны были бы происходить при возвратном движении океанической коры (если она существовала) на ныне наблюдаемое место в разрезе северопеченгской серии [2].

Этот опыт был учтен при постановке работ по изучению глубинного строения Кировоградского рудного района на Украинском щите. Он отличается от Печенгского района по геологическому строению и ведущей роли в металлогении гидротермальных урановых месторождений, которые относятся к особому промышленному и генетическому типу среднетемпературных ураноносных натровых метасоматитов или месторождений натрий-урановой (альбититовой) формации [3, 4]. Работы были начаты в 2005 г. по соглашению между Институтом геофизики НАНУ, ИГЕМ РАН, ГП "Кировгеология" и ИГ КарНЦ РАН [5].

Отличительной чертой Кировоградского рудного района является мощное проявление палеопротерозойского интрузивного магматизма, в результате которого здесь возник самый крупный на щите многофазный Новоукраинско-Корсунь-Новомирогородский плутон, состоящий из двух массивов: Новоукраинского гранитоидного и Корсунь-Новомиргородского рапакиви-анортозитового. Плутон контролируется субмеридиональным тектоническим швом Херсон-Смоленск. Этому же направлению подчинены складки в окружающих метаморфических породах ингуло-ингулецкой серии и зоны крупных разломов, обрамляющие плутон с востока и запада (рис.1).

Соскладчатый Новоукраинский (Кировоградско-Новоукраинский) гранитоидный массив образовался на абиссальном уровне глубинности путем частичного плавления сиалической коры и неоднократного внедрения гранитной магмы. В процессе формирования он испытал сильные деформации сжатия, которые запечатлены в виде текстур течения и пластических деформаций пород в температурных границах амфиболитовой фации [6]. Массив состоит из пород диорит-монцонитовой-гранитовой (новоукраинский комплекс) и гранитово-мигматитовый (кировоградский комплекс) формаций. Установлено, что на ранних этапах развития Кировоградская и Звенигородско-Анновская зоны разломов были генетически связаны с Новоукраинским массивом. Их генетическая связь возникла при внедрении кировоградских гранитов в породы ингуло-ингулецкой серии и ее мигматизации. Позднее она проявилась в виде дополнительных "внутриразломных" интрузий равномернозернистых гранитов, протоклаза этих интрузий, образования аплит-пегматоидных жил и бластомилонитовых зон. Наряду с мигматизированными породами ингуло-ингулецкой серии и гранитоидами эти ранние структурные элементы разломов участвуют в строении интрузивно-ультраметаморфического цоколя, в который внедрился Корсунь-Новомиргородский рапакиви-анортозитовый массив. Он не обнаруживает признаков активного взаимодействия с породами рамы. Слагающие его основные и кислые породы сохраняют первичные магматические структуры и не затронуты пластическими деформациями. Присущие массиву трещины хрупкого разрыва образовались в результате понижения температуры при его застывании [7]. Генезис Корсунь-Новомиргородского массива связывается с деятельностью сублитосферных мантийных источников и процессами мантийно-корового взаимодействия.

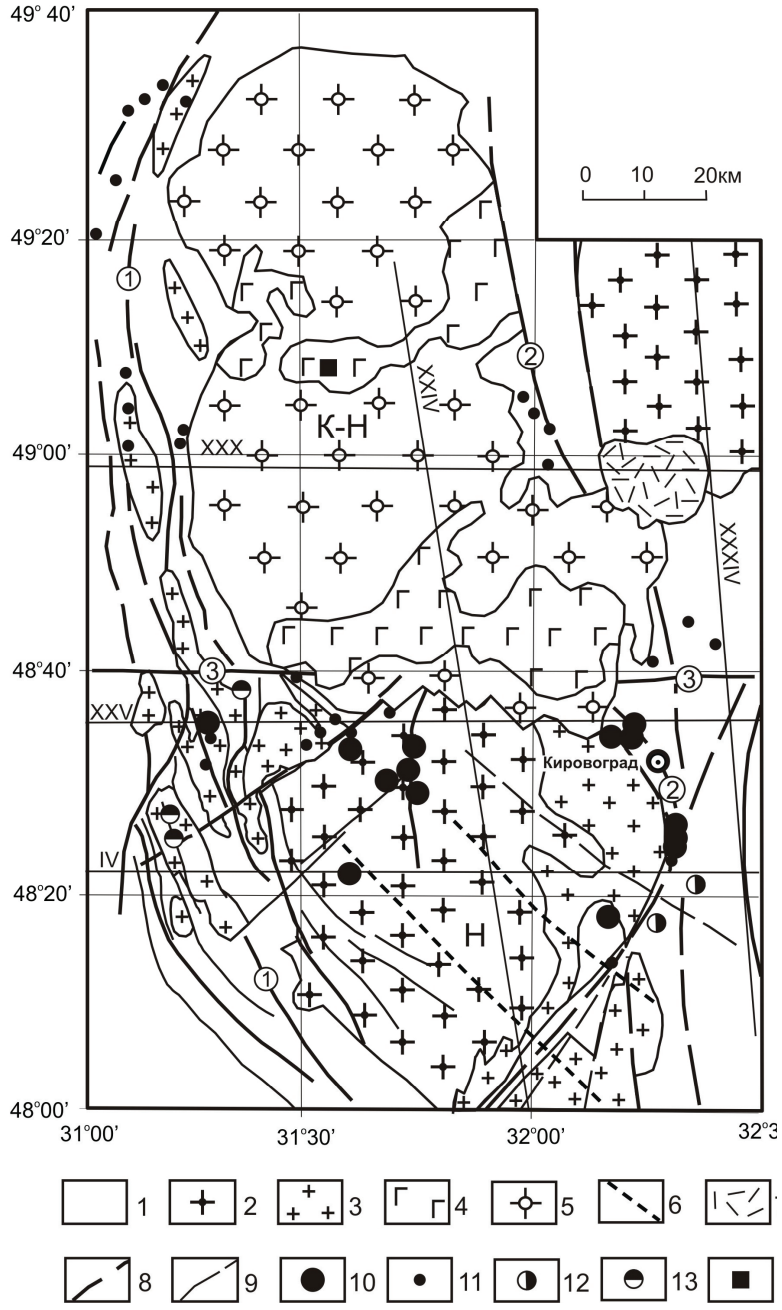


Рис.1. Схема геологического строения Кировоградского рудного района. Составлена по материалам ГП «Кировгеология».

1 – стратифицированная ингуло-ингулецкая серия; 2-6 – интрузивные комплексы: 2 – новоукраинский комплекс; 3 – кировоградский комплекс; 4-5 – корсунь-новомиргородский комплекс (4 – анортозиты, 5 – граниты рапакиви); 6 – дайковый комплекс; 7 – мезозойские дациты, туфы; 8-9 – разломы: 8 – главные, 9 – второстепенные; 10 – урановые месторождения; 11 – урановые рудопроявления; 12-14 – месторождения и рудопроявления: 12 – золота, 13 – лития, 14 – титана. Интрузивные массивы: Н – Новоукраинский, К-Н – Корсунь-Новомиргородский,. Разломы (цифры в кружках): 1 – Звенигородско-Анновский, 2 – Кировоградский, 3 – Субботско-Мошоринский. IV – сейсмические профили и геотраверсы.

Возрастные границы ингуло-ингулецкой серии оцениваются в 2.3 и 2.1 млрд лет, новоукраинского и кировоградского комплексов на уровне 2.0 млрд лет, рапакиви-анортозитового комплекса в 1.78 и 1.75 млрд лет [8]. По данным прецизионного датирования по цирконам и монацитам новоукраинский и кировоградский комплексы образовались в интервале 2.06-2.02 млрд лет, урановосные натровые метасоматиты по данным изохронного U-Pb метода в интервале 1.84-1.8 млрд лет [9].

По возрасту урановые месторождения в натровых метасоматитах близки к Корсунь-Новомиргородскому масиву, но локализуются в более древних породах интрузивно-ультраметаморфического цоколя. Они приурочены к зонам милонитизации, катаклаза и зеленокаменных изменений, и также образованы в обстановке хрупких деформаций. Внешние ореолы метасоматитов связаны постепенными переходами с диафторитами и представлены частично десилицированными породами (сиенитами), внутренние – альбититами с переменными количествами эгирина, рибекита, арфведсонита, эпидота, хлорита, что указывает на формирование метасоматитов среднетемпературными гидротермальными растворами с высокой активностью натрия. Урановые руды подчинены этой метасоматической зональности и локализуются в альбититах в виде тонкой вкрапленности браннерита, уранинита, коффинита в ассоциации с флогопитом, карбонатами, поздним альбитом и некоторыми другими минералами.

Несмотря на возрастной разрыв порядка 200 млн лет ураноносные зоны наследуют общий тектонический план гетерогенного интрузивно-ультраметаморфического цоколя. Они следуют вдоль ранее возникших структурных элементов цоколя, пересекают их под острыми углами, разветвляются и соединяются между собой, что в конечном счете определяет многообразие структурных форм урановых рудных полей и месторождений при более устойчивом характере их метасоматической зональности.

В результате детальных поисковых и геологоразведочных работ было установлено, что в Кировоградском рудном районе месторождения урана и сопровождающие их месторождения золота и лития сосредоточены в дискордантной широтной полосе, и располагается в Новоукраинском гранитоидном массиве и соответствующих интервалах Кировоградской и Звенигородско-Анновской зон разломов. Ее северная граница отождествляется с Субботско-Мошоринской зоной разломов, протягивающейся вдоль интрузивного контакта Корсунь-Новомиргородского массива с Новоукраинским массивом. Предполагалось, что в этой полосе рудные месторождения и вмещающие их породы опущены по широтным разломам, что и сохранило их от эрозии.

В ходе работ по упомянутому соглашению эта важная эмпирическая закономерность получила принципиально иное объяснение. Дополнительный анализ сейсмических данных показал, что Кировоградскому рудному району присуща сложная комбинация изоглубин раздела М меридионального и широтного направления, которая согласуется с общим планом его поверхностных структур (рис.2). Одновременно была обнаружена пространственная связь месторождений U, Au, Li с широтным прогибом (мантийным рвом) в рельефе раздела М и его бортовыми частями. Прогиб проходит вдоль геотраверса IV и достигает максимальной глубины в 46 км вблизи г. Кировограда. К западу от г. Кировограда он постепенно выполаживается, к востоку приобретает субмеридиональное направление.

Однако структуры урановорудных полей и месторождений не совпадают с простиранием "мантийного рва", над которым они располагаются. Для них характерны меридиональная, северо-западная и северо-восточная ориентировка и различные комбинации этих направлений. Было предпринято несколько попыток оценить, на какое расстояние вглубь земной коры распространяются локальные рудоносные структуры. Сперва оценки базировались на прослеживании зон катаклаза, регрессивного метаморфизма и натрового метасоматоза с помощью сейсмических методов. Этот способ оказался мало информативным. Затем был использован другой подход: согласованный анализ поведения на глубину указанных зон и интрузивно-ультраметаморфического каркаса, на котором они сформированы. Анализ выполнен путем корреляции петрологических, сейсмических и гравиметрических данных. Он показал, что этот каркас протягивается ниже современной дневной поверхности на 15-20 км. Но что происходит между этими отметками и разделом Мохо – пока неясно.

Работа выполнена в рамках проекта 4.2.3а программы Президиума РАН №14.

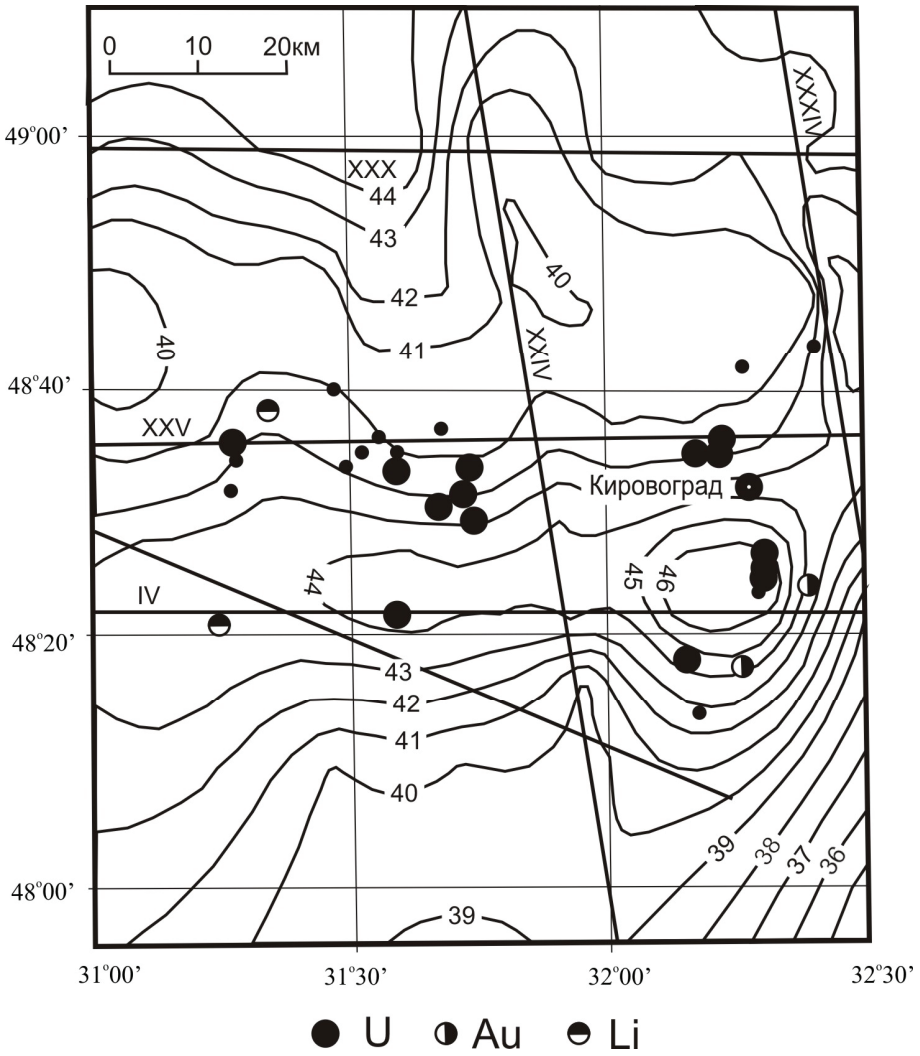


Рис.2. Проекция рудных месторождений Кировоградского района на рельеф поверхности раздела Мохо, в км. IV – сейсмические профили

Литература

1. *Казанский В.И., Лобанов К.В., Шаров Н.В.* От разреза Кольской сверхглубокой скважины к глубинным моделям Печенгского рудного района: к 10-летию открытия №28 в области наук о Земле // Вестник РАЕН. 2007. Т.7. №2. С.3-7.

2. *Казанский В.И., Лобанов К.В., Соколова Е.В. и др.* Печенгское Cu-Ni рудное поле (Фенноскандинавский щит) как палеопротерозойский вулканический центр // Материалы 14ой Международной конференции "Соотношения поверхностных структур земной коры с глубинными". Петрозаводск. 2008. Ч.1. С.247-249.

3. *Бакаржиев А.Х., Макивчук О.Ф., Попов Н.И.* Создание минерально-сырьевой базы Украины // Разведка и охрана недр. 2005. № 10. С.50-58.

4. *Третьяков Ю.И., Бакаржиев А.Х., Макивчук О.Ф. и др*. Месторождения натрий-урановой (альбититовой) формации // Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. – Т.1. Киев. Львов: Издво Центр Европы, 2005.

5. *Старостенко В.И., Казанский В.И., Дрогицкая Г.М.и др*. Связь поверхностных структур Кировоградского рудного района с локальными неоднородностями коры и рельефом раздела Мохо // Геофизический журнал, 2007, Т.29, №1, С.3-21. С.605-616.

6. *Прохоров К.В., Казанский В.И., Звягинцев Л.И.* Кировоградско-Новоукраинский гранитоидный массив и сопряженные с ним разломы.// Эндогенное оруденение древних щитов. Москва: Наука, 1975. С. 34-76.

7. *Гинтов О.Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: ФЕНИКС, 2005. 757 с.

8. Державна геологична карта Украіни. Масштаб 1:200000. Центральноукраіньска серия. Аркуш 14-36-XXXIII (Кировоград). Київ. 2007.

9. *Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М. и др.* Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: Наукова думка, 2008. 239 с.

О новом генетическом типе платинометальной минерализации в мафит-ультрамафитовых массивах Мончегорского рудного района

Кнауф В.В.[1], Гусева Н.С.[1], Иванченко В.Н.[2].

[1]ЗАО «НАТИ», г. Санкт-Петербург, e-mail: natires@natires.com
[2]ОАО «Печенгагеология», г. Мончегорск

В зоне сочленения Мончегорского плутона и Мончетундровского интрузива присутствуют мафит-ультрамафитовые образования (далее в тексте массивы: Вуручуайвенч, Южносопчинский, Морошечного озера, Южного обрамления дунитового блока НКТ), разрезы которых трудно сопоставимы между собой и в разное время разными авторами с достаточной долей условности относились либо к Мончегорскому, либо Мончетундровскому массивам или даже рассматривались в качестве самостоятельных интрузивных тел. [1, 2, 3, 4 и многие другие]. Массивы имеют относительно небольшую мощность, но достаточно большую площадь (около 10 кв.км), вскрытую современным эрозионным срезом, что указывает на языкообразную форму массивов.

Во всех массивах зоны сочленения фиксируются повышенные концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ). Бурение по регулярной сети (50х50м) с детальным опробованием керна привело к открытию в 2008г месторождения в западной части массива Вуручуайвенч с запасами ЭПГ более 50тонн и к выявлению рудной минерализации с ресурсами в сотни тонн на Южносопчинском массиве.

Уже в первых работах по изучению платинометальной минерализации названных массивов отмечались широкие вариации минерального состава ЭПГ руд [3,5,6,7], что нехарактерно для классических рифовых горизонтов расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов, но наблюдения, обосновывающие выделение найденных руд в самостоятельный геолого-генетический тип появились только после детальных работ на массивах Вуручуайвенч и Южносопчинский.

В разрезе Южносопчинского массива присутствует два типа пород: первый - "сухие" оливин-пироксеновые (и частично плагиоклазовые) кумуляты; второй – плагиоклаз-роговообманковые породы, причем, вверх по разрезу горизонт оливин-пироксеновых кумулятов, чередуясь, сменяется горизонтом плагиоклаз-роговообманковых пород мощностью до 100м. Такое двучленное строение разреза отличается от типичных разрезов расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов и не может быть объяснено последовательной кристаллизационной дифференциацией исходной "сухой" магмы.

Оливин-пироксеновые кумуляты частично или полностью изменены: наблюдается непрерывный ряд от практически неизмененных пироксенитов до тальк-хлоритовых сланцев. Обычны тальк-хлоритовые породы с реликтовыми теневыми структурами и измененные породы сложенные водосодержащими минералами, имеющие такситовые неравномернозернистые текстуры. В основании пироксенитов встречаются прожилки, жилы, маломощные линзообразные тела неправильной формы, сложенные породами диоритового состава, участки окварцевания пироксенитов, что объясняется инъецированием подплавленной архейской рамы в раскристаллизованные кумуляты основного-ультраосновного состава. Все это указывает, на возникновение в раскристаллизованных породах зон разуплотнения (зон пониженного давления), обеспечивших приток водного флюида внутрь массива. В ходе поступления водного флюида извне происходила переработка пироксенитовых кумулятов с ремобилизацией рудных компонентов, которые в качестве дополнительных порций рудных компонентов обогащали остаточный расплав.

Формирование парагенезисов водосодержащих минералов, замещающих магматические кумуляты не может быть объяснено наложенным метаморфизмом, о котором упоминается большинством предшественников, поскольку, в этом случае, придется примириться с тем, что метаморфизм нарастает вверх по разрезу в отсутствие зон регионального рассланцевания, как возможных проводников тепла для метаморфического преобразования исходных пород массивов.

Рудные тела имеют явно выраженное дискордантное положение по отношению к границам раздела петрографических типов пород, слагающих разрез, что обусловлено приуроченностью рудной минерализации к зонам измененных пород, сложенных водосодержащими минералами. Сходные соотношения вмещающих пород с рудными телами известны и для других массивов. (Например, в массиве Вуручуайвенч рудный горизонт имеет флексурные перегибы, секущие границы между разными петрографическим типами пород).

Руды характеризуются высоким содержанием платиноидов по отношению к сульфидам. По результатам опробования керна Южносопчинского массива были выделены рудные интервалы с бортовым содержанием ЭПГ >0.5г/т и средними значениями 3-5 г/т. В отдельных скважинах могут присутствовать как один, так и несколько рудных интервалов различной мощности от первых метров до 120м (рис. 1). В соседних скважинах может быть разное количество интервалов различной мощности и залегающих на разной глубине. Это подчеркивает, что рудные тела имеют сложную форму, резко отличную от выдержанного горизонта, что является важным отличием данного типа минерализации от руд "рифового" типа.

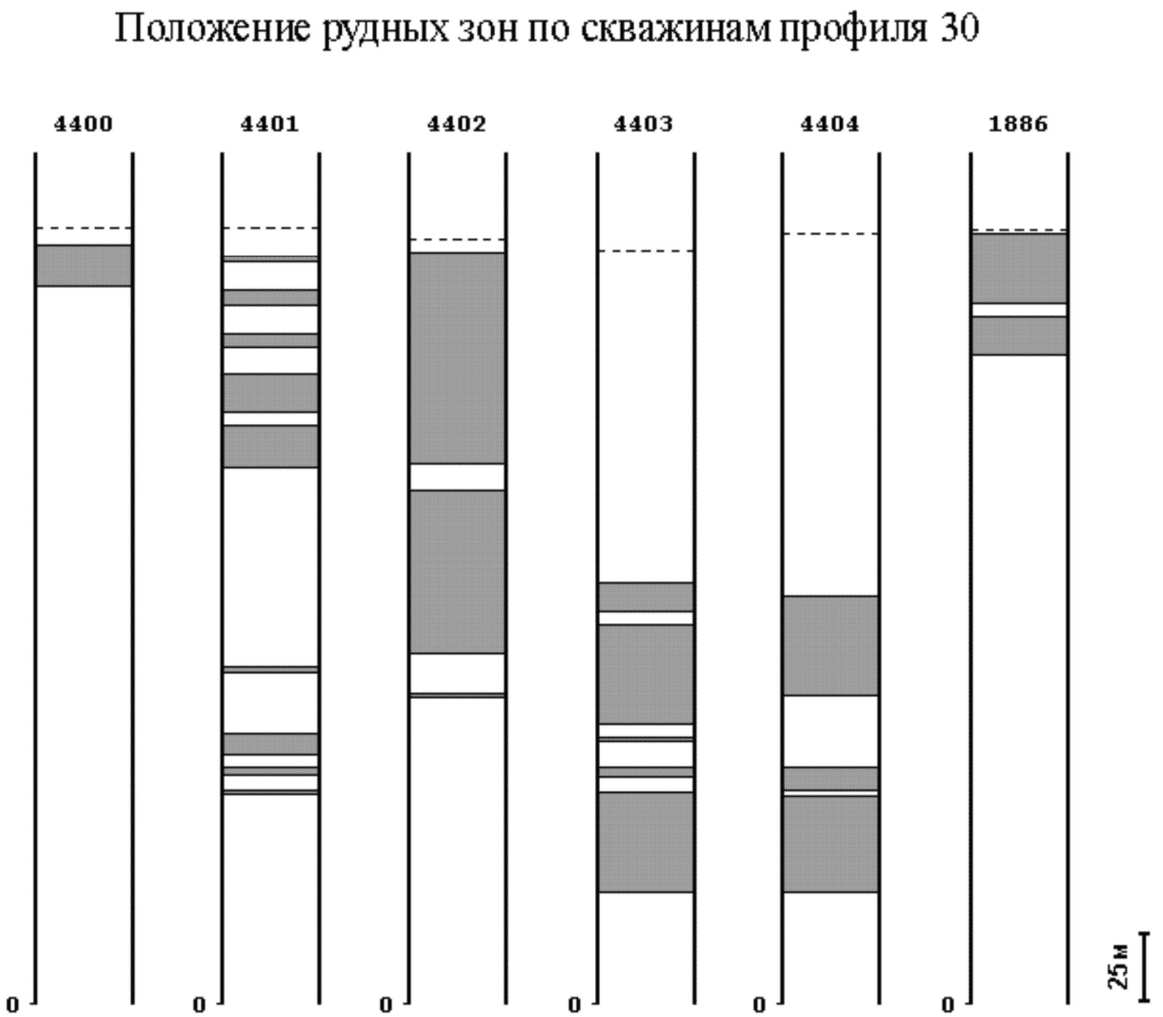


Рис.1. Мощности и положение рудных зон (с бортовым содержанием платиноидов >0.5 г/т) по поисковому профилю 30. Массив Южносопчинский.

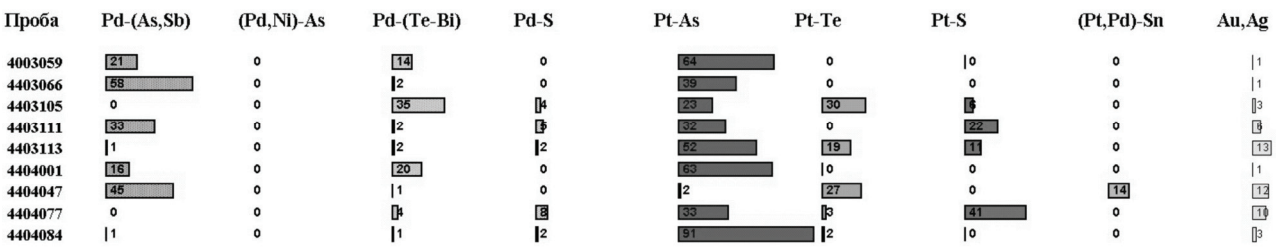


Рис. 2. Распределение минералов платиноидов в различных интервалах скважин 4404 и 4403, массив Южносопчинский. Приведены процентные соотношения от минеральной формы

Минеральный состав платиноидов в пределах рудных интервалов разнообразен, различен в разных интервалах одной и той же скважины (рис. 2), хотя средние значения концентраций ЭПГ в рудных интервалах относительно постоянны. Эта особенность минерализации отмечена как в рудах массива Южносопчинский, так и в рудах массивов Вуручуайвенч и Южного обрамления Дунитового блока [6,7].

Изменчивость минерального состава руд свидетельствует о неравновесных условиях рудоформирования, как в пределах массивов, так и в их отдельных частях. Это следует рассматривать, как важный аргумент, обосновывающий выделение подобных руд в самостоятельный генетический тип, поскольку рудоформирование не контролировалось только процессами кристаллизационной дифференциации сухих мафит-ультрамафитовых магм, а происходило на поздне- посткристаллизационных стадиях становления массивов при участии привлеченного водного флюида, приток которого обусловлен, как уже указывалось выше, возникновением зон разуплотнения.

Конкретные параметры, обусловливающие возникновение зон разуплотнения в ходе кристаллизации массивов различны и этими различиями объясняются наблюдаемые вариации формы рудных тел и состава руд и их взаимоотношений с вмещающими породами. Однако, объединяющим для этого генетического типа является само возникновение зон разуплотнения, поэтому связанный с разуплотнением рудоформирующий процесс целесообразно выделить в самостоятельный дилатантный тип (от dilatatio, лат. - расширение, растяжение).

А. Дж. Надлредтом [8] в классификации платинометальных месторождений по морфологии и составу руд в качестве самостоятельного типа выделены «месторождения, не контролируемые расслоенностью». В нем, без дальнейшего подразделения объединены месторождения разнообразные по морфологии, составу и генезису руд. По формальным признакам (морфологии рудных тел) руды рассматриваемых массивов могут быть отнесены к числу "руд не контролируемых расслоенностью", однако по генетическим признакам дилтантный тип следует рассматривать в качестве самостоятельного элемента генетической классификации платинометальных руд.

Литература

1. *Козлов Е.К.* Естесственные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973.

2. *Чащин. В.В., Дуракова А.Б.* Государственная геологическая карта РФ, листы Q36-III,IV, издание второе, масштаб 1:200000.//ОАО "Центрально-Кольская экспедиция", 2000 (не издана).

3. *Гроховская Т.Л. Бакаев Г.Ф. Шолохнев В.В. и др.* Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) //Геология рудных месторождений, 2003, Т.45. №4. С. 329-352.

4. *Шолохнев В.В.* Схематизированная геологическая карта района города Мончегорска, масштаб 1:50000 //ОАО "Центрально-Кольская экспедиция", 2001.

5. *Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шелепина Е.П и др.* Платинометальная минерализация в габброноритах массива Вуручуайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия)// Геология Рудных Месторождений 2000. Т.42 № 2, стр. 147-161.

6. *Кнауф В.В., Галкин А.С., Дедеюхин А.Н.* МПГ в такситовых габброноритах южного обрамления НКТ (минералогия, генетические особенности, основные технологические свойства оруденения)//www.natires.com

7. *Кнауф В.В., Давыдов П.С., Иванченко В.Н.* Благороднометальная (БМ) минерализация на поисковой площади Вуручуайвенч.// Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North – TACIS N KA-0197 "Стратегические минеральные ресурсы – основа устойчивого развития Севера" (Россия-Финляндия-Швеция). Апатиты. 2008. С. 88-97.

8. *Налдредт А. Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд.// СПб: СПбГУ, 2003, с.487**.**

9. *Митрофанов Ф.П. Дистлер В.В. Яковлев Ю.Н. и др.* Кольская платиноносная провинция// в сб. Платина России. М.: "Геоинформмарк", 1994. С. 66 -77.

Позднедокембрийская металлогения западного склона Южного Урала и ее связь с геодинамическим развитием региона

Ковалев С.Г.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа, e-mail: kovalev@anrb.ru

На сегодняшний день в пределах западного склона Южного Урала установлены многочисленные месторождения и рудопроявления различных видов минерального сырья, относимых к эндогенным, экзогенным, метаморфогенным либо смешанным генетическим типам: золоторудные (Горный Прииск, Улюк-Бар и др.), титаномагнетитовые (Кусинско-Копанская группа), барит-полиметалические (верхнее-Аршинское, Кужинское), магнезитовые и сидеритовые (Бакальская и Саткинская группы, Исмакаевское), бурожелезняковые (Зигазино-Комаровская, Авзянская группы и др.), флюоритовые (Суранское) и другие. Несмотря на разнообразие условий и механизмов их формирования, значительная часть объектов может быть объединена на основе принадлежности к позднедокембрийским структурно-вещественным комплексам, оруденение которых либо образовалось в рифей-вендское время, либо в это время были сформированы предпосылки для его генезиса в процессе дальнейшей эволюции региона. Здесь же необходимо отметить, что в последнее время были обнаружены новые объекты [6], генетические условия образования которых также хорошо укладываются в рамки представлений, обсуждаемых в данной работе.

К настоящему времени установлено, что позднедокембрийское развитие западного склона Южного Урала определялось рифтогенными процессами, результаты которых относительно широко распространены в пределах всего Урала, но наиболее полно и разнообразно (с точки зрения разновременного набора формаций и их сохранности) они представлены на территории западного склона Южного Урала [1, 6]. При этом большинство исследователей склоняются к мысли о том, что рифейско-раннепалеозойский временной этап развития региона не может быть описан в рамках модели единого, длительно и закономерно развивающегося континентального рифта [4, 6]. В позднедокембрийской истории развития территории выделяют: – *раннерифейский этап*, представленный терригенными грубообломочными отложениями, входящими в состав айской свиты, щелочными вулканогенными породами Навышского комплекса, дифференцированными интрузивами диабаз-пикритового состава Шуйдинского комплекса и меланократовыми диабазами и габбро-диабазами Юшинского комплекса; – *среднерифейский этап*, характеризующийся широким распространением грубообломочных терригенных пород в составе машакской свиты, переслаивающихся с вулканитами контрастной базальт-риолитовой формации, Бердяушским плутоном гранитов-рапакиви, Кусинско-Копанским расслоенным интрузивным комплексом, Лапыштинским комплексом дифференцированных интрузий диабаз-пикритового состава и многочисленными проявлениями габбро-диабазового магматизма; – *вендский этап*, терригенные породы которого представлены конгломератами, гравелитами и песчаниками ашинской серии, а магматические образования щелочными вулканитами Аршинского, щелочными габброидами Миселинского и меланократовыми сиенитами Авашлинского комплексов.

Каждому этапу присуща своя минерагения, обусловленная, на наш взгляд, геодинамическими условиями эволюции региона, хотя, в то же время, наблюдается унаследованное развитие рудно-магматических систем, формирующих оруденение промышленного типа в несколько этапов. В

данной работе рассматривается среднерифейский этап развития, как наиболее показательный для обсуждаемого вопроса.

Средний рифей являлся временем наибольшего (исходя из современных представлений) развития процессов эпиконтинентального рифтогенеза в докембрийской истории развития Южного Урала. К настоящему времени на территории региона выделяются структурно-вещественные комплексы осадочных и магматических (вулкано-плутонических) пород, позволяющих с достаточной степенью надежности восстанавливать палеогеодинамические обстановки развития территории и оценить их «рудогенерирующую» роль.

Кувашский комплекс, в составе которого объединяются: вулканогенно-осадочная ассоциация (собственно кувашская свита), представленная порфироидами, порфиритоидами, парасланцами, ортопородами и редко метаконгломератами. Кроме того, в состав комплекса включаются гранито-гнейсы, гнейсо-амфиболиты и граниты.

Кусинско-Копанский комплекс, являющийся одним из самых известных в пределах западного склона Южного Урала расслоенных интрузивных образований, состот из четырех пространственно разобщенных массивов: Кусинско-Чернореченский, Медведевский, Копанский и Маткальский, в структурном отношении представляющих собой межформационные пластовые интрузивные тела, истинные размеры которых по падению остаются неизвестными до сих пор.

Внутреннее строение Машакского и Шатакского комплексов характеризуется наличием стратифицированных толщ, которые представлены переслаиванием осадочных, вулканогенно-осадочных и вулкано-плутонических пород. Обобщенный разрез Шатакского комплекса начинается с конгломератов и наращивается толщами, представляющими собой переслаивание пачек терригенного материала различной размерности с потоками(?) метабазальтов, силлами метадиабазов и жерловыми фациями основных и кислых вулканитов. Эффузивные(?) разновидности кислых магматических пород, как правило, приурочены к верхним частям разрезов. Кроме того, в пределах региона широко распространены многочисленные разнофациальные магматические породы (Кургасский, Яндыкский, Повальненский габбро-диабазовые и Лапыштинский пикрит-диабазовый комплексы), представленные телами разнообразной формы габбрового, диабазового, диабаз-пикритового и пикритового состава.

Анализ условий петрогенезиса показывает, что магматические породы этого временного периода могли быть сформированы в результате 22-25%-го плавления мантийного субстрата, близкого по химическому составу к шпинелевому перидотиту, а тренд внутрикамерной дифференциации, характерный для диабаз-пикритовых комплексов, в целом соответствует общей направленности среднерифейского магматизма.

Обобщенный анализ геологических материалов позволяет говорить о том, что в среднерифейское время развитие территории западного склона Южного Урала определялось локально проявленным эпиконтинентальным рифтогенезом. Эволюция палеорифтогенной структуры характеризовалась своеобразной динамикой, а именно, максимальные растягивающие усилия сосредотачиваются в ее центральной части, где формируется серия грабенообразных структур, которые заполняются грубо- (ввиду сформировавшегося расчлененного рельефа) и тонкозернистым терригенным материалом. При таком развитии событий в этой области должно наблюдаться (и наблюдается) максимальное развитие вулканизма при большом разнообразии продуктов его деятельности (интрузии, эффузивные и пирокластические фации), так как процесс раздвижения характеризуется хрупким раскалыванием верхних горизонтов коры с образованием проницаемых зон тектонической разгрузки, по которым происходит внедрение магматического расплава с опережающей флюидной проработкой субстрата. Процессы дифференциации в подкоровом очаге и, возможно, контаминации в его верхней части, приводят к образованию магм, различающихся как по основности (базальты, риолиты), так и по геохимическим характеристикам. В этом случае, при «далеко зашедшем» раздвиге», но без полного разрыва сплошности континентальной коры, формирующиеся магматические породы будут обладать «промежуточными» (между типично океаническими и континентальными разновидностями) геохимическими характеристиками, что и наблюдается при анализе данных по машакским и шатакским базальтам [6].

Металлогения этой зоны обусловлена спецификой ее развития и представлена благороднометальным (Au-Pt-Pd) оруденением шатакских конгломератов и комплексной (U-Th-REE-Au) минера-

лизацией сложнодислоцированных углеродсодержащих пород, которые, по нашему мнению, первоначально представляли собой осадки, сформировавшиеся в различных фациальных обстановках единой структуры.

Рудоносные отложения Шатакского комплекса прослеживаются в виде субмеридиональной полосы на расстоянии свыше 11 км и представлены переслаиванием пачек конгломератов, песчаников и диабазов. По минеральным парагенезисам, слагающим осадочные породы и характеру рудной минерализации, в их составе выделяются две разновидности – гематитовые и магнетитовые. Исследования первых показало, что в монофракциях гематита, отобранных из цемента конгломератов нижней толщи кузъелгинской подсвиты содержится до 10,77 г/т Au и 1,12 г/т Ag. В валовых пробах содержание золота составляет 1,8 г/т, серебра – 1,4 г/т, платины – до 1,25 г/т, палладия – до 0,35 г/т, при массовой доли железа – 8,22%. В конгломератах с магнетитом рудная минерализация, приуроченная как к цементу, так и к галькам, представлена идиоморфными кристаллами магнетита, в монофракции которого содержание золота составляет 4,9 г/т, а серебра – 0,2 г/т. В валовых пробах количества благородных металлов составляют: платины – до 1,75 г/т, палладия – до 0,30 г/т, золота – до 2,15 г/т, серебра – до 5,25 г/т, при массовой доле железа – 6,54 %. В обоих типах конгломератов встречены включения самородного золота, приуроченные к хлорит-железистым выделениям, цементирующим зерна кварца. Форма золотин неправильная с резко изрезанными краями, дендритовидная, каплевидная. Размер их в основной массе 1-5 мкм, но встречаются и более крупные выделения. Кроме того, в углеродсодержащих толщах среднерифейского возраста, приуроченных к разноранговым тектоническим нарушениям, было установлено наличие неизвестной ранее мощной зоны с обильной сульфидной (халькопирит-пирротин-пиритовой, пирротиновой и пиритовой) минерализацией, прослеженной на расстоянии около 15 км. Породы характеризуются повышенными содержаниями благородных металлов (Au – 0,5–2,4 г/т, Pt – 0,09–0,1 г/т, Pd – 0,30–1,18 г/т, Os – 0,004–0,005 г/т, Ru – 0,043 г/т), а при исследовании под микроскопом в углеродистой матрице были обнаружены электрум, сульфоселениды золота и серебра, разнообразные по составу минералы урана и тория (уранинит, ураноцирцит, урановый торит, торит, коффинит), а также монацит и неидентифицированные сложные соединения редкоземельных элементов.

Заложение серии грабенообразных структур, в течение определенного отрезка времени, и заполнение их псефито-псаммито-пелитовыми осадками машакской свиты происходило до активизации магматических процессов, о чем свидетельствует интрузивная природа магматических образований, присутствующих в низах машакской свиты и в Улу-Елгинской зоне. Дальнейшая эволюция системы с последующим внедрением в верхние горизонты земной коры значительных объемов базальтовой магмы сопровождалась предварительной проработкой осадочного субстрата восстановленными мантийными флюидами, которые отделялись от расплава на глубине около 10 км [2], а до этого в верхней части «флюидно-магматической колонны» количество рудогенных элементов нарастало. При поступлении флюидов в верхние этажи земной коры по тектонически ослабленным зонам происходила смена окислительно-восстановительных условий, в результате которой в терригенных породах сформировались геохимические аномалии элементов «мантийной» природы. При этом снижение давления при подъеме газогидротерм к поверхности и их взаимодействии с алюмосиликатными породами приводило к нарастающему окислению восстановленного флюида, что выразилось в преобладании метасоматического способа отложения рудных компонентов в рассеянной, тонкодисперсной форме и в значительных объемах пород [3]. Уже на этом этапе возможно формирование в благоприятных физико-химических и структурно-литологических условиях концентраций рудных элементов, которые по ряду параметров сегодня соответствуют рудным объектам.

В северной части палеоструктуры процессы рифтогенеза и, как следствие этого, формирующиеся структурно-вещественные комплексы пород и их металлогеническая специализация должны несколько отличатся от описанных выше ввиду своеобразия динамики развития. Формирование узкого, но не глубокого грабена, заполняющегося тонкозернистым терригенным материалом, характеризуется специфической эволюцией подкорового очага. Относительно слабая проницаемость верхних горизонтов коры приводит к тому, что в подкоровом магматическом очаге, генезис которого обусловлен частичным плавлением мантийного субстрата ввиду декомпрессионной разгрузки при снятии давления, процессы дифференциации в субвулканических и гипабиссальных условиях

протекают с «большей полнотой» с образованием вулкано-плутонической ассоциации, породы которой отличаются большой пестротой геохимических характеристик из-за эволюции в «полузакрытой» системе. При этих условиях тепломассоперенос, осуществляемый флюидной фазой, а также процессы внутрикамерной дифференциации в магматическом очаге приводят к формированию крупного расслоенного плутона (Кусинско-Копанский комплекс), для которого характерно наличие субсогласных со вмещающими габброидами пластообразных тел вкрапленных и массивных ильменит-титаномагнетитовых и титаномагнетит-ильменитовых руд.

В заключение необходимо отметить, что в таком регионе как западный склон Южного Урала, многократно испытавшем тектоно-магматическую активизацию, механизмы перераспределения рудного вещества полигенны и полихронны, а инверсии тектонического режима (с растяжения на сжатие) и гранитообразование, проявившееся уже в среднем рифее, усложняют картину рудогенеза. Тем не менее, связь между геодинамическим развитием региона и рудообразованием несомненна.

Работа выполнена при частичном финансировании по Программе РФФИ «Поволжье», грант № 08-05-97000 и проекту 1.2.5. Программы 14 Президиума РАН.

Литература

1. *Бочкарев В.В*. Рифейско-ордовикский субщелочной магматизм Урала стадии континентального рифтогенеза // Ежегодник-1998. ИГиГ. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 98-101.

2. *Зотов И.А*. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука, 1989. 214 с.

3. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И*. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. М.: «Недра», 1988. 254 с.

4. *Иванов С.Н., Коротеев В.А., Пучков В.Н., Иванов К.С.* Эволюция рифтовых систем Урала / Тектонические процессы / Докл. сов. геол. на XXVIII сес. Межд. конгр. (Вашингтон, июль 1989). М.: Наука, 1989. С. 154-163.

5. *Ковалев С.Г., Высоцкий И.В*. Новый тип оруденения в докембрийских конгломератах западного склона Южного Урала // ДАН, 2004, № 4, т. 395. С. 503-506.

6. *Ковалев С.Г*. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника, 2008, № 2, С. 68–79.

Гиперфуллереновое углеродистое вещество в шунгитовых породах Онежской структуры (Карелия)

Ковалевский В.В., Галдобина Л.П., Лазарева Т.Н., Чаженгина С.Ю.

Учреждение РАН Институт геологии Кар НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: kovalevs@krc.karelia.ru

Шунгитовые и шунгито-кремнистые породы Карелии представляют собой докембрийские образования, характеризующиеся настолько сложными проявлениями и структурно-морфологическими особенностями пород и углеродистого вещества, что их генезис до настоящего времени не является до конца установленным. Несмотря на длительную историю исследования шунгитовых пород, их соотношения с вмещающими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями Заонежской свиты остаются изученными недостаточно. В основном исследования были направлены на изучение петрографических и геохимических особенностей этих пород в контактовой зоне. В данной работе нами были проведены исследования на нано-уровне, где в качестве индикатора физико-химических условий преобразования пород выступают структурные характеристики углеродистого вещества, основного компонента шунгитовых пород.

Наиболее изученными в настоящее время являются шунгитовые породы верхних горизонтов, в которых локализованы главные месторождения шунгитовых пород. В связи с этим особый интерес представляет исследование ассоциаций шунгитовых, шунгито-кремнистых и магматических пород нижнего горизонта Заонежья. В ходе поисковых работ после детальной разведки Максовского месторождения было пробурено несколько профилей, выполненных Купряковым С.И. [7] на площади 4-5 км^2, которые вскрыли нижнюю толщу Заонежской свиты. Для характеристики этой толщи мы вы-

брали скв. 71, расположенную в 2.9 км на ЮЗ от деревни Малое Царево, и 78, расположенную в 2.6 км на СЗ от северного конца озера Залебяжское. Эти скважины находятся на расстоянии 3.4 км друг от друга (скв. 78 расположена по направлению 140º на ЮВ от скв. 71) и вскрывают нижний горизонт шунгитовых и шунгито-кремнистых пород, соответствующий нижней части эталонного разреза первой пачки верхней подсвиты заонежской свиты людиковия [1, 2, 4, 5, 8] и участку ур. Лебещина [3].

В скважинах выявлена толща шунгитовых и шунгито-кремнистых пород, залегающих между двумя телами плагиопорфиритов с пластом туфоалевролитов между ними.

Верхняя часть разреза скважин представлена шунгитсодержащими туфоалевролитами с неравномерной горизонтальной слоистостью. Слои (1-2 мм) образованы обломками неправильной округлой формы, сложенными преимущественно кварцем, а также мелкозернистым хлорит-альбитовым агрегатом. Шунгитовое вещество, содержание которого не превышает 7%, сконцентрировано в кровле слойков. На контакте туфоалевролитов с шунгито-кремнистых породами наблюдается увеличение содержания углерода (до 20 %), и соответственно увеличение мощности слоев шунгитового вещества и минеральной составляющей туфоалевролитов (до 3 - 4 мм). Контактовая зона характеризуется повышенным содержанием сульфидов, которые представлены в виде прослоев, линз, иногда маркируют границы прожилков с углеродом и кальцитом. Границы контакта туфоалевролитов с шунгитокремнистых породами извилистые, но четкие.

Шунгито-кремнистая порода представлена в основном углеродом, содержание которого составляет 10 – 15 %, и кварцем, образующим включения неправильной формы (от угловатой до округлой). Содержание углерода в шунгитовой породе, сменяющей шунгито-кремнистую породу ниже по разрезу, достигает 30 – 40 %. Минеральный состав этой породы представлен преимущественно хлоритом, альбитом и кварцем с второстепенными минералами кальцитом и флогопитом. Особенностью состава этих пород является повышенное содержание Na2O (0,6 - 4 %) с преобладанием над K2O (0,1 - 0,8 %). Это отличает породы нижнего горизонта Заонежья от шунгитовых пород месторождения Максово, для которых характерно повышенное содержание K2O и SiO2.

В шунгитовой породе наблюдаются обломки плагипорфиритов различные по размерам, от нескольких сантиметров до десяти сантиметров, и имеющие неправильную угловатую форму. Мощность шунгитовых и шунгито-кремнистых пород, залегающих выше контакта и содержащих обломки плагиопорфиритов, составляет 15-35 метров.

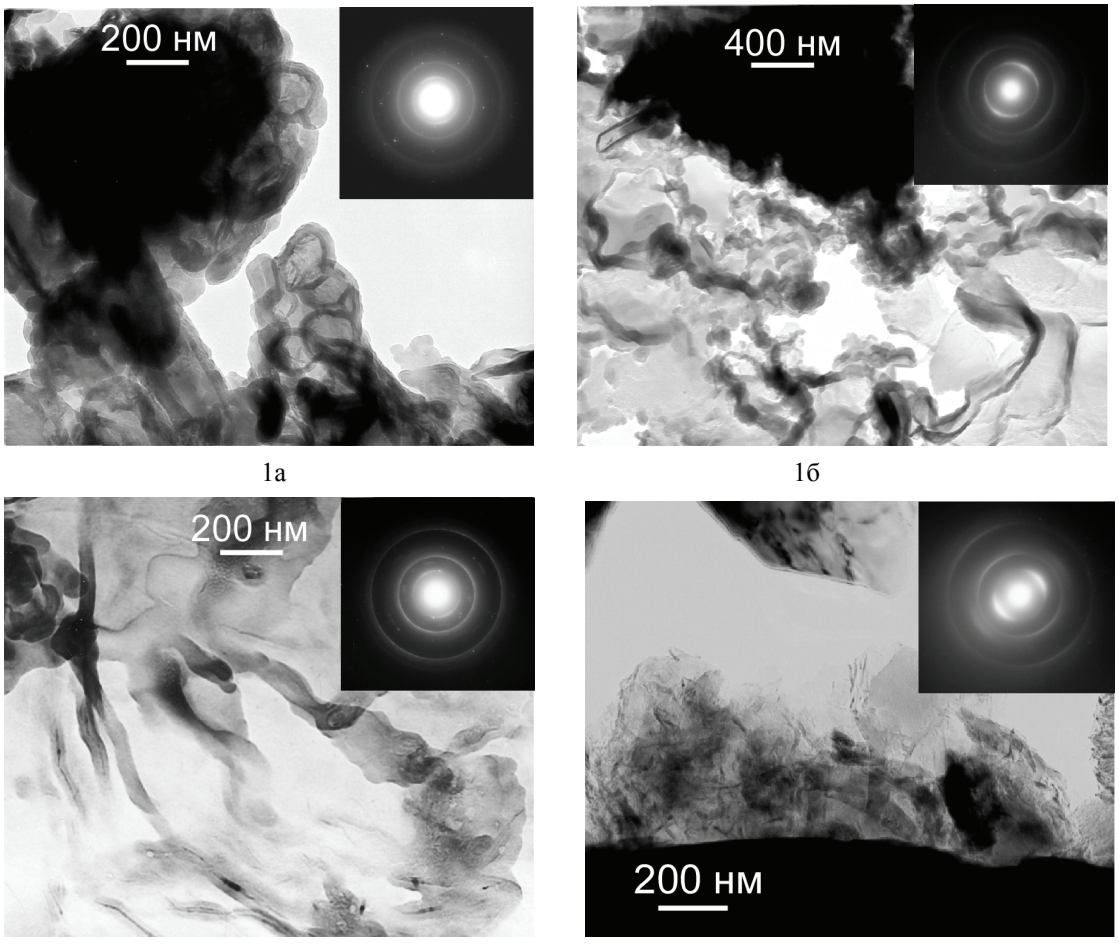
В подошве толщи выявлен резкий контакт плагиопорфиритов с шунгитовыми и шунгито-кремнистыми породами. В плагиопорфиритах на контакте с шунгитовыми породами наблюдается проникновение шунгитового вещества по сети тонких трещин. Контактовая зона обогащена сульфидами и кальцитом, которые выделяются в виде прожилков.

Плагиопорфириты скважин 71 и 78, собственно в пластах и обломках имеют сходный химический и минеральный состав. По данным рентгенографического и микроскопического исследований основные минералы представлены альбитом, хлоритом и актинолитом. В качестве второстепенных минералов присутствуют пирит, сфен и апатит. Несмотря на сходство минерального и химического состава плагиопорфириты пластов и обломков скв. 71 и 78 различаются по своим структурно-текстурным особенностям. Микропорфировая структура отчетливо выражена для относительно крупнозернистых плагипорфиритов пласта в подошве скважин 71 и 78, содержащих крупные вкрапленники плагиоклаза (до 1 - 2 мм). Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и хлорита, нередко образующих тонковолокнистые игольчатые агрегаты. Для этих пород характерна миндалекаменная текстура, миндалины выполнены в основном кальцитом и хлоритом. Для плагиопорфиритов, наблюдаемых в обломках в шунгитовых породах скв. 71 и 78, характерно наличие мелкокристаллической основной массы, слабо хлоритизированной, с редкими лейстами плагиклаза и миндалинами.

Структурно-морфологический исследование углеродистого вещества осуществлялось с помощью электронной микроскопии и микродифракции. Были выбраны породы по разрезу наиболее представительных толщ углеродистого вещества скважин 71 и 78 соответственно на глубинах 64.8 и 107 метров (низ толщ на непосредственном контакте с плагиопорфиритом), 36.7 и 95.3 метров (середина толщ, удаленная от контактов с плагиопорфиритами) и 23.4 и 35.9 метров (верх толщ на непосредственном контакте с туфоалевролитами).

Молекулярная структура углеродистого вещества скважины 71, выявляемая по микродифракционным исследованиям, определяется пониженными для всех исследованных образцов межслоевыми расстояниями d(002), близкими к 0.343 нм. Эти межслоевые расстояния при полном отсутствии трехмерных отражений характерны для наиболее упорядоченного углеродистого вещества

в ряду шунгитов, наблюдаемого во многих скважинах всех горизонтов на непосредственных контактах с потоками и дайками диабазов. Однако, в нашем случае, такое же межслоевое расстояние имеет и углеродистое вещество с уровня 36.7 м, удаленное от контактов с плагиопорфиритами. Подобие молекулярной структуры углеродистого вещества по разрезу шунгитовых пород может свидетельствовать о воздействии на весь поток еще до внедрения в тело плагиопорфиритов мощного теплового фактора. Вместе с тем, влияние контактов плагиопорфиритов на углеродистое вещество потока прослеживается в скважине 71 по изменению надмолекулярной структуры. Весьма необычная гиперфуллереновая надмолекулярная структура характерна для уровня 64.8 м (рис. 1а), а именно – наличие полых наносфер размерами порядка 100 нм и толщиной стенки до 10 нм (~ 30 графеновых слоев). Углеродистое вещество с горизонта 36.7 м характеризуется обычной для шунгитов глобулярной структурой, хотя и с более крупным размером глобул в пределах 20-40 нм (рис. 1б). Ранее было отмечено, что морфология надмолекулярных образований углеродистого вещества шунгитов связана с условиями образования. В частности, для шунгита Нигозера глобулы имеют форму близкую к сферической, для шунгитов Максова и Чеболакши, деформированы и вытянуты в преимущественном направлении. В этом плане, надмолекулярные образования углеродистых веществ с горизонтов 64.8 и 36.7 м близки по форме к сферическим, что свидетельствует о достаточно изотропной среде их образования. Напротив, в углеродистом веществе с уровня 23.4 м хорошо представлены волокнистые или лентоподобные морфоструктуры (рис. 1в), что может быть связано с анизотропной средой их формирования и обусловлено флюидами и подвижками вещества.



1а 1б

1в 1г

Рис. Электронномикроскопические снимки углеродистого вещества шунгитовой породы из скважин 71 и 78. Вставка на всех рисунках – микродифракционная картина соответствующего углеродистого вещества.

а – скв. 71 на уровне 64.8 метров; б – скв. 71 уровне 36.7 метров; в – скв. 71 на уровне 23.4 метров; г – скв. 78 на уровне 35.9 метров.

Таким образом, результаты по надмолекулярной структуре углеродистого вещества исследованных образцов скважины 71 свидетельствуют о тепловом воздействии плагиопорфиритов, вызвавшме образование полых нано-размерных углеродных частиц. Интересно отметить, что воздействие плагиопорфиритов на углеродистое вещество было уже вторичным и не смогло повлиять на изменение параметров его молекулярной структуры.

Молекулярная структура углеродистого вещества скважины 78, определяется для всех образцов более высокими значениями межслоевых расстояний d(002), близкими к 0.345 нм, что свидетельствует о его меньшей упорядоченности, чем в скважине 71. Такое же межслоевое расстояние имеет и углеродистое вещество с уровней 95.3 и 35.9 м, удаленное от контактов с плагиопорфиритами. Подобие молекулярной структуры углеродистого вещества по разрезу потока, также как и в скважине 71, может свидетельствовать о едином источнике его происхождения. Хотя следует отметить, что для уровня 35.9 м наблюдается явно выраженная анизотропия углеродистого вещества (вставка на рис. 1г), характерная, например, для шунгита Чеболакши. Важно отметить, что для всех уровней выявляется подобная надмолекулярная структура, определяемая наличием глобул размерами 10-20 нм, что свидетельствует об отсутствии теплового воздействия плагиопорфиритов на углеродистое вещество. Отсутствие теплового воздействия свидетельствует о том, контакт углеродистого вещества осуществлялся с остывшими, сформировавшимися плагипорфиритами, и, таким образом, плагиопорфириты не могли внедряться в углеродистое вещество. Нам остается только предположить, что шунгитовые породы, содержащие углеродистое вещество, или внедрялись в ослабленную зону на контакте туфоалевролитов и плагиопорфиритов.

Анализ структурно-морфологических особенностей углеродистого вещества предполагает, что потоки шунгитового вещества подвергались различным предварительным воздействиям, возможно, тепловым. При этом взаимодействие шунгитовых пород и плагиопорфиритов было различным для скважин 71 и 78, что нашло отражение и в структурных характеристиках углеродистого вещества, и в особенностях плагиопорфиритов. Эти процессы, несомненно, требуют дальнейшего изучения. Однако с уверенностью можно сказать, что структурные характеристики углеродистого вещества являются индикаторами физико-химических условий образования, так как изменение его структурных параметров является прогрессивным и позволяет «сохранять информацию» в течение длительного времени и в широком диапазоне условий.

Литература

1. *Галдобина Л.П.* Глубинный углерод нижнего протерозоя Карелии как временной уровень формирования планеты // Палеовулканизм, вулканогенно-осадочный литогенез, гидрометаморфизм и рудообразование докембрия, Петрозаводск, 2001. С. 72.

2. *Галдобина Л.П.* Заонежский вулканизм нижнего протерозоя Карелии, формирование тел шунгитовых пород // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Петрозаводск, 1999. С. 34.

3. *Галдобина Л.П.* Предполагаемый канал поступления углеводородных флюидов в нижнем протерозое Онежской структуры // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск, 1991. С. 18-23.

4. *Галдобина Л.П.* Металлогения шунгитсодержащих и шунгитовых пород Онежской мульды // Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1987. С. 100-113.

5. *Галдобина Л.П., Ковалевский В.В.* Углерод Онежской структуры // Органическая минералогия. Материалы II Российского совещания по органической минералогии, 13-17 июня 2005 г., Петрозаводск, 2005. С. 47-49.

6. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск, «Карелия» 1982. 204 с.

7. *Купряков С.В.* Отчет о результатах поисковых работ на шунгитовые породы, проведенные в Онежской мульде в 1985-1988 гг. Петрозаводск, 1988. Фонды КПСЭ "Севзапгеология".

8. *Buseck P.R., Galdobina L.P., Kovalevski V.V., Rozhkova N.N., Valley J.W., Zaidenberg A.Z.* Shungites: the C-rich rocks of Karelia, Russia // Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. No. 6. pp.1363-1378.

Совершенствование методики прогнозирования рудной минерализации по данным высокоразрешающей сейсморазведки

Колесов С.В.[1], Кузин А.М.[2], Кондрашков В.В.[3]

[1]ВНИИГеофизика, г. Москва, e-mail: servask@bk.ru
[2]Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, e-mail: amkouzin@ ya.ru
[3]ОАО Пангея, г. Москва

Одним из перспективных направлений совершенствования методики рудной сейсморазведки является проведение на рудных полях и месторождениях высокоразрешающей сейсморазведки с нелинейным свипом [3]. На примере вибросейсмического профиля, отработанного по рудному полю, показано расширение возможностей сейсморазведки на основе обработки данных (ММП) по комплексу преломленных и отраженных сейсмических волн.

Для наблюдений использовалась центральная система из 240 каналов с шагом пунктов приема (ПП) – 12,5м, шагом пунктов возбуждения (ПВ) – 25м, с длиной годографа 3000м и кратностью 60. Плотный шаг ПП позволил рассчитывать на расширение спектра принимаемой записи, вследствие чего при вибрационном возбуждении использовался нелинейный свип «дециБелл-на-октаву» в диапазоне «установочных» частот 15 – 160Гц, при длительности 16с и возрастании энергии к высоким частотам на 6дБ/окт, с интервалами «конусования» по 0,5с, отрабатываемый 2-мя вибраторами при 6 накоплениях. Прижим (% силы, устанавливаемый на вибраторах) был подобран равным 50%, что позволило удерживать ошибку фазы и коэффициент нелинейных искажений в допустимых пределах во всём частотном диапазоне. При отработке ПВ вибраторы СВ 14/150 МТК (в высокочастотном варианте) ставились в группе друг за другом почти вплотную.

Из сейсмических параметров наиболее универсальным параметром является скорость продольных упругих колебаний, которую можно измерить в любой среде и метрологически обосновать измерения. При этом в методическом плане ее относительные определения не менее значимы, чем абсолютные [4, 6]. Одним из достоинств обработки ПРО (параметрической развёртки отражений) является анализ скорости [1]. Применительно к данной геологической задаче он позволил выявить скоростную зональность разреза по латерали и глубине (рис.1). Были подтверждены общие закономерности локализации месторождений флюидного генезиса по сейсмическим данным [5]: 1 - в зонах гидротермально-метасоматически измененных пород (рудных интервалов) значения скорости

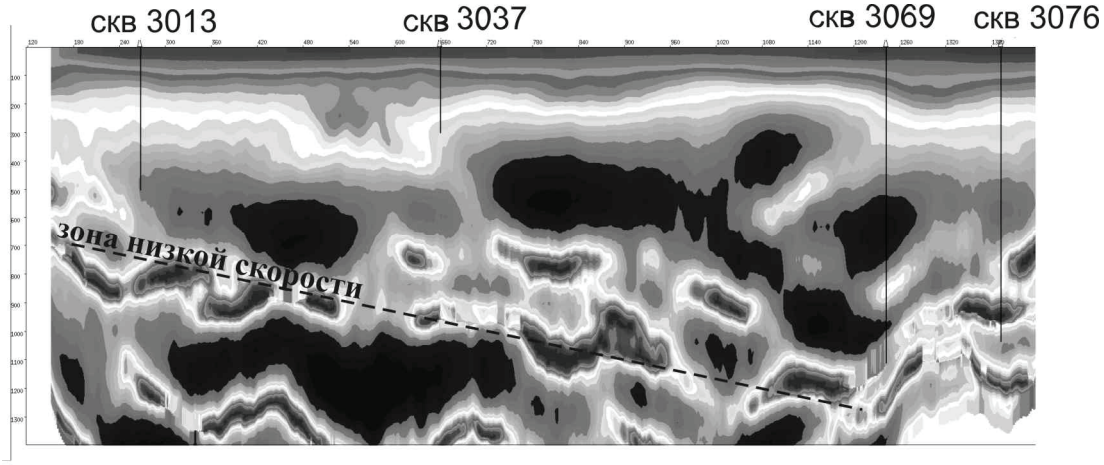


Рис.1. Разрез интервальной скорости по методу ПРО.

продольной волны находятся в интервале между скоростями неизменённых и сильнотрещиноватых пород; 2 - коэффициенты отражения для гидротермально изменённых пород лежат в большинстве случаев в пределах от 0,008 до 0,07 и, соответственно, характеризуются как слабые сейсмические границы (рис. 2). С учетом шероховатости таких границ, вероятность регистрации зеркального от-

ражения крайне мала; 3 - залежи отсутствуют в зонах вертикальных и наклонных разрывных нарушений, которые трассируются до рыхлых отложений самой верхней части разреза и характеризуются аномально низкими значениями скорости преломленной волны и/или наличием отражающей границей; 4 - зоны градиентных (промежуточных) значений скорости преломленных волн, в основном, соответствуют рудным структурам.

Рис. 2. Значения коэффициентов отражения продольных волн для пород, подвергнувшихся гидротермально-метасоматическим изменениям [5].

Эти закономерности соблюдаются в самых разных по возрасту и геологическому строению рудных районах. На рис.3 представлен сейсмогеологический разрез и график граничной скорости по медноникелевому месторождению на Воронежском кристаллическом массиве [2]. Местоположение рудной минерализации на разрезе четко коррелируется с градиентной зоной граничной скорости.

В теории поисков месторождений полезных ископаемых рассматриваются две тесно взаимосвязанные совокупности процессов: это процессы, обуславливающие условия образования, и процессы сохранения месторождений. В то же время в интерпретации геофизических данных несопоставимо мало внимания уделяется изучению взаимосвязи двух этих процессов с механически жесткими геологическими образованиями, которые выступают важнейшим фактором стационарности геодинамической обстановки, необходимой для накопления и сохранения залежей и месторождений. Например, на нефтеносных и рудоносных блоках фиксируются землетрясения; - большинство очагов землетрясений расположено на границе жестких блоков; - месторождения или залежи флюидного генезиса залегают на жестких образованиях или на их границах. Перечисленные явления позволили прийти к выводу о фундаментальной роли механически жестких образований в геологических процессах [3, 4, 6]. К их важнейшим геомеханическим свойствам можно отнести следующие.

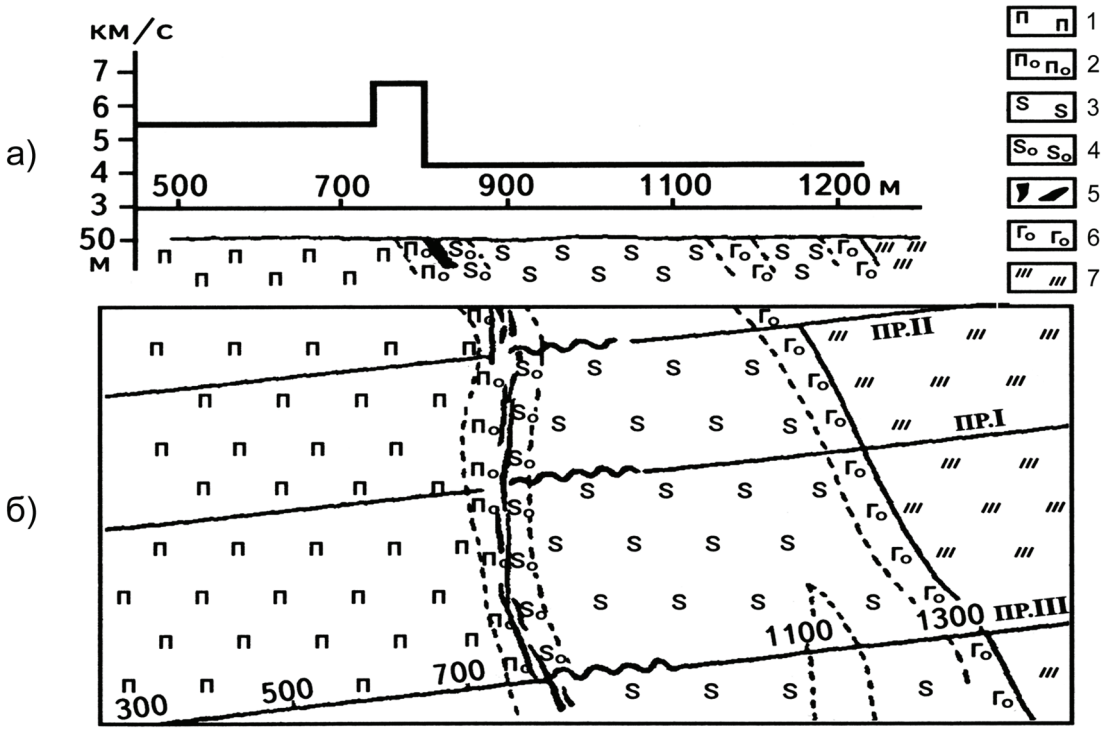


Рис. 3. Мамонское медно-никелевое месторождение (Воронежский массив) [2]:

а – график граничной скорости; б – данные геокартирования.
1 – перидотиты; 2 – оливиновые пироксениты; серпентиниты; 4 – серпентиниты апооливинитовые; 5 – зона с богатой сульфидной медно-никелевой рудой; 6 – габбро, 7 – метасланцы (по А.П. Таркову, Л.Н. Калмыковой, В.И. Дубянскому).

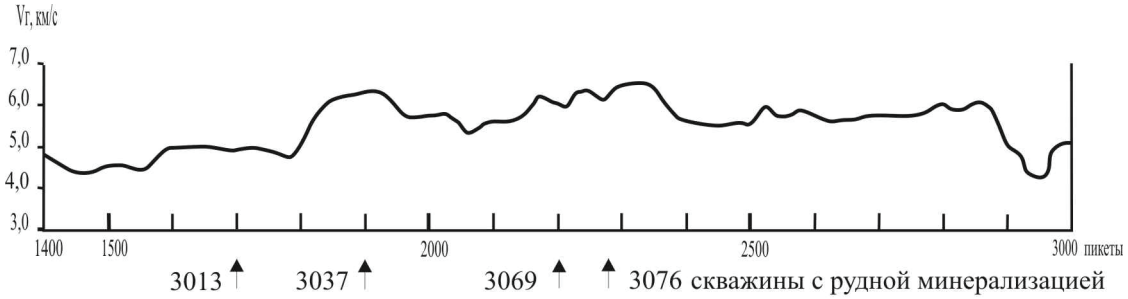


Рис. 4. График граничной скорости (база осреднения 300 метров).

Помимо процессов накопления и диссипации упругой энергии при высокой скорости деформации происходит увеличение жесткости твердого тела, а в некоторых случаях - увеличение его эффективной прочности, обеспечивающей его устойчивость по отношению к волнам деформаций и напряжений. В статическом состоянии жесткое тело формирует разность вертикальных напряжений между его кровлей и подошвой. Незначительная разница в упругости приводит к тому, что в кровле, в бортовом обрамлении напряжения более чем на 10 % меньше, а в самом массиве напряжения, наоборот, возрастают. Это способствует созданию термодинамического градиента и, соответственно, миграционного потенциала для флюидных потоков вдоль границы жесткого тела и вмещающей среды.

Из представленных данных видно, что скоростные неоднородности (ПРО) в верхней части разреза согласуются с распределением скорости преломленной волны вдоль профиля. Так, например, повышение скорости интервальной скорости ПРО хорошо согласуется с повышением скорости преломленной волны (рис. 1 и рис.4). По данным комплексного анализа распределений скорости преломленной и отраженной волн была выявлена зона градиентного изменения скорости (на 20%-40%), к которой по геологическим данным приурочена рудная минерализация.

Таким образом, повышение латеральной разрешённости сейсмической записи позволило: получить детальное распределение скорости ПРО по разрезу, по динамическим параметрам выделить сетку «тонкой» трещиноватости. Картина ее изменения вдоль профиля дала возможность оценить характер изменения вещественного состава в геологическом разрезе.

На Балтийском щите, в особенности в рудных районах выполнен значительный объем сейсморазведочных работ. По сети сейсмических профилей во многих этих районах можно построить площадные схемы граничной скорости, дополнив их результатами переобработки отраженных волн, позволит выделить новые перспективные зоны рудной минерализации.

Литература

1. *Анискович Е.М., Кондрашков В.В., Дёмушкин А.И.* О принципах накапливания и определения скоростей: сравнение методов ОГТ, ДМО и ПРО // Технологии сейсморазведки, № 2, 2005. С. 60-79.

2. *Караев Н.А., Рабинович Г.Я.* Рудная сейсморазведка, М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000, 366 с.

3. *Колесов С.В., Потапов О.А., Иноземцев А.Н., Захарова Г.А.* Использование нелинейных свипов при высокоразрешающей вибросейсморазведке // Геофизика, № 1, 2002. С. 18-28.

4. *Кузин А.М.* Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов // Прикладная геофизика, вып 131, М., Недра, 1994. С. 396-406.

5. *Кузин А.М.* Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // Геофизика, № 5, 1999. С. 3–15.

6. *Кузин А.М.* О физических и геологических основах прогнозирования месторождений флюидного генезиса по сейсмическим данным // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Мат-лы Всероссийской конф., М.: ГЕОС, 2008. С. 251-255.

Сквозные структурные парагенезы фундамента и чехла северо-восточной части Восточно-Европейской платформы

Колодяжный С.Ю.

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: kolod@ginras.ru

В плейтектонических реконструкциях литосферные плиты рассматриваются в качестве монолитных структур, испытывающих значительные латеральные перемещения без существенных преобразований внутренней инфраструктуры. Активные границы тектонических плит (коллизионные пояса, зоны спрединга и др.) принимаются в качестве главных источников тектонических процессов и, естественно, именно они привлекают основное внимание исследователей. Однако практика показывает, что крупнейшие месторождения углеводородов, полиметаллов, алмазов и многих других полезных ресурсов локализованы во внутриплитных областях. Может быть, именно поэтому существует разрыв между практикой и теорией в современной геотектонике, когда прикладная геология развивается на основе иных интересов и понятий, нежели тех, что господствуют в теоретической базе новой глобальной геотектоники.

В последнее время все больше появляется данных, отражающих внутриплитную подвижность литосферных плит, в том числе, с древней континентальной корой. Эти данные не противоречат глобальной концепции геодинамики плит, а существенно ее дополняют, придавая ей характер тектоники объемного течения. В новой парадигме (объемная подвижность плит) появились и практические наработки, связанные, в частности, с развитием представлений о формировании месторождений углеводородов в кристаллических комплексах в связи с их объемной деформацией [3].

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) является одним из важнейших объектов исследований внутриплитной тектоники. В последние годы были проведены структурные исследования в СВ части ВЕП, включая ЮВ окраину Балтийского щита и обширную прилегающую территорию Русской плиты. В основу исследований легли материалы по дешифрированию цифровых карт рельефа, анализ геофизических полей и полевые заверочные работы с использованием кинематического анализа. Исследования позволили выявить сложный ансамбль структур, имеющих долгоживущий и

«сквозной» по отношению к системе фундамент – чехол характер развития [1]. Было отмечено, что тектонические нарушения в докембрийском фундаменте, заложившиеся в конце палеопротерозоя, на платформенной стадии развития ВЕП и, в частности, на неотектоническом этапе испытывали неоднократную ремобилизацию, проникая в осадки чехла в виде отраженного, но обладающего собственными характеристиками парагенеза структур. Это явление характерно для структур различного ранга, включая протяженные подвижные пояса и рифты, отдельные разрывы и зоны трещиноватости, вплоть до мезоструктур.

В пределах рассматриваемой области структуры первого порядка представлены динамически сопряженными Беломорско-Двинской (БД) и Среднерусской (СР) зонами дислокаций (рис.). Первая из них венчает докембрийский Беломорско-Лапландский подвижный пояс и заложенную на нем рифейскую рифтовую систему, являясь отражением их активизации в области развития платформенного чехла. В современной структуре эта зона представлена системой неотектонических грабенов общего СЗ простирания, сегментированных субширотными сдвигами трансформного характера. Изучение в породах чехла макро- и мезоструктур (пологие складки, зоны трещиноватости, сколы, отрывы и др.) в пределах БД зоны показало наличие сдвиговых смещений в обстановке транстенсии, знак которых меняется по простиранию зоны в соответствии с ее сегментацией (рис.).

На ЮВ БД зона плавно по дуге смыкается с СР зоной дислокаций, которая также имеет «корни» в виде одноименных структур в кристаллическом фундаменте – подвижного палеопротерозойского пояса и системы рифейских грабенов. На различных глубинных уровнях коры ширина и очертания зоны варьируют. В кристаллическом фундаменте ей соответствует отчетливо выраженный в гравитационных и магнитных аномалиях широкий (200-250 км) пояс, который рассматривается в качестве коллизионной структуры, сформировавшейся в конце палеопротерозоя [5]. Континентальная кора здесь относительно утонена (34-38 км - в пределах зоны; 38-44 км - в смежных блоках) за счет постколлизионного редуцирования верхнего гранито-гнейсового слоя и характеризуется наличием высокоскоростных (Vp > 7,2 км/с) объемов (коромантийная смесь) в основании нижней коры. В основании рифейских грабенов породы фундамента подвержены деструкции и катаклазу, что подтверждается результатами бурения и сейсмическими данными, показывающими снижение скоростей Vp в кристаллических комплексах.

В отличии от БД зоны СР зона имеет инверсионный характер: над рифтовым провалом фундамента в породах чехла здесь развит Рыбинско-Сухонский мегавал, осложненный структурами высокого порядка, образующими транспрессионный парагенез. Здесь были выявлены зоны сдвига, оперяющие их диагональные складки и валы, асимметрично построенные зоны смятия и трещиноватости, а также структуры субслойного течения и мининадвиги. Эти нарушения пронизывают палеозойские толщи и проникают в осадки мезозоя, а в единичных случаях – в отложения четвертичного возраста. Дополнительные складки и валы являются ловушками нефтегазовых скоплений. В пределах СР зоны были обнаружены признаки проявления мезозойских магматических событий, связанных, как предполагается в [6], со становлением крупного ареала алмазоносных пород кимберлитовой ассоциации.

Все эти сведения показывают, что СР и БД зоны представляют собой долгоживущие сквозные (фундамент – чехол) структуры, которые проявлены на разных глубинных уровнях: в морфологии современного рельефа, в структурах чехла и кристаллического фундамента. Имеются признаки периодической активности данных структур на фоне меняющихся геодинамических обстановок в позднем палеопротерозое, в рифее, в венд-палеозойское и мезозойско-кайнозойское время.

Структурные парагенезы верхней части фанерозойского чехла БД и СР зон связаны преимущественно с горизонтальными перемещениями. Последние проявлялись в качестве двух типов динамических систем: 1) рассредоточенные на больших площадях зоны диссипативного сдвига; 2) зоны субслойного течения - срыва и связанные с ними складчато-надвиговые структуры. Эти системы отражают две формы структурного проявления сдвиговых деформаций диссипативного типа, проявленных в одном случае в вертикальной (сдвиг), в другом – в горизонтальной (пологий срыв – надвиг) плоскостях. Их различная пространственная позиция обусловлена свойствами вмещающей среды: крутопадающие зоны сдвига унаследуют характер тектонической делимости фундамента, а зоны горизонтального течения – контрастные реологические свойства пород осадочного чехла. Зоны сдвига и субслойного течения образуют динамически сопряженные системы, в которых проявляет-

ся общее латеральное перемещение горных масс. Суммарные диссипативно-сдвиговые деформации в этих системах охватывают огромные массивы пород и являются результатом объемного (3-D) тектонического течения осадков фанерозойского чехла.

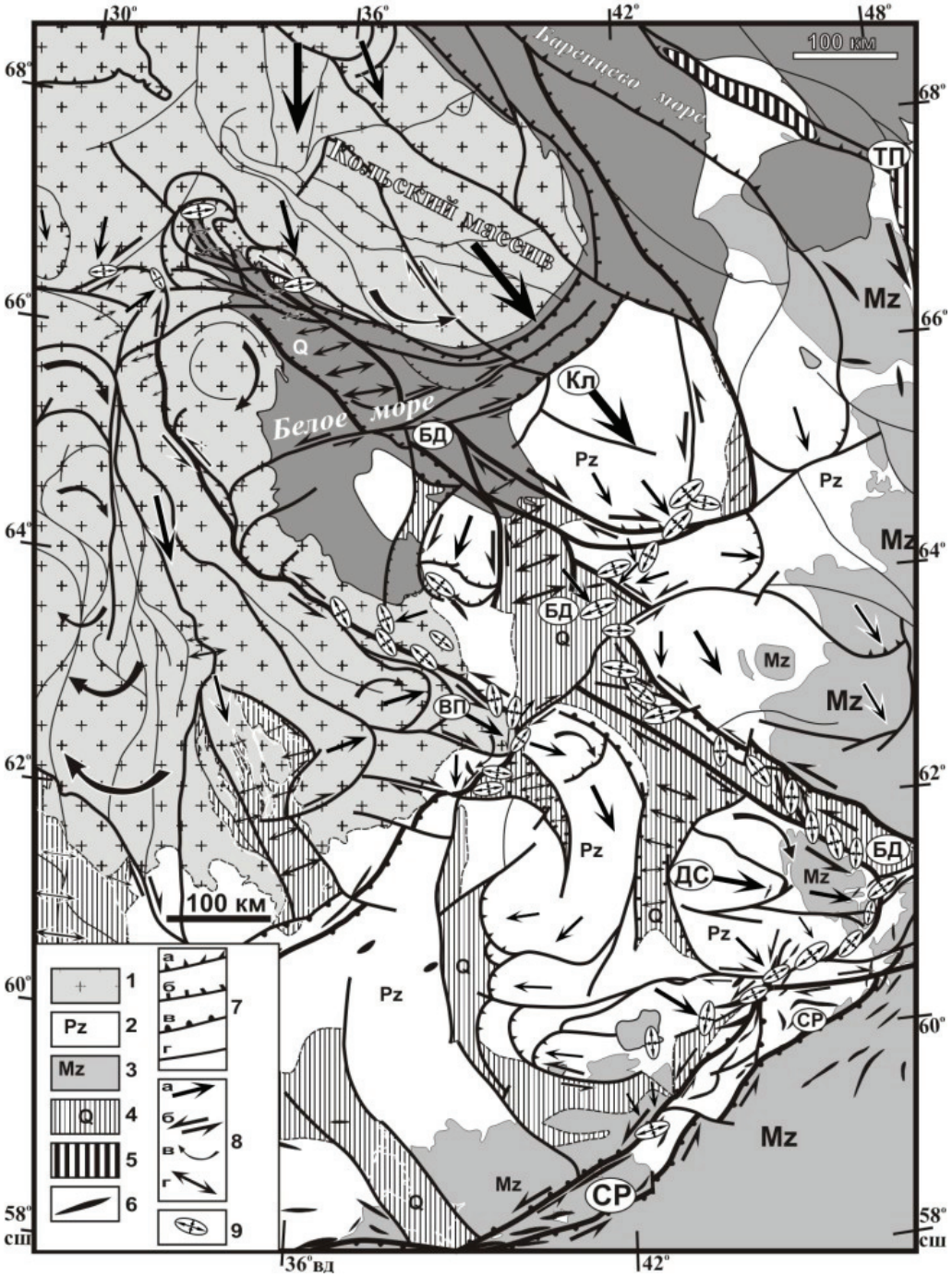


Рис. Кинематическая схема мезозойско-кайнозойского этапа развития северо-восточной части ВЕП.

1 - докембрийский фундамент; 2 - 3 - осадки чехла: 2 - палеозойские, 3 - мезозойские; 4 – современные депрессии; 5 - складчатые пояса; 6 – антиклинали; 7 - зоны дислокаций: а – взбросы и надвиги, б - сбросы, в - флексуры, г - сдвиги; 8 - направления перемещений: а - тангенциальных, б - сдвиговых, в - ротационных, г - раздвиговых; 9 - ориентировка главных осей деформации. Буквы на схеме: зоны дислокаций: СР - Среднерусская, БД - Беломорско-Двинская, ТП - Тимано-Печерский пояс; блоки: ДС - Двинско-Сухонский, ВП - Ветреного Пояса, Кл – Кулойский.

К западу от области дугообразного смыкания БД и СР зон расположен Двинско-Сухонский мегаблок. Кинематика сдвиговых смещений в его обрамлении и внутренний структурный рисунок указывают на выдвигание блока в ЮВ направлении. Примерно в 500 км к СЗ от этой структуры расположена аналогичная в динамическом отношении структура – кристаллический выступ Ветреного Пояса Балтийского щита [1] (рис. 1). В целом они составляют крупную внутриплитную структуру горизонтального перемещения, которая может рассматриваться как плито-поток (по [3]). Его внутреннее строение показывает, что движение массива пород к ЮВ происходило не в виде монолитного тела, а в качестве динамически дифференцированного потока с обособлением сегментов высокого порядка, связанных с локальными обстановками растяжения, вращения, тектонического нагнетания и выдавливания геомасс (рис. 1).

К СВ от БД зоны было отмечено широкое развитие нарушений и зон трещиноватости, имеющих преимущественно сдвиговую кинематику и «нарезающих» мозаичную систему блоков. Анализ кинематики отдельных сдвигов и характера палеонапряжений внутри блоков позволяет предполагать, что они также образуют плито-поток, испытывающий горизонтальное перемещение к ЮВ. Центральное «ядро» этого потока образуют Кольский массив и расположенный на его ЮВ фронте Кулойский блок, ограниченный зонами сдвига, адаптирующими выдвигание геомасс к ЮВ (рис. 1).

Выявленные структурно-кинематические парагенезы и особенности современной структуры СВ части ВЕП согласуются с известной моделью перемещения данной плиты к ЮВ в связи с раскрытием Арктической зоны спрединга [2, 4]. Как предполагается в [2], эти перемещения происходили в альпийский этап эволюции платформы, и были возможны за счет право- и левосдвиговых смещений соответственно вдоль западной (линия Торнквиста) и восточной (Урал, Тиманский пояс?) ее границ. Полученные структурные материалы показывают, что движение плиты к ЮВ имело не «монолитный», а дифференцированный и объемный характер. Об этом свидетельствуют особенности структурных парагенезов чехла, наличие расчленяющих плиту зон дислокаций, типа СР и БД зон, а также проявление структур горизонтального перемещения, в роли которых могут рассматриваться Двинско-Сухонский и Кольско-Кулойский плито-потоки. Слабым местом этой модели является механизм передачи напряжений от активных границ плиты на тысячи километров в ее внутренние области. Решение этой проблемы требует анализа более обширных данных по тектонике СВ части ВЕП.

Гранты РФФИ № 06-05-64848, 07-05-01158, Программа ОНЗ № 10, "Фонд содействия отечественной науке".

Литература

1. *Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г.* Структурно-кинематические парагенезы фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника, 2007, № 6. С. 3-22.

2. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. – М.: Наука, 2005. 340 с.

3. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. – М.: Наука, 2008. 457 с.

4. *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3-21.

5. *Минц М.В., Филиппова И.Б., Сулейманов А.К. и др.* Глубинное строение раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: формирование надвиго-поддвиговых структур во внутренней области суперконтинента, связанное с аккреционными и коллизионными процессами // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 456-459.

6. *Труфанов А.И.* Первая находка раннемезозойских щелочных ультраосновных магматических пород на севере Русской плиты // Региональная геология и металлогения. 2007, № 30-31. С. 57-61.

Основной магматизм и благороднометальное оруденение Ялонварской структуры (Северное Приладожье)

Кондрашова Н.И.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: kondr@krc.karelia.ru

Традиционно Ялонварская структура рассматривается в составе верхнеархейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси-Тулос, геологические фрагменты которого в настоящее время картируются в приграничной полосе Карельской гранит-зеленокаменной и Свекофеннской складчатой областей (рис.1).

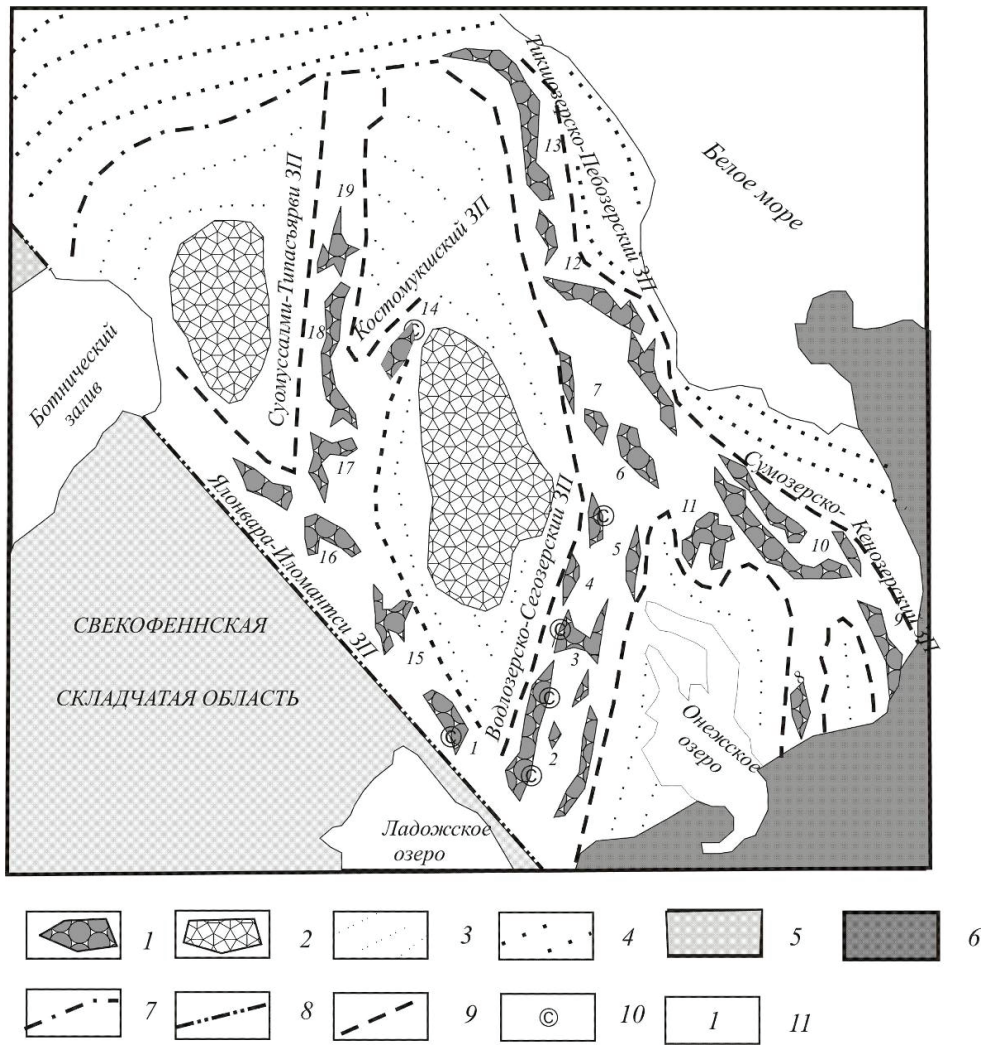


Рис.1. Пространственное положение Ялонварской структуры в современной структуре Балтийского щита.

1 – зеленокаменные структуры, 2 – интракратонные впадины, 3 – реоморфизованный катархейский фундамент, 4 – амфиболит-гнейсовый комплекс Беломорского пояса, 5 – Свекофеннская складчатая область, 6 – образования палеозойского комплекса, 7 – границы Карельской гранит-зеленокаменной области (КГЗО), 8 – граница КГЗО и Свекофеннского складчатого пояса, 9 – границы зеленокаменных поясов (ЗП), 10 – массивы санукитоидов, 11 – локальные зеленокаменные структуры: 1 – Ялонварская, 2 – Хаутаварская, 3 – Койкарско-Корбозерская, 4 – Совдозерская, 5 – Сайозерская, 6 – Парандовско-Надвоицкая, 7 – Тунгудская, 8 – Маткалахтинская, 9 – Токшинская, 10 – Каменноозерская, 11 – Рыбозерская, 12 – Пебозерская, 13 – Тикшозерская, 14 – Костомукшская, 15 – Иломантси, 16 – Ипатти, 17 – Типасъярви, 18 – Кухмо, 19 - Суомуссалми

В разрезе структуры выделяют две толщи: нижнюю, сложенную вулканитами и вулканогенно-осадочными породами основного и средне-кислого состава, и верхнюю, сложенную вулканитами и вулканогенно-осадочными породами преимущественно средне-кислого и кислого состава при подчиненном присутствии вулканогенных пород основного состава.

Интрузивные образования Ялонварской структуры (вулкано-плутонической ассоциации (ВПА) по [1]) представлены многофазной гранитоидной интрузией, отнесенной позднее к группе санукитоидов [7].

1 фаза внедрения представлена несколькими телами кварцевых диоритов, гранодиоритов в СВ части структуры, возраст молибденита в которых - 2772±11 млн.лет [3]. 2 фаза, занимающая наибольшую площадь выходов интрузивного тела, сложена гранитами с возрастом 2600± 100 млн.лет [5] и 3 фаза – малые интрузии лейкократовых порфировидных гранитов, дайки гранит-порфиров, субвулканические дациты, риодациты в ЮЗ и СЗ частях интрузии.

Гранитоидный магматизм структуры детально описан ранее [1, 2] при изучении комплексного оруденения (с золотом и полиметаллами) порфирового типа, связанного с поздними фазами ялонварской гранитоидной интрузии . Оруденение локализовано в кварцево-жильных штокверках в эндоконтакте диоритов 1 фазы, в местах распространения в диоритах дайково-жильной фации кислого состава. В зонах сдвиговых дислокаций (PR? возраста) в экзоконтакте тела гранитоидов, прорывающего метавулканиты средне-кислого состава, установлен золото-полисульфидный тип оруденения.

В структуре широко представлен дайковый комплекс, впервые выделенный при съемочных работах в 60-х гг. Позднее были описаны дайки, связанные с разными фазами гранитоидной интрузии [1] и по составу аналогичные их соответствующим фазам, и дайки протерозойского возраста [6]. Геохронологического изучения субвулканических образований не проводилось, поэтому отнесение их к определенным этапам развития структуры является условным.

Магматизм основного состава Ялонварской структуры представлен дайками и многочисленными малыми интрузиями габбро-диабазов, являющихся частью вулкано-плутонической ассоциации. В заметном количестве присутствуют также субвулканические образования, которые по своим петрогеохимическим признакам отличаются от образований Ялонварской ВПА и сходны с протерозойскими породами Карельской гранит-зеленокаменной области (табл.1). Эти две временные группы субвулканических образований четко различаются на петрохимических диаграммах: часть точек находится в поле вулканитов и гранитоидов, а часть образует отдельные самостоятельные поля. Субвулканические образования основного состава обеих возрастных групп характеризуются более низкими показателями магниевого числа (mg), чем вулканиты структуры и гранитоиды Ялонварской интрузии, что указывает на отсутствие среди габброидов мантийных производных (рис.2), и что подтверждается также их низкой титанистостью и невысокими содержаниями фосфора.

Коэффициент фракционирования для основной массы габброидов больше 1, что является признаком фракционирования в промежуточных магматических камерах.

Характерной чертой Ялонварской ВПА является повышенное содержание во всех разновидностях пород бария, что послужило основанием для признания наличия мантийного метасоматоза источника перед его плавлением [4], хотя ряд петрогеохимических особенностей противоречит этому заключению.

При наличии высокого содержания бария в источнике в магматическом процессе барий как тугоплавкий элемент, в первую очередь, входит в решетку плагиоклаза, что неизбежно приводит к высокой корреляции Ba и CaO. Между содержанием бария и окисью кальция для всех образований Ялонварской структуры зависимость отсутствует (низкие коэффициенты корреляции), но такая связь отмечается для Ba и K_2O (рис.3). При отсутствии плагиоклаза барий входит в кристаллическую решетку калиевого полевого шпата (КПШ), а также в биотиты, амфиболы. Но отсутствие значимой корреляции между содержаниями окиси калия и кремнезема, которая наблюдается при фракционировании расплава, противоречит магматической природе обогащенности пород ВПА барием.

Химический состав магматических образований Ялонварской структуры

мас. % / г/т.	дайки							гранитоиды интрузии					малые интрузии габброидов				
	в гранитоидах 1 фазы					в гранитах 2 фазы	в лавобрекчиях	1 фаза		2 фаза		обломок в лавобрекчии	Протерозойского возраста		архейского возраста (Ялонварской ВПА)		
	ял13г	ял10б	ял10д	ял10е	ялю3	ялю1	ял18	ял10	ял32	0588-3	я100-9	ял15а	ял126	ял73	ял76а	я110в	ял64
SiO2	54,86	53,66	66,80	76,31	61,94	46,50	62,54	61,80	59,72	70,56	66,30	63,89	48,12	48,28	49,04	50,81	48,61
TiO2	0,98	0,92	0,38	0,03	0,53	1,29	0,52	0,56	0,52	0,12	0,219	0,71	0,67	0,75	1,55	0,72	1,12
Al2O3	14,54	14,16	15,45	13,09	13,81	12,01	15,36	14,46	14,52	14,46	14,58	16,81	14,00	15,24	13,47	13,52	12,89
Fe2O3	2,25	2,87	2,35	0,18	5,35	2,19	2,61	2,44	2,55	2,07	0,58	1,23	1,38	4,55	4,75	2,20	2,33
FeO	6,32	5,31	0,95	0,33	1,29	11,20	2,51	3,02	3,10	2,08	1,79	2,08	12,07	8,86	10,30	7,68	12,30
MnO	0,157	0,172	0,046	0,012	0,068	0,200	0,090	0,094	0,114	0,86	0,038	0,078	0,18	0,192	0,190	0,18	0,286
MgO	6,45	7,63	1,86	0,20	2,95	7,39	3,75	4,44	3,58	1,25	0,43	2,34	7,60	6,60	5,30	9,12	7,14
CaO	7,22	6,86	3,00	0,56	4,25	6,45	4,20	4,35	7,00	0,41	1,31	5,29	7,89	9,04	7,64	9,58	7,69
Na2O	3,37	3,90	3,67	3,75	2,35	0,44	4,05	3,32	3,31	0,50	2,33	5,74	2,55	2,92	0,97	1,81	2,38
K2O	1,85	2,21	4,00	5,25	3,81	5,93	2,52	3,45	3,33	5,30	9,35	0,64	0,06	0,28	3,45	1,69	2,14
P2O5	0,35	0,412	0,08	0,06	0,33	0,12	0,31	0,38	0,38	-	0,073	0,16	-	0,09	0,19	-	0,08
Cr	210	300	82	34	151	103	-	260	198	-	<70	220	120	100	-	310	103
V	200	150	-	-	129	331	-	150	196	49	<25	130	260	290	-	200	426
Co	35	41	<39	-	31	-	24	26	39	-	<10	10	66	610	63	41	71
Ni	39	120	47	-	94	71	70	100	110	<15	<10	48	79	69	86	110	94
Ba	1000	420	950	430	1300	970	1400	1700	900	400	1700	410	<100	120	1000	540	260
Sr	1000	700	420	120	540	180	600	1000	430	<100	140	230	<100	350	600	170	190

За высокие содержания в породах бария ответственен барит, многочисленные микропрожилки которого отмечаются как в породах ВПА, так и в габброидах не только архейского, но и протерозойского возраста. Косвенно на отсутствие обогащенности источника перед плавлением некогерентными элементами указывает состав обломка диорита (1 фаза) в лавобрекчии (обр.Ял-15а в табл.), для которого характерно низкое содержание окиси калия, а также бария и стронция. Данная находка указывает на имевшую место вулканическую активность после внедрения 1 фазы гранитоидной интрузии (обломков гранитоидов 2, 3 фаз в лавобречиях не отмечалось).

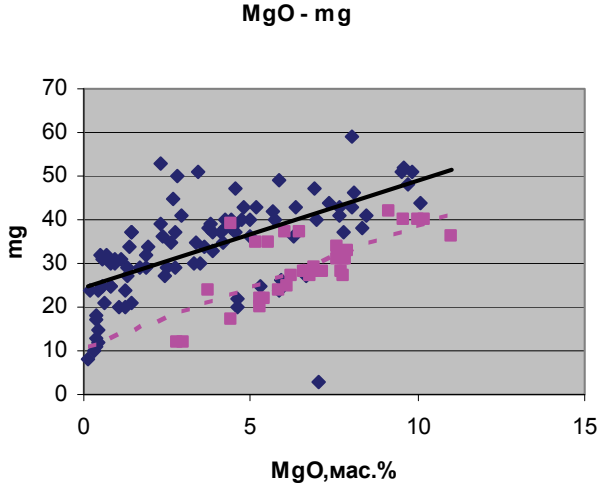


Рис.2. Зависимость магниевого показателя от содержания окиси магния для образований Ялонварской структуры.

квадраты – субвулканические образования основного состава, ромбы – вулканогенные породы и гранитоиды Ялонварской структуры. Линии – тренды. mg = MgO/MgO+FeO+Fe_2O_3*100 (в атомных количествах).

Диориты (1 фаза) постоянно характеризуются повышенными содержаниями бария (>1000 г/т), тогда как граниты 2 и 3 фаз, субвулканические образования разного состава – не всегда. Обнажения диоритов на современном эрозионном срезе находятся вблизи зоны сдвиговых дислокаций протеро-

зойского (?) возраста. Формирование этой зоны, способствующее поступлению флюидов в верхние горизонты коры, могло привести к их обогащению некогерентными элементами, что несомненно сказалось на петрогеохимическом облике диоритов. Низкие концентрации бария в диоритах участка Ремсинкорпи (вне зоны сдвиговых дислокаций) свидетельствуют в пользу этого утверждения.

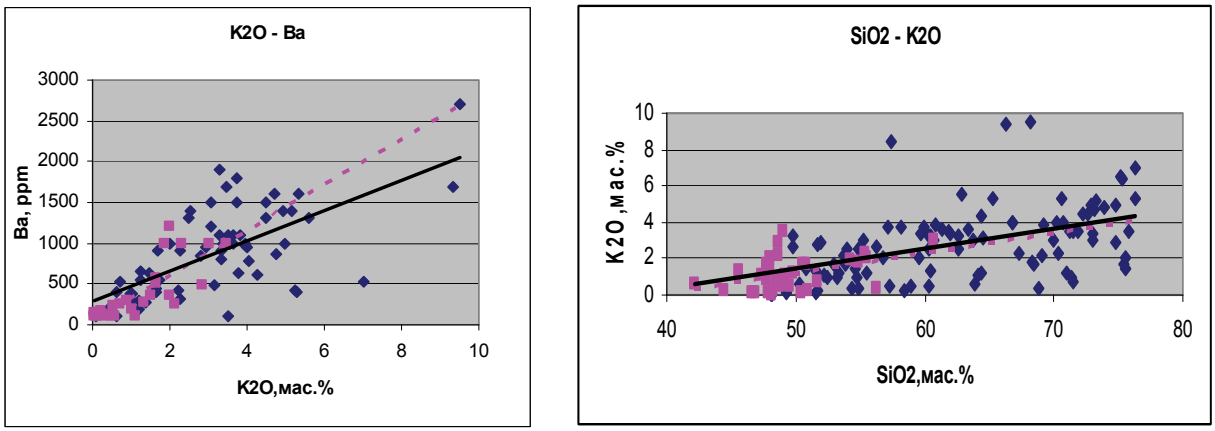


Рис.3. Графики в координатах K2O – Ba, SiO2 – K2O.
Условные обозначения см. на рис.1.

С поздними фазами ялонварской гранитоидной интрузии связывают комплексное благороднометальное оруденение. В эндоконтакте диоритов отмечены кварцевые жилы с Au-Bi-W-молибденовой минерализацией с обильным пиритом, часто с шеелитом. Реже встречаются пирротин, халькопирит, кубанит. Молибденит представлен единичными зернами. В висмут-висмутин-галенитовом агрегате были отмечены микроскопические включения самородного золота [2].

Габброиды структуры рассматриваются при этом исключительно как упоры при формировании золотого оруденения [2]. Непосредственно в них видимого золота не отмечается, как нет его и во включениях в пирите, халькопирите основных интрузивных пород. Определенный набор рудных минералов в кварцевых жилах с благороднометальной минерализацией и вмещающих гранитоидов и вулканитов структуры сходен (молибденит, халькопирит, галенит, сфалерит, шеелит), что позволяет сделать обоснованное предположение о заимствовании рудных компонентов из вмещающих отложений. Но это не относится к минералам висмута, теллура, в агрегатах которых встречаются субмикроскопические включения золота [2]. В отложениях структуры подобная минерализация не отмечена, но она присутствует в субвулканических образованиях основного состава предположительно протерозойского возраста (но без золота).

В гидротермальных низкотемпературных биотитах (высокое содержание Al^{VI}) металав разреза структуры отмечаются включения галенита. Самородное серебро фиксируется в магматических биотитах лавобрекчий, т.е. минералами-концентраторами серебра и галенита являются биотиты отложений структуры. Магматические биотиты гранитоидов отличаются: в гранитоидах 1 и 3 фаз – это магнезиальные слюды, в гранитоидах 2 фазы, как и в габброидах протерозойского возраста – железо-магнезиальные. Постмагматические биотиты в отложениях разреза, гранитоидах и дайках основных пород – различны, что может указывать либо на автономность формирования исходных расплавов, либо на воздействие разного по составу флюида, связанного с разными источниками.

Измененных биотитов, аналогичных встречаемым в вулканитах, гранитоидах и дайках, в габброидах и архейского, и протерозойского возрастов не отмечено. Возможно, роль основного расплава сводилась к термальному воздействию на вышележащие породы структуры и «накоплению» рудных компонентов при взаимодействии с образующимися при этом кислыми расплавами. Есть указания, что на орогенном этапе развития с развитием корового гранитоидного магматизма механизм концентрации золота начинает работать тогда, когда гранитоидные расплавы взаимодействуют с базитовыми расплавами, или с ранними базитовыми, и именно в этом случае с золотом тесно ассоциируют W,Mo,Sn,Bi и другие редкие элементы [3] и связано это в рассматриваемой структуре со временем протерозойской тектоно-магматической активизации.

Литература

1. *Иващенко В.И., Лавров О.Б.* Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонварского вулкано-плутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск: 1994, 127 с.

2. *Иващенко В.И., Ручьев А.М., Кондрашова Н.И., Лавров О.Б., Соколов С.Я., Кевлич В.И.* Геолого-экономическое обоснование постановки оценочных работ на золото в пределах участка Хатуноя в Суоярвском районе. Отчет. Петрозаводск. 2004.

3. *Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф.* Универсальность эволюции золоторудных систем – ключевой критерий регионального прогноза промышленного оруденения //Отечественная геология, 1995, № 5. С. 19-27.

4. *Лобач-Жученко С.Б.* Архейские высоко-Mg и высоко-K (санукитоидные) серии пород: состав, флюиды, мантийные источники. Тезисы Всероссийского семинара «Геохимия магматических пород. Щелочной магматизм Земли». 2008, с. 34-37.

5. *Попов В.Е*. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Наука, 1991, с. 287.

6. *Рундквист И.Н., Руссу И.А. и др*. Отчет по теме: «Ревизионно-опробовательские работы в полосе развития зеленокаменных образований лопия». 1982. Инв. № 1523. фонды КГЭ.

7. *Чекулаев В.П.* Архейские «санукитоиды» на Балтийском щите // Докл. АН, 1999, т.368, № 5, с. 676-678.

Металлогения зеленокаменных поясов разных генетических типов

Корсаков А.К., Федчук В.Я., Межеловский А.Д.

Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва, e-mail: kors2012@rambler.ru

Важнейшими рудоносными структурами раннего докембрия, играющими ведущую роль в добыче многих видов минерального сырья, являются зеленокаменные пояса. К ним приурочены протяженные металлогенические зоны с крупными рудными узлами, в которых сосредоточены уникальные месторождения железистых кварцитов, золота, медно-никелевых и колчеданных руд, значительные запасы редких металлов, хромитов, титана, марганца и других полезных ископаемых [1,2,4,5,7].

Зеленокаменные пояса периодически зарождались на протяжении всего раннего докембрия (более 2 млрд. лет), в течение которого сменилось несколько поколений этих структур и произошла их закономерная, направленная эволюция (морфологическая, структурно-вещественная, геохимическая, металлогеническая), связанная с эволюцией земной коры и мантии.

Большинство зеленокаменных поясов характеризуется значительным сходством вулканических и осадочных литофаций, условий метаморфизма, интрузивных образований и деформаций. Эти общие черты важны для выделения зеленокаменных поясов в качестве специфических структур раннего докембрия. Однако при изучении генезиса и металлогенической специализации поясов решающее значение приобретают различия в их строении и составе структурно-вещественных комплексов. Имеющиеся данные [6] свидетельствуют о существовании таких различий как между структурами разного возраста, так и между отдельными регионами, о разнообразии геологического строения и условий формирования зеленокаменных поясов. Таким образом, все многообразие строения и развития зеленокаменных поясов не может быть объяснено в рамках единой модели и сведено к одному генетическому типу. В данной работе использована классификация зеленокаменных поясов с выделением трех основных генетических типов (плюмтектонический (доплейттектонический), пермобильный (переходный) и плейттектонический) [6], основанная на их типоморфных особенностях, обусловленных сменой геодинамических режимов и механизмов формирования в связи с общей эволюцией Земли.

Зеленокаменные пояса характеризуются широким спектром рудных формаций, возникавших в определенных геодинамических обстановках на разных стадиях развития, в связи с конкретными структурно-формационными комплексами [4,8,9]. Различные комбинации осадочных, магматических, тектонических и метаморфических процессов определяют специфику и разнообразие месторождений, обнаруживающих отчетливую хронологическую изменчивость. С течением времени в

процессы концентрирования (образования месторождений) вовлекались новые рудные элементы, усложнялся состав руд, появлялись новые типы месторождений, возрастала роль корового источника полезных компонентов.

Основными факторами, обусловившими металлогенические особенности зеленокаменных поясов разных генетических типов, их металлогеническую специализацию и продуктивность являются:

- геодинамические режимы формирования структур, определившие их геологическое строение и развитие, формационный состав, интенсивность тектонических деформаций, магматизма и метаморфизма;
- тепловой режим и степень деплетированности мантии, влиявшие на металлогеническую специализацию исходных мантийных магм;
- состав и мощность земной коры (океанической и континентальной), определявшие особенности фракционирования рудных компонентов;
- длительность функционирования зон спрединга и субдукции («конвеерного механизма» поставки рудных и флюидных компонентов), способствовавших накоплению рудных элементов в зеленокаменных поясах.

Формирование зеленокаменных поясов доплейттектонического типа (3,9-3,3 млрд. лет) происходило на коре базитового состава в режиме плюм-тектоники и привело к образованию протоконтинентов – гранит-зеленокаменных областей и первичному накоплению в зеленокаменных толщах рудных концентраций, коррелировавшихся с мантийными. Источником рудных компонентов служила недеплетированная или слабо деплетированная мантия. Пояса этого типа отличаются низкой продуктивностью и рассредоточенным оруденением. Большая часть рудных проявлений (медно-никелевых, колчеданных, медно-молибденовых и др.) не имеет практического значения или относится к категории экзотических (месторождения изумрудов Каапваальского кратона), а металлогеническую специализацию и перспективность зеленокаменных поясов определяют в основном месторождения железистых кварцитов, золота и барита.

Наиболее интенсивным и экстенсивным эндогенным оруденением характеризуются зеленокаменные пояса пермобильного типа (3,3 – 2,6 млрд. лет). Их металлогенические особенности обусловлены геодинамическим режимом, свойственным начальному периоду проявления тектоники литосферных плит с зонами океанического спрединга и субдукции океанической коры у окраин протоконтинентов [7,8,9,10]. Основным источником рудных компонентов оставалась мантия при подчиненном значении первичнокорового источника. Слабая деплетированность позднеархейской мантии, мощная океаническая кора, обогащенная рудообразующими компонентами и длительная ее субдукция обеспечили высокую рудоносность поясов пермобильного типа, а возросшая мощность континентальной литосферы способствовала дифференциации магматических расплавов в промежуточных очагах, фракционированию, ремобилизации и концентрации рудных элементов. Металлогенические особенности поясов этого типа определяются в первую очередь приуроченностью к ним крупных и уникальных месторождений золота, железистых кварцитов, сульфидных медно-никелевых и колчеданных руд, группирующиеся в крупные рудные узлы, зоны, пояса. Важное промышленное значение могут иметь также месторождения хромитов, марганца, редких металлов, изумрудов, высокоглиноземистого сырья, талька, магнезита, асбеста и др.

Плейттектонические зеленокаменные пояса (2,6-1,6 млрд. лет) отличаются наиболее разнообразной рудной минерализацией и присутствием полигенных и полихронных месторождений с комплексным составом руд [2,3]. Зеленокаменные пояса этого типа формировались в условиях существования архейских суперконтинентов (или суперконтинента) в режиме тектоники литосферных плит, что обусловило их сложное и разнообразное строение. Среди них выделяются коллизионные интракратонные (полного и неполного циклов развития) и аккреционные окраинные структуры, металлогения которых имеет свои особенности.

Источник рудных компонентов на разных стадиях развития плейттектонических поясов имел мантийное, нижне- и верхнекоровое происхождение. Более деплетированная раннепротерозойская мантия и меньшая степень ее плавления, меньшая продолжительность спрединга и субдукции обусловили меньшее поступление рудных компонентов из мантии, а интенсивные деформации, гранитоидный магматизм, метаморфизм и экзогенные процессы способствовали ремобилизации и пере-

отложению внутрикоровых их концентраций. Важное значение имеют месторождения железистых кварцитов, комплексных благороднометальных и сульфидных медно-никелевых руд с минералами платиновой группы, весь набор колчеданных месторождений, часто с Au и Ag , меньшее – золоторудные, шунгитовые, порфировые медно-молибденовые, хромитовые, титаномагнетитовые, марганцевые, вольфрамовые и редкометальные месторождения.

Наиболее продуктивными являются интракратонные структуры бассейнового типа (с неполным циклом развития), в которых локализованы уникальные по запасам железорудные месторождения железо-кремнисто-сланцевой формации, крупные месторождения шунгита, комплексные золото-платиноидные и благороднометально-уран-ванадий-редкометальные месторождения в черносланцевых толщах.

Набор промышленно важных ископаемых в коллизионных структурах полного цикла развития достаточно разнообразен, но главная роль принадлежит сульфидным медно-никелевым с платиноидами месторождениям и сопутствующему титаномагнетитовому и хромитовому оруденению.

Аккреционные пояса окраинного типа характеризуются в основном колчеданной, золоторудной и железо-марганцевой специализацией.

Таким образом, тип зеленокаменных поясов определяет возможность образования в них определенного набора месторождений. Реализация этой возможности зависит от индивидуальных особенностей строения и развития структур. Реальная рудоносность и вероятность выявления месторождений зависит от степени сохранности рудных концентраций в процессе их последующих преобразований – метаморфизма, тектонических деформаций, денудации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-00577).

Литература

1. *Казанский В.И.* Эволюция рудоносных структур докембрия. М.: Недра, 1988. 286с.

2. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. СПб.: ВСЕГЕИ. 1999. 329 с.

3. *Михайлов В.А.* Металлогения золота докембрийских зеленокаменных структур (на примере Западно-Африканского кратона). Киев: Киевский университет, 2002. 319 с.

4. *Моралев В.М.* Характерные черты металлогенеза и тектоническая природа докембрийских зеленокаменных поясов// Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978. С. 205-211.

5. *Некрасов Е.М.* Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 286 с.

6. *Соколовский А.К., Федчук В.Я., Корсаков А.К.* Геодинамические обстановки формирования зеленокаменных поясов. М.: МГГРУ, 2003. 186с.

7. *Уотсон Дж.* Рудная минерализация в архейских провинциях // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 443-454.

8. *Card K.D., Poulsen K.H.,Robert F.* The Archean Superior Province of the Canadian Shield and its Lode Gold Deposits/ The Geology of Gold Depozits: Perspektive in 1988 // Econ. Geol. 1989. N6. P. 19-36.

9. *Foster R.P., Piper D.P.,* Archean lode gold deposits in Africa: Crustal setting, metallogenesis and cratonization // Ore Geology Reviews. 1993. P. 303 –347.

10. *Fuchter W.A.H., Hodson C.J.* Gold Deposits of the North Western Mining Camp, Gwanda Greenstone Belts, Zimbabwe // Proc. Gold. “86 symposium”. Toronto: 1986. P. 255-269.

Проблемы происхождения «друзитового комплекса» на примере массивов центральной части Беломорского подвижного пояса

Криволуцкая Н.А.[1], Смолькин В.Ф.[2]

[1]ГЕОХИ, г. Москва, e-mail: nakriv@mail.ru
[2]ГГМ РАН, г. Москва, e-mail: vsmolkin@sgm.ru

Прошло более века со времени открытия новой группы основных-ультраосновных пород с коронитовыми структурами в Западном Беломорье, описываемая в последующем как “беломорские друзиты” или “друзитовый комплекс“. Несмотря на длительную историю изучения комплекса многие

вопросы его происхождения остаются нерешенными или дискуссионными. В последнее десятилетие широко стали применяться современные геохимические, изотопные и экспериментальные методы, которые позволили более обосновано подойти к решению вопросов правомерности выделения единого комплекса, возраста его формирования, геодинамических условий внедрения, генезиса коронитовых (друзитовых) структур, металлогенической специализации и рудного потенциала.

К настоящему времени установлено, что "друзитовый комплекс" является гетерогенным и включает в себя различные не только по составу, но и возрасту массивы. Так ранее выделенные В.С.Степановым [1] комплексы габбро-анортозитов, лерцолит-габброноритов и коронитовых габбро, оказались, по данным изотопных анализов, разновозрастными. А коронитовая (друзитовая) структура, которая была одним из главных признаков выделения комплекса, является наложенной, сформированной в течение как позднемагматической стадии, так и этапа регионального метаморфизма в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций [2, 3]. Одним из важных результатов предыдущих исследований является вывод о сопоставимости состава пород лерцолит-габброноритового комплекса и расслоенных интрузий палеопротерозоя Кольского п-ва и Карелии, содержащих месторождения хрома, никеля и ЭПГ, что дало основание для поисков рудных объектов в пределах Западного Беломорья.

Необходимо отметить, что аналитические данные были получены на основе изучения преимущественно массивов Западного Беломорья (о. Вороний, Юдом-Наволок, Пежостров, мыс Толстик, Романовский, Ковдозерский, Жемчужный и др.), тогда как территориальное распространение массивов значительно шире.

Авторами были изучены массивы, залегающие в центральной части Беломорского подвижного пояса, на юго-западе Мурманской области [4]. Для геохимических исследований использована коллекция из 66 образцов пород, отобранных из 19 массивов, условно относимых к "друзитовому комплексу", наиболее полно из которых изучены три (Соркайокский, Пойойвский, массивы высоты 403.0 м). Определение содержаний главных породообразующих компонентов выполнено методом XRF (спектрометр "AXIOS Advanced" фирмы PANalytical), редких элементов – ICP-MS (Elan 6100 DRC), минералы исследовались на рентгеноспектральном микроанализаторе EPMA, SX100 фирмы «Cameca». Для сранительного анализа были дополнительно изучены образцы пород из расслоенных интрузий Кольского п-ва – Мончеплутона, Федорово-Панских тундр, Имандровского комплекса, Карелии – Кивакка и Бураковского плутона, а также из отдельных типовых массивов Западного Беломорья – Ковдоозерского, Поньгома, о.Горелый. Использованы также опубликованные данные по Мончеплутону, Имадровскому комплексу, Мончетундровскому массиву [5], массивам Кандалакшского залива и губы Домашней Белого моря [6].

Изученные массивы, общим признаком для которых является наличие друзитовой структуры, различаются по размерности, морфологии, внутреннему строению, набору пород и их составу. Среди них выделяются: 1. Крупные пластинообразные или изометрической формы массивы, сложенные относительно слабометаморфизованными лерцолитами, плагиоклазовыми вебстеритами, троктолитами, оливиновыми и безоливиновыми габброноритами (Соркайокский, Пойойвский, г. Перчатка и др.); 2. Средние по размеру массивы, в строении которых преобладают в различной степени измененные габброиды при подчиненной роли ультрабазитов (массив высоты 403 м, дайки г. Гроб-Тундра и др.); 3. Мелкие тела гранатовых амфиболитов и плагиоамфиболитов (г. Лайст-Тундра и др).

Породы, слагающие изученные массивы, различаются по своим геохимическим особенностям и образуют три серии: высокомагнезиальную, низкомагнезиальную (или высокожелезистую) и промежуточную (умеренномагнезиальную).

Для высокомагнезиальной серии (содержание MgO > 20 мас.%) установлены повышенные концентрации Cr, относительное обогащение легкими редкими элементами, отчетливо проявленная отрицательная Ta-Nb аномалия (Соркайокский массив).

Низкомагнезиальная серия (MgO < 10 мас.%) характеризуется повышенными концентрациями Ti и P, субгоризонтальными спектрами распределения редких элементов и слабо проявленной Ta-Nb аномалией (массив высоты 403 м).

Для промежуточной (умеренномагнезиальной) серии (MgO 10-20 мас.%) типичными являются горизонтальные спектры распределения редких земель, иногда деплетированные, без Ta-Nb аномалии (дайки г. Гроб-Тундра).

По своим особенностям высокомагнезиальная серия уверенно сопоставляется с сериями пород, слагающими массивы лерцолит-габброноритового состава Западного Беломорья и расслоенные интрузивы – Мончеплутон, Бураковский плутон, Кивакка. Одним из аналогов низкомагнезиальной серии могут быть массивы клинопироксенит-верлитовой формации, залегающие за пределами Беломорского подвижного пояса. Промежуточная серия сопоставима с вулканическими и субвулканическими породами основного состава пурначской и кукшинской свит (сумий), слагающими нижние части разреза Имандра-Варзугской зоны. Последняя представляет собою центральную и восточную части Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы.

На основе ранее выполненного анализа геолого-петрологических данных, результатов U-Pb анализа циркона и Sm-Nd анализа породообразующих минералов выделены две группы расслоенных интрузий и комагматических им даек: более ранняя (2530-2470 млн. лет) Кольская, и более поздняя (2450-2430 млн. лет) Финско-Карельская [7]. Крупные массивы габбро-анортозитов, для которых установлена генетическая связь с расслоенными интрузиями, также являются разновозрастными, сформированными в пределах 2505-2467 млн. лет (Главный хребет) и 2462-2444 млн. лет (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс). Синхронно со второй группой внедрялись бескорневые интрузии лерцолит-габброноритов и габбро-анортозитов (“друзитовый комплекс”) Западного Беломорья – 2460-2434 млн. лет. Более молодыми являются дайки и малые интрузии гранатовых габбро (коронитых габбро) – 2110 млн. лет.

Для изученных объектов дополнительно выполнены изотопные исследования: Sm-Nd анализ породообразующих минералов (оливин, клино- и ортопироксен, плагиоклаз), отобранных из массивов Соркайокский и Пойойвский, и SIMS SHRIMP-II для цирконов из массивов Пойойвского и г. Крутая-Восточная. Анализы были выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Аналитические данные приведены в [8].

Sm-Nd изохронный возраст, определенный по мономинеральным фракциям из 5 проб, оказался близким для обоих массивов и соответствует 2490 ± 35 млн. лет (СКВО=3.2). Отличительной их особенностью является деплетированный характер мантийного источника ($\varepsilon Nd = +0.9$).

В исследованных пробах были обнаружены два типа цирконов – древние и молодые, которые различаются по форме, внутреннему строению, спектру элементов и возрасту. Древние цирконы имеют сглаженные (оплавленные) формы, часто содержит более темные ядра. Их возраст колеблется в пределах 2756-2737 млн. лет, который характеризует архейский возраст пород вмещающей рамы. Более молодые цирконы имеют длиннопризматическую форму, они слабо окрашены в розовые тона, не содержат ядер и внутреннюю зональность. Полученный возраст данных цирконов оказался близким для двух массивов: 2406.5 ± 4.6 (Пойойвский) и 2407.8 ± 8.0 (г. Крутая-Восточная). Вопрос, соответствуют ли полученные данные возрасту кристаллизации магматического расплава, остается пока открытым.

Выводы.

Интрузивные массивы “друзитового комплекса“ центральной части Беломорского подвижного пояса являются по своим петрографическим и геохимическим особенностям неоднородными. Массивы, сложенные лерцолитами, вебстеритами, оливиновыми габброноритами и габброноритами, отвечающие высокомагнезиальной серии, близки как к аналогичным эталонным массивам Западного Беломорья, так и к расслоенным интрузивам перидотит-пироксенит-габброноритовой формации палеопротерозоя Кольского п-ва и Карелии. Состав родоначальной для них магмы был в значительной степени изменен в следствии процессов контаминации веществом коры.

Для двух массивов получен Sm-Nd изотопный возраст (2490 ± 35 млн. лет), отличный от опубликованных данных для массивов Западного Беломорья. Это может свидетельствовать об обнаружении ранее неизвестной, более древней группы, внедрение которой происходило до заложения палеорифтогенных систем, выполненных палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными комплексами.

Массивы, сложенные породами низкомагнезиальной серии (высокожелезистые габбро, метагаббро и гранатовые метагаббро) сформированы из магм, значительно менее контаминированных коровым материалом. Возможным их аналогом являются массивы клинопироксенит-верлитовой формации, эпизодически встречающиеся в других районах Кольского региона. Родоначальные расплавы, судя по повышенным содержаниям Ti, P и щелочей, имели субщелочную тенденцию, что может быть обусловлено увеличением глубин магмагенерации или метасоматической подготовкой субстрата выплавления магм.

Массивы промежуточной серии, сложенные габброидами и сильно метаморфизованными породами, имеют, по-видимому, вулканическое и субвулканическое происхождение. Наибольшее сходство они проявляют с толеитовыми базальтами суммийского возраста, представленными амфиболитами, слагающими нижнюю часть разреза Имандра-Варзугской зоны (пурначская и кукшинская свиты).

Полученные результаты подтверждают вывод о том, что отнесение магматических пород к единому “друзитовому комплексу” на основании только их структурных особенностей представляется не правомерным и требует корреляции с учетом современных геохимических и изотопных данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 07-05-01007).

Литература

1. *Степанов В.С.* Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с.

2. *Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P. et al.* Geochemistry and petrology of 2.40-2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Res. 1998. № 92. P. 223-250.

3. *Ларикова Т.Л.* Формирование друзитовых (коронарных) структур вокруг оливина и ортопироксена при метаморфизме габброидов Северного Беломорья, Карелия // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 430-448.

4. *Криволуцкая Н.А., Смолькин В.Ф., Свирская Н.М. и др.* Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса. 1. Распределение главных и редких элементов в породах // Геохимия, 2009 (в печати).

5. *Смолькин В.Ф., Нерадовский Ю.Н., Федотов Ж.А. и др*. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2-х частях. Апатиты. 2004 .

6. *Шарков Е.В., Ляхович Вл.В., Леднева Г.В.* Петрология раннепротерозойского друзитового комплекса Беломорья на примере Пежостровского массива, Северная Карелия // Петрология. 1994. Т.2. № 5. С. 511-531.

7. *Смолькин В.Ф.* Петрология, изотопный возраст и оруденение расслоенных интрузий раннего протерозоя Балтийского щита // Петрология магматических и метаморфических комплексов. М-лы V ежегодной всеросс. конференции, 25-27 ноября 2005 г. Томск. 2005.

8. *Криволуцкая Н.А., Беляцкий Б.В., Смолькин В.Ф., Свирская Н.М.* Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса. II. Исследование самарий-неодимовой изотопной системы в породах и уран-свинцовой системы в цирконах // Геохимия, 2009. (в печати).

Модели формирования стратиформных месторождений в верхнедокембрийских интракратонных депрессионно-рифтогенных бассейнах

Крупенин М.Т.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: krupenin@igg.uran.ru

Модели формирования стратиформных месторождений в верхнедокембрийских интракратонных депрессионно-рифтогенных бассейнах рассмотрены на примере типовой области развития отложений рифея (Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал). В понятие модели включены вопросы источников рудного вещества, параметры флюидной миграции, механизмы рудоотложения (карбонатный метасоматоз, жильные залежи выполнения, эксгаляционно-седиментогенное барит-полиметаллическое оруденение).

Отложения стратотипического рифейского разреза, сформированные в депрессионно-рифтогенном интра-перикратонном прогибе (западный склон Урала) вовлечены в структуру герцинского Уральского складчатого пояса. Металлогенической особенностью этой территории является возрастное совмещение стратиформных барит-полиметаллических (Кужинская, Верхне-Аршинская, Николаевская группы и ряд рудопроявлений) и жильных флюоритовых (Суранская зона) месторождений с крупными метасоматическими залежами кристаллического магнезита (Южно-Уральская провинция), анкерита и сидерита (Бакальская группа, Ахтенское, Авзянская группа). Для последних показана генетическая связь с этапами дивергенции, что позволяет провести сравнительный анализ условий формирования всех типов объектов и уточнить механизмы рудоотложения в каждом из них.

Рифтогенный режим развития перикратонного бассейна в начале среднего и позднем рифее, как показывает изучение, оказывал определяющее влияние на миграцию флюидов, образованных как из захороненных в седиментогенезе, так и элизионных растворов. Формирование крупных пластообразных магнезитовых залежей в отложениях нижнего рифея (Саткинская, Бакальская, Сюрюнзякская группы, Исмакаевское месторождение) связаны, по данным Pb-Pb метада, с временем формирования вулканогенно-терригенного Машакского рифтогенного грабена в начале среднего рифея. Источником флюидов для формирования метасоматических магнезитовых залежей явились захороненные эвапоритовые рассолы с высоким содержанием магния, а локализация оруденения связана с проницаемыми зонами эвапоритовых коллапс-брекчий [2; 3]. Метасоматоз осуществлялся в низкотемпературных (по данным термокриометрии газово-жидких включений для Саткинских) и среднетемпературных (по данным брейнерит-анкеритовой термометрии и изотопии кислорода для Исмакаевского) условиях.

Еще более крупное металлогеническое значение имел этап рифтогенной активизации в конце среднего рифея, совпавший по времени с гренвильской тектонофазой [1]. В зависимости от условий разгрузки флюидов, связанных с режимом растяжения, их химического состава и физико-химических параметров среды на рифтогенном этапе возможно формирование в разных частях породного бассейна как гидротермально-метасоматических (магнезитовых, сидерит-анкеритовых, флюоритовых), так и эксгаляционно-осадочных (барит-полиметаллических – Кужинское, свинцово-цинковых –Верхне-Аршинская группа) месторождений. Магнезитовые сложной формы рудные тела в отложениях авзянской свиты среднего рифея (Катав-Ивановская, Семибратская, Кужинская группы) связаны с миграцией нагретых высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов, которые на этапе растяжения приобрели свойства гидротермальных растворов [4]. Сидеритовые метасоматические залежи в саткинской и бакальской свитах нижнего рифея и анкеритовые тела в авзянской свите среднего рифея были сформированы восходящими элизионно-катагенными обогащенными железом флюидами из глинистых глубокопогруженных толщ (по данным Rb-Sr и Pb-Pb метода 1100 млн. лет назад [5]). Проявления жильной флюоритовой минерализации в БМ приурочены к субмеридиональной зоне развития карбонатных пород нижнего рифея в западном борту Машакского грабена. Последовательность образования генераций флюорита на Суранском флюоритовом месторождении, особенности распределения лантаноидов во флюоритах, также как в проявлениях флюорита на западном склоне Среднего Урала предполагают извлечение фтора из кислых магматических пород рифтогенной природы в процессе взаимодействия их с катагенетическими рассолами [8]. Генетическая связь взаимодействия рассолов с рифтогенными магматическими породами подтверждается высокими концентрациями РЗЭ и интенсивной отрицательной Eu аномалией, а также тяжелым изотопным составом хлора в поздних генерациях флюоритов. Изотопный возраст флюоритов Суранского месторождения составил около 1220-1230 млн. лет по данным Rb-Sr и Sm-Nd методов [6]. Образование флюорита связывается с этапом активизации тектонических движений в середине среднего рифея. Барит-полиметаллические месторождения и проявления в авзянской свите среднего рифея по ряду признаков являются эксгаляционно-седиментогенными. Наличие стратифицированных сульфидных горизонтов и пластообразная форма залежей, реликты седиментогенной слоистости руд [7], тяжелый изотопный состав серы сульфидных руд (δ^{34S} +21-26‰), указывают на первично осадочное рудонакопление в результате циклической сульфатредукции при разгрузке металлоносных термальных эксгаляций в морских и эвапоритовых депрессиях.

Конвергентные этапы в венде (тиманский ороген) и палеозое (герцинский ороген) усложнили строение залежей и минеральный состав руд, способствовали образованию зон наложенного метасоматоза, позволившим датировать данные рубежи изотопными методами [1; 6].

Таким образом несколько важных факторов определили минерагенический облик депрессионно-рифтогенного бассейна типовой области рифея. К ним относятся захороненные эвапоритовые рассолы с высокими концентрациями магния, возможно бария и полиметаллов, элизионные процессы в глинистых толщах на стадии глубинного катагенеза, дивергентные этапы, когда в условиях режима рифтогенного растяжения проходили подогрев и миграция осадочных растворов, получивших признаки гидротермальных флюидов. Формирование месторождений связано с литологическими ловушками (коллапс-брекчии, зоны стратиграфического несогласия) и геохимическими барьерами (карбонатные толщи, редокс-обстановки) в осадочно-породном бассейне.

Выполняется при поддержке Программы 2 ОНЗ «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», Интеграционного проекта «Реконструкция источников поступления вещества в осадочные бассейны Северной Евразии: обстановки седиментогенеза, потенциальная рудоносность» и гранта РФФИ 09-05-00964а.

Литература

1. *Крупенин М.Т.* Минерагеническое и геодинамическое значение среднерифейского времени на западном склоне Южного Урала // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 4. С. 503-505.

2. *Крупенин М.Т., Прохаска В.* Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // ДАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 661-663.

3. *Крупенин М.Т., Прохаска В*., *Маслов А.В.,* Cl-Br-Na систематика флюидных включений в магнезитах Южно-Уральской провинции // Докл. РАН. 2009. Т. 416. № 3. С. 351-354.

4. *Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г.* Стадийность магнезиального метасоматоза в различных типах магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции (по данным микроанализа) // Литосфера, 2008. № 3. С. 78-100.

5. *КузнецовА.Б., Крупенин М.Т., Овчинникова Г.В., и др.* Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст // Литология и полезные ископаемые, 2005, № 3. С. 227–249.

6. *Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Т. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 351 с.

7. *Филиппов В.А.* Кужинское барит-полиметаллическое месторождение // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 445-458.

8. *Чайковский И.И., Крупенин М.Т., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г.* Онтогения и геохимия флюорита из проявлений западного склона Северного, Среднего и Южного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: ПГУ, 2005. С. 81-108.

Возраст кварцевых порфиров и диоритов месторождений золота зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров): U-Pb данные по циркону

Кудряшов Н.М., Галкин Н.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: nik@geoksc.apatity.ru

Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья расположен на сочленении Мурманского, Центрально-Кольского и Кейвского доменов и сопоставляется с классическими архейскими зеленокаменными поясами Канады, Австралии и ЮАР, отличаясь от них высокой степенью метаморфизма слагающих пород от амфиболитовой до гранулитовой фации [1]. В северо-западной части архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья известны несколько золото-сульфидных рудопрояв-

лений - Оленинское, Няльм-1 и Няльм-2 с подсчитанными запасами. Своеобразие этих рудопроявлений во многом обусловлено многоэтапным проявлением процессов рудообразования – от дорудных метасоматитов и пегматоидных жил до образования золотоносных вкрапленных сульфидов и эпитермальной минерализации [2].

Геохронологическими исследованиями пород зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья установлено, что становление пояса происходило на протяжении более 100 млн. лет с образованием основных вулканитов и коматиитовой ассоциации 2.87 млрд. лет назад, с внедрением высокомагнезиальных гранодиоритов 2.73 млрд. лет и формированием поздних интрузивов кислого состава и пегматитов [3].

Месторождение Оленинское приурочено к минерализованной зоне в габбро-амфиболитах хр. Оленьего. Габбро-амфиболиты здесь интрудируются малыми телами штокообразной или дайковой формы кварцевых порфиров и габбро-диоритов, а также жилами редкометалльных пегматитов и многочисленными дайками диабазов. Морфологически золоторудная зона представляет собой линейный штокверк. Контакты рудных тел отчетливо трассируются зонами биотитизации. Характер деформаций и приуроченность золотого оруденения к габбро-амфиболитам, характеризующимся высокой упругостью и хрупкостью, являются типичными признаками золотого оруденения в архейских амфиболитовых толщах [4]. В породах, несущих золотую минерализацию, широко проявлены окварцевание с образованием маломощных кварцевых жил, биотитизация, эпидотизация, турмалинизация.

Месторождение Няльм-1 расположено в 18 км к юго-востоку от месторождения Оленинское на горе Няльмчечуайв. Месторождение приурочено к линзообразному телу кварцевых диоритов. Интрузив кварцевых диоритов в плане имеет вытянутую линзовидную форму, ее протяженность в юго-восточном направлении составляет 1.3 км при мощности, не превышающей 200 метров. На глубину тело прослежено до 200 метров. Метасоматические изменения выражены слабо, связь сульфидной минерализации с метасоматическими изменениями не отмечена.

Для изотопно-геохронологических исследований была отобрана проба наиболее массивных кварцевых порфиров (KV-25) из небольшого по мощности (около 20 м) тела, расположенного у подножия северо-восточного склона г. Пеллапах. В наименее измененных разностях кварцевые порфиры представляют собой мелко- и тонкозернистые плотные породы светло-серой окраски с порфировыми вкрапленниками кварца и плагиоклаза, размеры которых достигают 5 мм. Структура пород бластокатакластическая или бластопорфировая. Минеральный состав: кварц (до 60%), серицитизированный плагиоклаз (15-30%), биотит (10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, магнетитом, пиритом. В качестве вторичных минералов присутствуют мусковит (иногда до 15%), карбонат (до 1%), хлорит. Циркон в пробе состоит из длинно- и коротко-призматических кристаллов разного размера, в иммерсионном препарате в этих цирконах отчетливо просматривается тонкая осцилляционная зональность, свидетельствующая, видимо, о кристаллизации циркона из расплава. Восемь фракций циркона определяют возраст равный 2828±8 млн. лет, СКВО=0.86. Нижнее пересечение дискордии с конкордией отражает современные потери свинца (рис. 1).

Из интрузива в виде небольшого линзовидного тела размером около 50 м. месторождения Няльм-1 была отобрана проба массивных кварцевых диоритов (KV-26). Вмещающими породами для них являются габбро-амфиболиты с прослоями высокоуглеродистых сланцев. Структура пород бластопорфировая. Циркон состоит из полупрозрачных дипирамидально-призматических трещиноватых кристаллов коричневатого цвета. Ребра граней сглажены, на поверхности зерен часто наблюдаются следы растворения, Ку=3.0-4.0. Возраст четырех фракций циркона по верхнему пересечению с конкордией составил 2827±4 млн. лет, СКВО=0.52. Нижнее пересечение отражает современные потери свинца. Полученный возраст интерпретируется нами как время кристаллизации кварцевых порфиров (рис.2).

Таким образом, возраст кварцевых порфиров и кварцевых диоритов месторождений Оленинское и Няльм-1 с возрастами 2828±8 млн. лет и 2827±4 млн. лет полностью совпадают в пределах ошибки и фиксируют время внедрения интрузивных тел, с которыми устанавливается пространственно-временная и генетическая связь золоторудной минерализации.

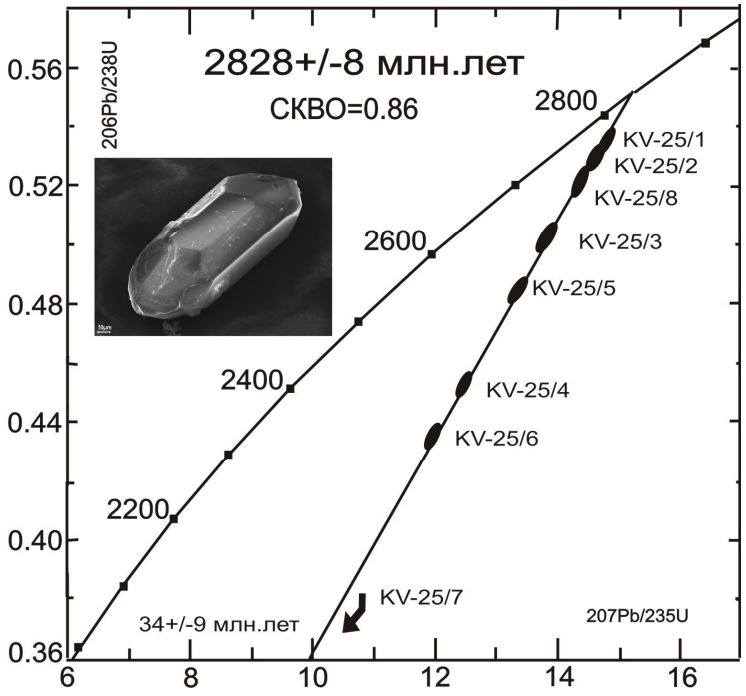


Рис.1. Диаграмма с конкордией для кварцевых порфиров месторождения Оленинское.

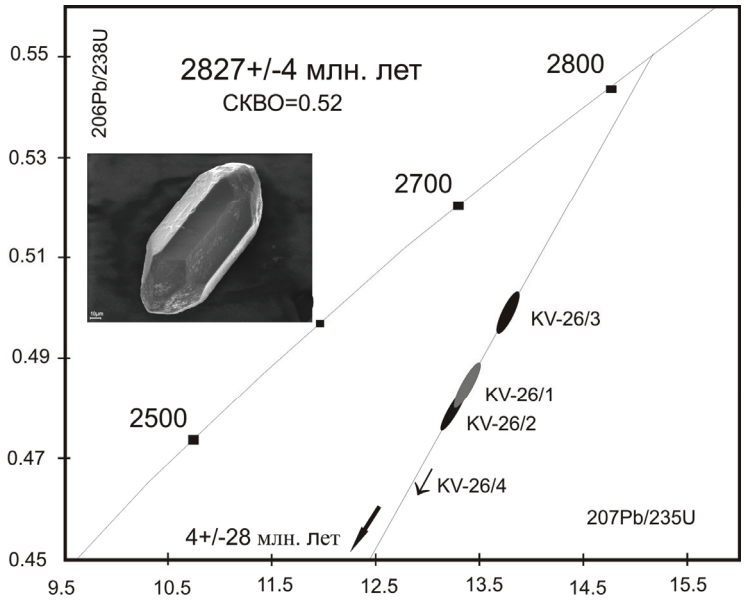


Рис.2. Диаграмма с конкордией для кварцевых диоритов месторождения Няльм-1.

Литература

1. *Вревский А.Б.* Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1989. 143 с.

2. *Волков А.В., Новиков И.А.* Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольской п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений, 2002. Т. 44. № 5. С. 412-424.

3. *Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А.* Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные // Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России. Апатиты: КНЦ, 1999. С. 66-70.

4. *Старостин В.И.* Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.

Новые данные о распределении благородных металлов в межрудных сланцах курской серии КМА (Центральная Россия)

Кузнецов В.С.

Воронежский Государственный Университет, г. Воронеж, e-mail: voronezhpodkl@inbox.ru

В настоящее время среди новых нетрадиционных типов золото-платинометаллльного оруденения повышенное внимание уделяется широко распространенным и значительным по масштабам развития металлоносным углеродсодержащим формациям. В пределах мегаблока КМА Воронежского кристаллического массива (ВКМ) располагается рифтогенная Тим-Ястребовская структура, в которой широким развитием пользуются раннепротерозойские углеродистые сланцы оскольской серии. На западном фланге структуры на поверхность кристаллического фундамента в виде узкой полосы выходят породы курской серии нижнего протерозоя, где среди пород железисто-кремнистой формации также встречаются углеродсодержащие сланцы. В этом районе расположен Старооскольский рудный узел с отрабатываемыми Лебединским и Стойленским железорудными месторождениями. Объектом исследований являются углеродсодержащие сланцы коробковской свиты курской серии, в которой выделяются две железорудные подсвиты (kr_1 и kr_3), и две сланцевы е подсвиты (kr_2 и kr_4). В объемах железорудных подсвит могут залегать так называемые внутрирудные сланцы мощностью 5-30 м. [4].

В данной работе приводится новая информация о содержании благородных металлов в межрудных углеродсодержащих сланцах раннепротерозойской курской серии, вскрытых на Стойленском железорудном месторождении КМА (Курская магнитная аномалия). Это месторождение (вместе с Лебединским, Стойло-Лебединским и Коробковским) входит в состав Старооскольского рудного узла, расположенного в восточной части мегаблока КМА Воронежского кристаллического массива (ВКМ), на южном замыкании Тим-Ястребовской рифтогенной структуры [4].

В результате предыдущих исследований в сланцах и железистых кварцитах курской серии (на Лебединском и Михайловском месторождениях) и лежащих выше по разрезу углеродистых сланцах оскольской серии были выявлены повышенные содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) и золота и обнаружены собственные минеральные формы золота и платиновых металлов [5].

В ходе полевых работ 2008-2009 годов в карьере Стойленского месторождения были отобраны и опробованы на содержания благородных металлов образцы межрудных сланцев.

Содержания ЭПГ и Au (табл.1) в целом невелики, однако вполне сопоставимы со средними содержаниями как в других железорудных месторождениях региона, так и в лежащих выше по разрезу углеродистых сланцах оскольской серии (тимской тип оруденения) [5].

Таблица 1. Содержания ЭПГ и золота в сланцах Стойленского месторождения

Номер пробы	Содержания благородных металлов, в г/т				
	Ir	Rh	Pt	Pd	Au
ST-8	0,0118	0,0373	0,1309	0,24	0,7382
ST-9-1	0	0	0	0,074	0,1481
ST-9-2	0	0	0	0,12	0,05
ST-16	0	0	0,0206	0,3587	0,3318
ST-16 M1	0	0	0	0,0573	0,1371
CT-17M	0,0017	0,0047	0,0003	0,011	0,027
CT-17/1	0,0033	0,0032	0,0003	0,0097	0,0025
CT-18	0,01	0,01	0,015	0,025	1,5
CT-18/4	0,0011	0,0038	0,001	0,025	0,0007
ST-18/5	0	0	0	0,1294	0,3498
CT-44M	0,0002	0,0033	0,0003	0,028	0,0077
ST-45 M	0	0	0	0	0,0491
CT-51	0	0	0,387	0	0,0352
CT-51/1	0,0017	0,002	0,0042	0,055	0,035
ST-60 M	0	0,0117	0,0074	0,0487	0,107

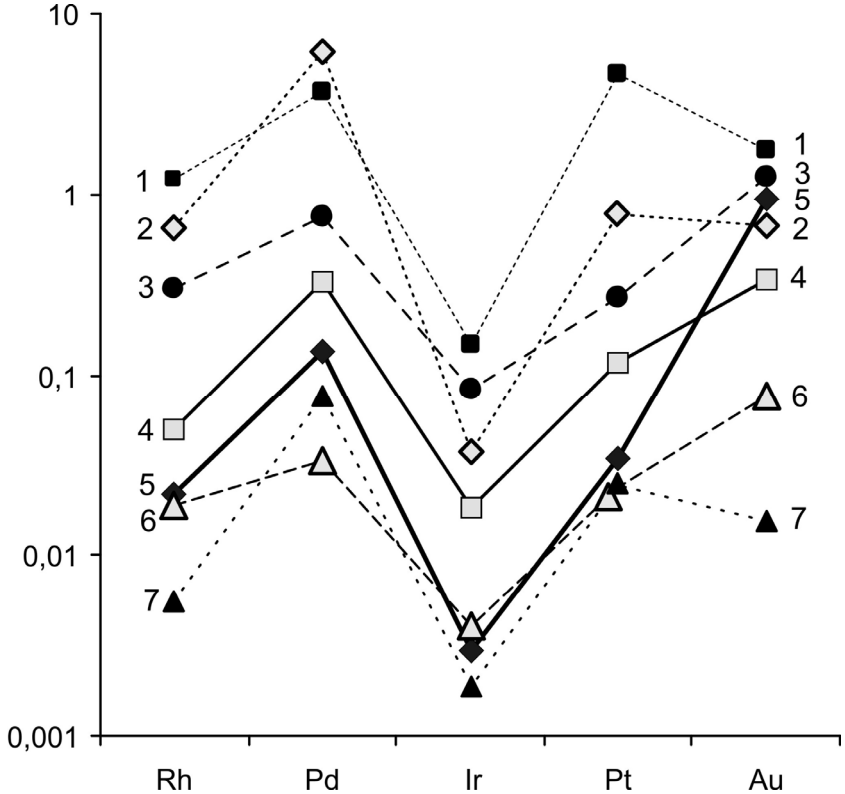
*Анализы выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН, аналитики Карташова Л.Ф., Сычкова В.А.

Модель нормализованного к хондриту распределения ЭПГ в углеродсодержащих сланцах Стойленского месторождения (рис.) демонстрирует слабо дифференцированный характер поведения платиновых металлов с несколько повышенными концентрациями легких платиноидов при дефиците тяжелых.

На диаграмме хондрит-нормализованных отношений (рис.) наблюдается сходство в трендах распределения ЭПГ и золота между сланцами Стойленского и Лебединского месторождений с коматиитами и, в некоторой мере, дунитами зональных массивов.

Таблица 2. Содержания ЭПГ и золота в межрудных сланцах курской серии и различных типах ультрамафитов (по [2,3,5]), г/т.

	Ir	Rh	Pt	Pd	Au	Pt/Pd
Сланцы Стойленского месторождения	0,002	0,005	0,036	0,075	0,221	0,480
Сланцы Лебединского месторождения	0,010	0,010	0,120	0,180	0,050	0,670
коматииты месторождения Камбалда	0,045	0,060	0,270	0,402	0,188	0,670
Норильское месторождение	0,020	0,130	0,790	3,320	0,100	0,240
Риф Меренского, Бушвелдский массив	0,080	0,240	4,780	2,035	0,26	2,350
дуниты зональных массивов	0,002	0,004	0,024	0,018	0,011	1,300
клинопироксениты зональных массивов	0,001	0,001	0,025	0,041	0,002	0,600



Содержания ЭПГ в различных породах, нормализованные к хондриту С1 (по [2,3,5], с дополнениями):

1 - Риф Меренского, Бушвелдский массив, ЮАР ; 2 – Норильское месторождение; 3 – коматииты месторождения Камбалда, Австралия; 4 – межрудные сланцы Лебединского месторождения; 5 – межрудные сланцы Стойленского месторождения (авторские данные); 6 – дуниты зональных массивов; 7 - клинопироксениты зональных массивов.

Общая схема распределения благородных металлов в межрудных сланцах Стойленского и Лебединского месторождений имеет вид Au □ Pd □ Pt □ Rh □ Ir, отношение Pt/Pd в межрудных сланцах составляет ~ 0,5-0,6. Как видно из таблицы 2, подобные отношения характерны для коматиитов и клинопироксенитов зональных массивов. Исходя из вышеизложенного можно отметить

сходство в распределении благородных металлов в межрудных сланцах курской серии и коматиитах, а возможно и зональных массивах. В кристаллическом фундаменте мегаблока КМА достаточно широко распространены коматиитсодержащие зеленокаменные пояса. Они (совместно с гипербазитовыми интрузивами) отмечаются как в составе раннеархейского обоянского плутоно-метаморфического комплекса (т. н. «нижние» зеленокаменные пояса), так и в объеме александровской свиты михайловской серии позднего архея (т.н. «верхние» зеленокаменные пояса) [1,6]. Эти образования могли служить одним из источников поступления ЭПГ в бассейны седиментации курской серии. Таким образом, полученные результаты позволяют поставить вопрос о проведении дополнительных исследований по выявлению источников ЭПГ в железорудных толщах КМА.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00158-а) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009-2013 г.» (Гос. контракт № 02.740.11.0021).

Литература

1. *Бочаров В.Л., Фролов С.М., Плаксенко А.Н. и др.* Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА // Воронеж, 1993. 176 с.

2. *Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В.* Месторождения платиновых металлов. Санкт-Петербург: Недра, 2002. 298 с.

3. *Налдретт А.Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003. 487 с.

4. *Орлов В.П.* Железные руды КМА. М.: Геоинформмарк, 2001. 616 с.

5. *Чернышов Н.М.* Золото-платинометалльное оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Издат.-полиграф. центр Воронеж. гос. ун-та, 2007. 177 с.

6. *Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М.* Гипербазиты КМА. Воронеж, 1981. 252 с.

Особенности минерагении докембрия Кокшетауского срединного массива (Казахстан)

Кузовенко А.И.[1], Жуковский В.И.[2], Мальченко Е.Г[3].

[1] Комитет геологии и недропользования. Республика Казахстан, г. Астана, e-mail: komitet@korsh.kz.
[2] МТД «Центрказнедра» Комитета геологии и недропользования, Республика Казахстан, г. Караганда, e-mail: rood@nursat.kz.
[3] ТОО «GeoMineProject», Республика Казахстан, г. Алматы.

Территория Казахстана расположена в пределах западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. В процессе развития складчатого пояса происходило формирование его как все усложняющейся мегасистемы, состоящей из докембрийских массивов - микроконтинентов и покровно-складчатых сооружений салаирской, каледонской и герцинской тектонических эпох [2]. В связи с этим для структур Казахстана характерно сочетание древних сиалических массивов (микроконтинентов) с каледонскими островодужными и окраинно-континентальными вулканическими образованиями, фрагментами геоблоков коры океанического типа, впадинами с терригенным характером осадконакопления.

В тектонических структурах Северного Казахстана центральное место принадлежит Кокшетаускому срединному массиву, представляющему собой крупный геоблок земной коры площадью более 82500 км^2. Мощность земной коры Кокшетауского геоблока составляет 37-45 км [7]. Наиболее древними породами, слагающими эту структуру, являются глубоко метаморфизованные породы зерендинской серии (кумдыкольская, берлыкская и даулетская свиты), отнесенные условно к архею-раннему протерозою, представляющие комплекс основания (гнейсовый фундамент). Метамор-

фические породы кумдыкольской свиты условно относятся к архею. Свита сложена биотитовыми, гиперстен-биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-плагиоклазовыми, кордиерит-гранат-биотитовыми гнейсами, двупироксен-шпинелевыми сланцами, гиперстен-кордиеритовыми гранулитами в ассоциации с чарнокит-мигматитами, амфиболитами, линзами мраморов и кальцифиров. Для свиты характерно наличие тел и прослоев эклогитов и эклогитоподобных пород. Берлыкская и даулетская свиты отнесены к раннему протерозою. Берлыкская свита сложена высокоглиноземистыми гнейсами и различными кристаллическими сланцами: мусковитовыми, дистен-мусковитовыми с кордиеритом, гранат-силлиманит-биотитовыми и др. Данные радиогеохронологических определений (по цирконам) из гнейсов и сланцев кумдыкольской и берлыкской свит колеблются от 960±85, 1030±90, 1200±75 до 2000 млн. лет [2].

В составе даулетской свиты присутствуют биотитовые, гранат-биотитовые, кальцит-диопсид-гранат-биотитовые, андалузитсодержащие гнейсы, кристаллические сланцы, углеродистые пиритоносные сланцы, прослои и линзы мраморов.

Севернее Зерендинского гранитного массива широко распространены мигматизированные гнейсы, возраст мигматизации которых по результатам U-Pb датирования цирконов составляет 1150±50 млн. лет. Омоложение изотопных систем пород гнейсового комплекса зерендинской серии могло происходить и в течение раннего-среднего палеозоя под термическим воздействием гранитоидных массивов [8].

Гнейсы зерендинской серии перекрываются отложениями кууспекской свиты нижнего-среднего рифея, представленными порфироидами, реже порфиритоидами, кварц-серицитовыми, биотит-кварцевыми, серицит-хлорит-полевошпатовыми, альбит-актинолит-хлоритовыми сланцами, образовавшимися в результате метаморфизма терригенных и вулканогенных пород. Метаморфизм отложений соответствует фации зеленых сланцев. Радиогеохронологические данные по цирконам из порфироидов: 775±70, 940±80 (альфа-свинцовый метод) и 1100 млн. лет (свинцово-изотопный метод).

Выше залегает шарыкская свита среднего рифея. Свита подразделяется на нижнюю (серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы) и верхнюю (углисто-серицитовые, серицит-кварцевые сланцы, мраморизованные известняки и доломиты) части. Наиболее значительные площади распространения среднерифейских отложений отмечаются в северной и западной частях Кокшетауского массива, где они слагают сравнительно протяженные зоны - до 150 км, шириной до 30 км.

Нижний возрастной предел отложений нижнего-среднего и среднего рифея устанавливается по U-Pb возрасту порфироидов кууспекской свиты и составляет 1050±50 млн. лет. Верхний возрастной предел определен по аналогии с Атасу-Моинтинским сиалическим блоком, в котором аналогичные по составу сланцево-кварцитовые толщи перекрыты порфироидами алтынсынганской свиты и прорваны гранито-гнейсами узынжальского комплекса с абсолютным возрастом 880±11 млн. лет [8].

Выше залегают отложения кокчетавской свиты нижней части верхнего рифея, представленные бластопсаммитовыми слюдистыми кварцитами, кварцито-песчаниками с прослоями серицито-кварцевых сланцев и горизонтов конгломератов. С отложениями шарыкской свиты они образуют единый непрерывный разрез, но трансгрессивно залегают на более древних породах. Радиологические определения возраста свиты дают значительный разброс и соответствуют, в основном, возрасту подстилающих пород. Общая продолжительность формирования сланцево-кварцитовых толщ шарыкской и кокчетавской свит Кокчетавского геоблока оценена примерно в 100 млн. лет [9].

Кокчетавская свита несогласно перекрывается никольско-бурлукской серией, слагающей небольшие разобщенные участки. В составе серии выделяются зеленокаменноизмененные диабазы, андезибазальты, базальты, спилиты, в верхней части – риолиты. Вероятный возраст серии - венд.

В составе зерендинской серии Кокшетауского массива выделяются две разновозрастные продуктивные формации с преимущественно развитым неметаллическим профилем полезных ископаемых: гнейсово-амфиболитовая и эклогитовая. С первой связано слюдяное месторождение Кулет, локализованное в кварц-гранат-мусковитовых сланцах, обладающее значительными запасами мусковита и абразивного сырья (альмандинового граната). Вторая образована кварц-гранат-пироксеновыми эклогитоподобными породами сложного генезиса с промышленными скоплениями техниче-

ских алмазов (месторождения Кумдыколь, Шелкар). Первые алмазы были установлены в районе озера Кумдыколь М.А.Абдулкабировой в 1946 году. Разведано Кумдыкольское месторождение Кокчетавской ГРЭ в период с 1970 по 1980гг. В его строении участвуют метаморфические отложения кумдыкольской свиты и метамагматиты докембрия; 85% разреза составляют гнейсы. Продуктивные отложения представлены апогнейсовыми графитистыми метасоматитами, перемежающимися с апокарбонатными пироксеновыми, флогопит-пироксен-карбонатными телами, содержащими линзовидные включения эклогитовых гранат-пироксеновых пород.

Рудная зона месторождения имеет протяженность до 1,5 км., ширину от 50 до 350 м. Наиболее высокие устойчивые содержания алмазов приурочены к графитсодержащим гранат-биотитовым гнейсам, в меньшей степени и метасоматитам, образующим линейные зоны, контролируемые разрывными нарушениями. Содержание графита варьирует от 0,3 до 10%. Установлена сингенетичность алмазов и сопутствующего им графита. Алмазы мелкие: 0,01-0,05 мм, редко более; типичны кристаллы кубической, скелетной, таблитчатой, сфероидальной форм [6]. Западнее месторождения Кумдыколь разведано более мелкое месторождение алмазов Шелкар. В отличие от Кумдыкольского месторождения, породы месторождения Шелкар имеют более сложный минеральный состав. Среди них выделяются три типа алмазосодержащих руд: апогнейсовые метасоматиты, метасоматиты по карбонатным породам и метасоматиты сложного состава.

В породах кумдыкольской свиты присутствуют также платиноиды [5].

В зерендинской серии выявлен также один из самых перспективных типов вольфрамовой минерализации - стратиформные месторождения Баян, Аксоран и ряд перспективных проявлений, приуроченных к гнейсам, гранитогнейсам, кристаллическим сланцам, амфиболитам. Для месторождений характерно сочетание древних метасоматических пород с более молодыми интрузивными образованиями, наличие скарнов и скарноидов. Во всех месторождениях первичная минерализация представлена тонкими послойными прожилками шеелита в гнейсах и кристаллических сланцах с последующей регенерацией гранитоидами [3,4]. В зерендинской серии, кроме того, имеются андалузит-дистен-гранатовые и слюдяно-силлиманитовые сланцы (огнеупорное сырье), графитовые сланцы и гнейсы (Ескенежал, Коннозаводское).

В шарыкской свите установлены осадочные месторождения сидеритов (Шоккарагай, Андреевское, Елецкое, Баянтай, Люботинское и др.) и доломитов. В расположении месторождений сидеритов отчетливо проявляется стратиграфический, литологический и структурный факторы контроля оруденения. Литологический контроль заключается в том, что сидериты залегают среди существенно сланцев, серицитовых сланцев, обогащенных примесью железистого материала и, в большинстве случаев, тяготеют к зонам дезинтеграции сланцев на контакте с карбонатными породами. Часто отмечается пространственная связь залежей сидеритов с дайками, силлами и малыми интрузиями габбро-диабазов и габбро-диоритов, развитых среди пород свиты. При этом рудные залежи локализуются либо непосредственно у контакта дайковых образований, либо на некотором удалении от них, однако во всех случаях контактовых изменений в сидеритах не отмечается. Часто в висячем, а иногда и лежачем боку даек можно наблюдать частичное или полное замещение дайковых пород сидеритом. Алексеевское месторождение доломитов сложено кварцитовидными песчаниками, филлитовидными и углисто-глинистыми сланцами; к последним приурочены линзы и прослои доломитов, доломитизированных известняков. Эти образования смяты в мелкие складки с углами падения крыльев от пологих до 50^0 и заключают две линзовидные залежи доломитов. Залежи доломита прослежены скважинами до глубины более 200 м. Доломиты представляют собой высококачественное сырье для металлургии.

Отложения кокчетавской свиты нижней части верхнего рифея представляют собой продукт размыва древних кор химического выветривания. Накопление кварцевых песков и последующий их метаморфизм привели к формированию метаморфизованных толщ, содержащих рутил-цирконовые пропластки (формация древних метаморфизованных россыпей). Рудные пласты и пропластки (рутилиты) имеют небольшую мощность и чередуются с безрудными прослоями. Залегают рутилиты согласно с вмещающими слюдистыми кварцитами. Минеральный состав рутилитов (%): кварц – 20-80, рутил – 10-70, циркон 2-25, мусковит – 1-25, иногда присутствует турмалин и гидроокислы железа – до 5. Метаморфизованные россыпи относятся к прибрежно-морскому типу [1].

Таким образом, для высокометаморфических докембрийских пород Кокшетауского срединного массива характерны: высокоглиноземистое и абразивное сырье (андалузит-мусковитовые, гранат-мусковитовые сланцы, технические алмазы) и стратиформные проявления шеелита, рутилитов, графита, мусковита при практически полном отсутствии гидротермальных месторождений.

Вместе с тем, основные редкометалльные (уникальное по запасам олово-тантал-ниобиевое месторождение Сырымбет, шеелитовые месторождения Баян, Аксоран и др.,), золоторудные и крупные железорудные объекты, локализованные в древних метаморфических толщах массива, связаны с интенсивными проявлениями ордовикской и девонской тектоно-магматической активизации.

Уникальное Сырымбетское месторождение локализовано в узкой (2-3 км шириной) протяженной зоне, сложенной дислоцированными породами шарыкской свиты. Рудная минерализация контролируется Сырымбетской девонской интрузией гранит-порфиров. Длина интрузии около 6700 м, ширина от 100 до 600 м. Прожилково-вкрапленная и рассеянная рудная минерализация образует линейную штокверковую зону протяженностью более 3000 м, мощностью от 50 до 250 м, прослеженную до глубины 820 м. Рудные тела располагаются в апикальных частях рудоносной интрузии. Основным полезным компонентом является олово, концентрирующееся, в основном, в касситерите и станнине, сопутствующими: тантал, ниобий, вольфрам, молибден, висмут, бериллий [6].

Баянское шеелит-скарноидное месторождение приурочено к метаморфической толще, сложенной амфиболитами, кристаллическими сланцами, гнейсами с горизонтами скарноидов, контролирующими шеелитовую минерализацию. Промышленное оруденение наиболее интенсивно проявлено при сопряжении первично обогащенных вольфрамом скарноидов и амфиболитов со среднепалеозойскими лейкогранитами. Стратиформные пласто- и линзообразные залежи прожилково-вкрапленных шеелитовых руд, приуроченные в основном к горизонтам скарноидов, реже-выходящие в контактирующие с ними гнейсы и сланцы, имеют мощность от 2 до 90-100м, протяженность 50-1500м, по падению прослежены на 270-300м. Основной ценный минерал в рудах – вольфрам, главный попутный – висмут, второстепенные – серебро, медь, молибден, золото [6].

Как известно [5], метаморфические образования древних континентов содержат около 80% мировых ресурсов основных видов полезных ископаемых: хромитовые и медноникелевые с платиной месторождения ЮАР, Зимбабве, урановые и золото-урановые месторождения в конгломератах Витватерсранд, колчеданные месторождения древних зеленокаменных поясов, медно-кобальтовые месторождения Замбии, Заира, Афганистана, комплексные медно-золотые месторождения типа Олимпик Дэмм и т.д. Однако до настоящего времени в пределах докаледонских металлогенических комплексов Кокшетауского срединного массива подобных рудных объектов, характерных для древних (дорифейских) структур планеты, не установлено. Это, возможно, является следствием как недостаточной глубинности поисковой изученности массива, так и неверной интерпретации особенностей его тектонического развития.

Литература

1. *Абдулин А.А., Каюпов А.К. и др*. Металлогения Казахстана//Месторождения руд хрома, титана, ванадия, силикатного никеля и кобальта, бокситов. Алма-Ата: Наука, 1978. 228 с.

2. *Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я. и др.* Геологическое строение Казахстана. Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2000. 396 с.

3. *Гуляев А.П., Адамьян Н.Х., Фатхудинов Д.Х.* О стратиформном шеелитовом оруденении в Северном Казахстане // Геология рудных месторождений. 1982. №6. С.52-62.

4. *Гуляев А.П.* Рудовмещающие скарноиды Баянского месторождения (Казахстан)//Сб. “Петрология рудоносных метасоматитов“. Фрунзе: 1980. С. 42-48.

5. *Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С. и др.* Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Т.2 “Металлогения“. Алматы: РГП «ИПЦ геологии и минеральных ресурсов РК»,2002. 271 с.

6. *Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С. и др.* Атлас моделей месторождений полезных ископаемых. Алматы: РКГП “Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева“, 2004. 140с.

7. *Г.Н.Щерба, Н.П.Сенчило, В.В.Степанов и др.* Металлогенические провинции и пояса Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. 240 с.

8. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. С.-Петербург: Наука, 1993. 270 с.

9. *Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б.* Вертикальная латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника. 2001. № 5. С. 26-44.

Генетические и рудно-формационные типы золотого оруденения Карелии

Кулешевич Л.В.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: kuleshev@krc.karelia.ru

Исследования, проводимые автором в течение последних десяти лет, позволили изучить геологическое строение основных типов месторождений и проявлений золота Карелии [1-12 и др.], состав вмещающих и близких по возрасту оруденению интрузивных пород, до- и околорудных изменений, минеральный состав руд и на основе этого систематизировать все рудные объекты по генезису и рудно-формационным типам, проследить последовательность и условия их образования и, в целом, установить общие закономерности в эволюции процессов золотого рудообразования в раннем докембрии Карелии (3,2–1,8 млрд лет).

Эндогенные золоторудные и золотосодержащие объекты Карелии представлены 7 месторождениями и около 250 перспективными проявлениями и точками минерализации. Небольшие по масштабу рудные объекты (с прогнозными ресурсами 10-46 т), пока не имеющие экономического значения, локализованы в архейских зеленокаменных поясах и палеопротерозойских структурах. Они изучались на уровне съемочных, реже разведочных работ. По генезису и обстановкам формирования их можно разделить на три основных типа (табл. 1): 1. Магматические в базит-ультрабазитовых интрузивных комплексах (ЭПГ+Au). 2. Гидротермальные (в т. ч., гидротермально-метасоматические, метаморфогенно-гидротермальные). 3. Осадочные (палеороссыпные метаморфизованные).

При более детальной систематизации месторождений золота принято указывать состав вмещающей среды, тип близких по возрасту интрузивных комплексов, характер гидротермально-метасоматических изменений – все эти признаки позволяют наиболее полно отразить условия формирования оруденения. Кроме того, традиционно используется терминология, учитывающая глубину и особо температуру образования (гипо-, мезо и эпитермальные месторождения).

Для группы гидротермальных собственно золоторудных проявлений Карелии, сформировавшихся на орогенной (аккреционно-коллизионной) стадии развития, с учетом состава вмещающих пород, можно выделить следующие основные геолого-генетические типы (табл. 2, даны обобщенно для позднего архея и раннего протерозоя).

Среди них особый интерес представляет группа рудных объектов, контролируемая тектоническим зонами (разломами разного порядка, зонами деформаций, рассланцевания и метасоматоза), эти зоны выделяются как *шир-зоны*. Они могут быть как локальные в ореоле гранитоидных тел и порфировых даек, так и более значительные, формирующиеся сопряженно главным сдвиговым деформациям регионального порядка (надсубдукционными зонами) и не имеющие непосредственной связи с гранитами. (Этот тип месторождений в иностранной литературе упрощенно называется как «орогенический»).

1. Месторождения и рудопроявления золотосодержащие колчеданные, колчеданно-полиметаллические гидротермальные локализуются в кислых-средних вулканитах, туфах, углерод-содержащих сланцах, полосчатых сульфидоносных формациях. Появляются на ранней аккреционной стадии развития, встречаются в вулканогенно-осадочных толщах архейского и протерозойского возраста. Изучение минералогии архейских колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений позволило установить в них тенденцию обогащения полиметаллами в поздней возрастной группе ЗП. В колчеданных рудах пирротин-пиритового минерального типа месторождения Рыбозеро, локализованных вблизи контакта с метамкоматиитами установлено Au 1–6 г/т (ср. 1,8 г/т, руд-

ное тело № 2), установлены халькопирит, тнкодисперсное золото, Ni-Co арсениды, арсенопирит, галенит, алтаит, сфалерит, тетраэдрит, Sb-Bi-Te, мелонит, колорадоит. В рудах Верхне- и Северо-Вожминского рудопроявлений (Au до 20 г/т, ср. 0,9 г/т, Ag 13–167 г/т) помимо сульфидов железа, халькопирита, сфалерита, галенита установлены тетраэдрит, арсенопирит, кобальтин, разнообразные минералы Ag Se, Bi: сам. серебро, акантит, аргентопирит, науманнит, Se-галенит, лайтакарит, клаусталит, геровскит, матильдит, багдановичит, виттихенит, вейбуллит (возможно, PR рудные объекты). Протерозойские полиметаллические Au-Ag-содержащие месторождения развиты за пределами Карелии (месторождения Финляндии и Швеции).

Таблица 1. Систематика золоторудных месторождений

Элементы сопоставления	Генезис				
Генетический тип	Эндогенные, магматогенные				Экзогенные
	Гидротермальный (вулканогенный)	Гидротермальный (плутоногенный)	Гидротермальный (в шир-зонах, в т.ч., метаморфогенный)	Магматический	Осадочный (метаморфизованный)
Геодинамическая обстановка формирования	Орогеническая. Аккреционная	Орогеническая. Аккреционно-коллизионная	Орогеническая. Коллизионная	Рифтогенная	Платформенная
Основной тип геологических и тектонических структур	Вулканические пояса, окраинные моря	Надкупольные структуры, приконтактовые зоны	Зоны, сопряженные региональным коллизионным сутурам, шир-зоны	Рифты, троги, наложенные впадины	Интракратонные впадины
Наиболее близкие интрузивные тела	Связь с вулканизмом кислого-среднего состава	Связь с дайками и интрузивными телами диорит-грано-диоритового состава	Без однозначной связи с гранитоидами	Связь с базит-гипербазитовыми интрузивными телами	Отсутстует
Структурная позиция	Стратифицированные и структурно-контролируемые	Структурно-контролируемые в ореоле интрузий	Структурно-контролируемые (в шир-зонах и т.п.)	Структурно-контролируемые	Стратифицированные (а также структурно- контролируемые)
Тип рудных тел	Вкрапленно-прожилковые	Жильные, вкрапленно-прожилковые	Жильные, вкрапленно-прожилковые	Вкрапленно-прожилковые	Вкрапленные и вкрапленно-прожилковые
Связь с другими рудными формациями	Колчеданные и колчеданно-полиметаллические	Молибденитовые, Mo-W-Cu, Pb-Bi-Te, Cu-Fe-скарновые	Отсутствует. Часто совмещены с другими более ранними рудными формациями	ЭПГ, Cu, Ni, Co	U, Th

2. Месторождения и рудопроявления золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые, или Au-Cu-W-Mo-порфировые и золото-полисульфидные врапленно-прожилковые и штокверковые, связанные с интрузивными и субвулканическими гранитоидными телами и дайками (диоритами, гранодиоритами, гранит-порфирами, лейкогранитами), а также золото-полисульфидные скарновые. Формируются на аккреционно-коллизионной стадии развития. Локализуются в породах архейского и палеопротерозойского возраста. Сопровождаются разнообразными дорудными метасоматитами: от скарнов, грейзенов, турмалин-кварцевых, до пропилитов, эпидозитов и низкотемпературных околорудных березит-лиственитового типа. Золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые рудопроявления, приурочены к березитизированным плагиогранитам или гранит-порфирам известково-щелочного ряда и контактам порфировых даек (проявления Заломаевского рудного поля: Au до 20 г/т; месторождение Таловейс: Au 0,5–47 ср. 4,5–5,6 г/). Они содержат золото, реже пирит, сульфиды полиметаллов, реже жозеит, галенит. Золото-полисульфидные (галенит-халькопирит-сфалерит-пирротиновые руды) месторождения типа Лобаш-1 (Au ср. 2,64–3,04 г/т), проявлений Ялонваары, Центральное-X, ассоциируют с лейкогранитами повышенной калиевой щелочности находятся в единой зональности с Cu-Mo-(W) и отличаются широким разнообразием висмутотеллуридов (жозеит, верлит, хедлейит, цумоит и др.), присутствием золота наряду с электрумом, а также висмута, серебра,

гессита, шеелита. Для протерозойских проявлений, связанных с гранит-порфирами и дайками в Северном Приладожье расширяется спектр минералов: кроме сульфидов железа, молибденита, халькопирита, сфалерита, галенита развиты шеелит, арсенопирит, гудмундит, сам. сурьма, Sb-сульфосоли, электрум, золото. С салминским гранитным массивом раннерифейского возраста связана золото-сульфидная минерализация скарнов в ореоле гранитов-рапакиви в Приладожье.

Таблица 2. Рудно-формационные и геолого-генетические типы золоторудных месторождений/проявлений Карелии

Геологическая обстановка локализации	Генетический тип месторождений и проявлений		
	1. Гидротермальные в вулканогенно-осадочных комплексах	2. Гидротермальные, ассоциирующие с гранитоидными телами и порфировыми дайками	3. Гидротермальные в зонах сдвиговых деформаций (рассланцевания и метаморфогенно-метасоматического преобразования пород) в складчатых и интракратонных структурах
Рудная формация	**AR-PR:** колчеданная, колчеданно-полиметаллическая золотосодержащая. Золото-сульфидная	**AR:** золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-полисульфидная и более сложных типов с Bi-Te. **PR:** Au- Se-As-Sb-S	**AR:** Au-S, Au-As-S, Au-As-Sb-S (кварцевая, карбонатно-кварцевая) **PR:** Au-As-Sb-S, Au-As-Sb-Se-S и др, Ag-Au-Cu-S, Ag-Au-Cu-Mo-S, Au-U, Ag-Au-Pd-Cu-U-V (карбонатно-кварцевая)
Минеральный состав (наиболее распространенных руд)	1. Пирит, пирротин, реже арсенопирит, халькопирит. 2. Пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит. Золото тонкодисперсное в 1 и 2.	1. Золото. 2. Пирит, пирротин, золото, реже арсенопирит, халькопирит, шеелит 2. Молибденит, пирротин, халько-пирит, сфалерит, галенит, Bi-Te, золото, электрум, гессит. 3. Золото, сульфосоли, Bi-Te, пирит, пирротин и др.	1. Пирит, золото, реже др. редкие и шеелит 2. Арсенопирит, пирротин, золото, халькопирит. 3. Пирит, халькопирит, серебро, золото, сульфосоли, Sb-As, Se-, минералы. 4. Халькопирит, борнит, халькозин, молибденит, минералы Au-Ag, Se, U.
Околорудные изменения	Альбит-хлоритовые, кварц-серицитовые, березиты, пропилиты	Кварц-серицитовые, березиты, лиственитты, пропилиты, карбонат-хлоритовые, дорудные: биотититы, скарны, грейзены, турмалинизация	Кварц-серицитовые, березиты, лиственитты; дорудные: эпидозиты, хлоритовые, альбититы, а также метаморфогенные разных РТ - режимов
Рудовмещающие толщи	Вулканогенно-осадочные комплексы кислого-среднего состава, углеродсодержащие сланцы, BIF с сульфидами	Диориты, кварцевые диориты, гранитны, гранит-порфировые тела и дайки, сиениты. А также различные вмещающие толщи на их контактах	Различные от ультраосновных до средних и кислых вулканогенно-осадочных пород
Магматические формации, близкие по возрасту оруденению	Дацит-риолитовый вулканизм	Диориты, кварцевые диориты, граниты, гранит-порфировые тела и дайки, монцониты-сиениты.	Связь отсутствует, реже предполагается с гранитоидами
Метаморфизм вмещающих толщ	Зеленослацевая – эпидот-амфиболитовая фация	Зеленосланцевая–эпидот-амфиболитовая фация	Зеленосланцевая–амфиболитовая фация разных давлений
Рудоконтролирующие структуры	Литолого-стратиграфические контакты	Зоны рассланцевания на контактах даек, обрамляющие интрузивные тела, трещинно-купольные структуры	**AR**: ССВ и субширотные, **PR**: СЗ и СВ сдвиговые зоны. Наложенные зоны рассланцевания, складки и пр.
Морфология рудных тел	Пластовые, вкрапленно-полосчатые, вкрапленно-прожилковые, жильные	Жилы, прожилки, вкрапленно-прожилковые тела, штокверки	Жилы, линейные штокверки, вкрапленно-прожилковые тела
Температура	Мезотермальные	Мезотермальные	Гипо-, мезо-, эпи-термальные
Геодинамическая обстановка формирования	Островодужная и окраинно-континентальная	Коллизионная стадия развития. Островодужная и окраинно-континентальная	Коллизия островодужных систем и Карельского кратона; Беломорской складчатой области и кратона
Примеры месторождений и рудопроявлений	**AR**: Хаутаваарское, Ведлозеро, Парандово, Нялмозерское, Талпус, Эльмус, Северо-Вожминское, Соанваара, Рыбозеро. **PR:** Сульфидный пояс, Финляндия, Швеция	**AR**: Заломаевское рудное поле, Таловейс, Берендей, Лобаш, Кочкома-Н. Идель, Ялонваара Центральное-Х. **PR:** Алатту	**AR**: Педролампи, Новые Пески, Рыбозеро, Золотые Пороги, Половнино, Таловейс (главная жила), Ю-Костомукшское. **PR**: проявления РП Пякуля. Майское, Воицкое, Маймъярви, Воронов Бор, Светлое, Падминская группа, Фаддейн-Келья.

3. Рудопроявления золото-сульфидные, золото-карбонатно-кварцевые, золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые вкрапленные и вкрапленно-прожилковые в шир-зонах в архейских и протерозойских ЗП. Локализуются в зонах сдвиговых деформаций, сопровождающихся складчатостью, рассланцеванием, дроблением, метасоматическими преобразованиями пород различного состава. Формируются на позднеархейской или свекофеннской коллизионной стадии развития. В эту группу входят, в том числе, позднепалеопротерозойские благороднометалльно-медно-уран-ванадиевые месторождения Падминской группы, образовавшиеся в зонах складчато-разрывных деформаций и метасоматического преобразования в черных сланцах, рудопроявления золото-уран-содержащих кварцевых конгломератов, золотосодержащих медистых песчаников и в альбититах. Сопровождаются альбититами и самыми разнообразными дорудными метасоматитами, средне- и низкотемпературными синрудными, пропилитами, березитами-лиственитами, окварцеванием. Золото-сульфидные и золото-кварцевые проявления зон сдвиговых деформаций отличаются чрезвычайно широким разнообразием минерального состава, зависящем от характера первичного оруденения, ранее сформированных рудных объектов и металлогенической специализации территории. Дорудные метаморфогенно-метасоматические преобразования шир-зон СВ части Карельского кратона формировались в условиях повышенных давлений различных фаций. Метасоматиты, сопровождающие оруденение, и жилы возникли при падении давления, в условиях средних и низких температур в режиме разной кислотности-щелочности (от альбититов до пропилитов, березитов или гумбеитов). Позднеархейские сдвиговые зоны в ЗП ранних генераций отличаются золото-пиритовым минеральным типом руд (Педролампи: Au 0,1–46, ср. 5,63 г/т; Рыбозеро, залежь № 1: Au 1,4–3,87, ср. 2,32 г/т; Золотые Пороги: 0,5–1 до 20 г/т; Южно-Костомукшское (1–30 г/т Au). При совмещении золотого оруденения с колчеданами и железистыми кварцитами, руды имеют бертьерит-арсенопиритовый и леллингит-пирротин-арсенопиритовый минеральный тип. В зонах сдвиговых деформаций в ореоле гранитов широко развиты минералы Bi, Te, Mo, Cu.

Со свекофеннскими сдвиговыми деформациями в пределах Карельского кратона связано образование СЗ и СВ зон рассланцевания, дробления и метасоматического замещения пород (альбитизации и/или березитизации). К ним приурочены золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые или -карбонатно-кварцевые жилы и золотосодержащая сульфидная минерализация (месторождение Майское, Воицкое и проявления Шуезерское, Медные горы, Светлое, Рокжозеро, Фаддейн-Келья, Колас и др. Характерной особенностью этих месторождений является присутствие присутствие минералов Ag-Pb-Se, Ag-золота (электрума, кюстелита) серебра, акантита и др. В пределах Карельского кратона рудные объекты в альбититах отличаются высокими концентрациями Cu, Ag, Mo, Se, U, Th, присутствием халькопирита, борнита, халькозина. Оруденение в Au-(Co)-Cu-U-содержащих кварцевых конгломератах представлено минералами урана, торитом, Ag-золотом, минералами Ag, халькопиритом, халькозином, реже сульфидами железа. К зонам складчато-разрывных нарушений и альбитизации в черных сланцах Онежской структуры приурочены Cu-U-V руды с благороднометалльной минерализацией (Au, Ag, Pd, Pt, Se), представленной интерметаллидами, золотом, селенидами Pb, Ag и более редкими минералами.

Работа выполняется по Программе ФИ ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», проекту «Золоторудные системы в архейских зеленокаменных поясах: геодинамические обстановки, возрасты, минералого-геохимическая типизация».

Литература

1. *Кулешевич Л.В., Фурман В.Н., Коротаева Н.Н.* Редкая сурьмяная минерализация докембрийского рудопроявления Золотые Пороги в Восточной Карелии // Записки ВМО. № 6. 1998. С. 89-98.

2. *Металлогения Карелии.* Петрозаводск. 1999. 340 с.

3. *Кулешевич Л.В.* Минералогия докембрийского золоторудного месторождения Рыбозеро (Восточная Карелия) // Записки ВМО. 2003. № 6. С. 34-44.

4. *Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Коротаева Н.Н.* Минералогия руд и околорудно-измененных пород золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) // Записки ВМО. 2004. № 4. С. 39-51.

5. *Кулешевич Л.В.* Золотоносность Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса (Восточная Карелия) // Отечественная геология. 2005. №2. С. 38-46.

6. *Кулешевич Л.В., Васюкова О.В., Фурман В.Н.* Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным газово-жидких включений // Записки РМО. 2005. № 5. С. 19-31.

7. *Кулешевич Л.В.* Золотое оруденение Карелии (эндогенные режимы формирования, генетические и рудноформационные типы) // ДАН. Т. 412. № 2. 2007. С. 244-249.

8. *Кулешевич Л.В.* Геодинамические режимы развития территории Карелии и соответствующие им обстановки формирования золотого оруденения // Материалы Всер. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России» П. 2007. С. 207-210.

9. *Кулешевич Л.В., Горьковец В.Я.* Минералогия Южно-Костомукшского золоторудного проявления в докембрии Карелии // Записки РМО. 2007. № 6. С. 49-64.

10. *Kuleshevich LV, Tytyk VM, Fedyuk ZN.* Gold Potential of Massive Sulfide Ores in the Kamennoozero // Geology of Ore Deposits. 2007. V. 49. № 7. P. 111-117.

11. *Кулешевич Л.В.* Педролампи – золото-сульфидное месторождение в докембрии Карелии. Докл.АН.2008. 2008. Т. 422. № 6.

12. *Кулешевич Л.В.. Фурман В.Н.* Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геология руд. мест., 2009. Т. 51, № 1. С. 58-76.

Золотое оруденение в докембрийских щитах Земли (рудный потенциал и методические аспекты изучения золота в докембрии)

Кулешевич Л.В.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: kuleshev@krc.karelia.ru

Докембрийские месторождения. С раннедокембрийским периодом развития земной коры (3,2–1,6 млрд л.) связаны наиболее интенсивные процессы образования золоторудных месторождений в мезо- и неоархее и позднем палеопротерозое (особенно в интервале времени 2,7–2,6 и 1,9–1,8 млрд л.). В это время были сформированы многочисленные месторождения Канады, Австралии, ЮАР, Зимбабве, Ганы, Бразилии, Индии и небольшие на территории Финляндии, Швеции, Норвегии и Карелии. Суммарные запасы в архейских месторождениях Канады оцениваются в 11–12 тыс. т золота (Card et al., 1989; Herrington et. al., 1997). Только в провинции Супериор зеленокаменного пояса (ЗП) Абитиби, размещается 120 месторождений с запасами более 3 т, из них 33 месторождения содержат более 30 т золота и относятся к крупным рудным объектам. Эти месторождения дают 80 % продукции Канады. Суммарные запасы рудного поля Поркьюпайн – 1,8 тыс. т, Керкленд-Лейк – 760 т, Холлинджер-Макинтайр – 920 т, Норанда – 400 т, Ред-Лейк – 500 т, Хемло – 600 т. В СЗ части Канадского щита в провинции Слэйв рудное поле Йеллоунайф объединяет такие крупные месторождения как Джиант Йеллоунайф и Дискавери (суммарные запасы – более 287 т), в Северной Америке находится месторождение Хоумстейк (1250 т).

Запасы архейского золота на Западно-Австралийском щите близки к 4,9 тыс. т. В ЗП кратона Йилгарн известно 160 месторождений, содержащих более 1 т золота, 19 из них – крупнейшие рудные объекты (>100 т). Они дают 80 % продукции от всех запасов Австралии (Cassidy, Hagemann, 2001), причем рудный потенциал сосредоточен преимущественно в восточной части кратона: запасы рудного поля Калгурли – 1,5 тыс. т; месторождения Норсмен – 150 т. В западной части кратона находится месторождение Баддингтон с запасами 600–800 т. Архейские золоторудные месторождения открыты также и на кратоне Пилбара. Позднепротерозойское золото-уран-полиметаллическое месторождение Олимпик Дэм –гигант мирового класса (1000 т).

В Зимбабве на Африканском континенте выявлено 3500 месторождений и проявлений золота: из них – 49 крупные, такие как Престиа (220 т), Кем-Мотор (150 т, Au 10-14 г/т), Глоб-Феникс (125 т). В ЗП Гванда к полосчатой железистой формации приурочены месторождения среднего масштаба – Вубачикве, Бар-20, Бланкет, Лима с суммарными запасами 36 т. На Танзанийском кратоне

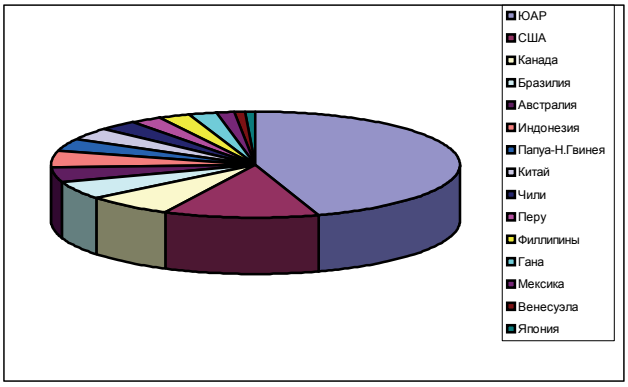
расположены месторождения среднего масштаба Уганды, Танзании и Кении. На рудниках Гейты и Лупы было добыто до 27,4 и 25 т золота (Kuenhn et al., 1990; Gabert, 1990). Запасы протерозойского жильного месторождения Ашанти в Гане составляют около 700 т (рудного поля), по жиле Обуаси – 460 т, Бибиани -50 т, Престиа - 44 т, Васса - 32,2 т, месторождения Тарква в кварцевых конгломератах - 250 т (Михайлов, 2002). В Южной Африке в ЗП Барбертон расположены месторождения Новый Консорт (55 т), Шеба (65 т) и др. В ЗП Мурчисон в мафит-ультрамафитовых толщах находится месторождение золото-сурьмяных руд Монарх с запасами золота 60 т. Уникальное по запасам и генезису рудное поле Витватерсранд, дающее 50 % добычи всего золота в мире, а также U и МПГ, представлено золотоносными рифами в кварцевых конгломератах.

На Дарвардском кратоне в Индии находятся месторождения Колар (790 т) и Хатти (30 т). Глубина разработки рифа жилообразных тел Чемпион (Колар) достигла 3,3 км, длина до 7 км, при содержаниях золота 4-20 г/т и мощности горизонта от 40 м вблизи поверхности до 0,3–0,4 м на глубине (Naganna, 1987; Сафонов и др., 1988).

В Южной Америке в Бразилии на месторождении Морру-Велью добыто 313 т золота (1984 г.), запасы составляют еще 130 т с содержаниями 9,17 г/т.

На Российской территории Фенноскандинавского щита в Карелии известны лишь небольшие месторождения и проявления позднеархейского и ранне-протерозойского возраста. Прогнозные ресурсы золота месторождений Рыбозеро и рудного поля Заломаевского достигают 15+15 т, Педролампи – 40 т, Таловейс и Берендей – 46 т, комплексное Au-Ag-полиметаллическое Лобаш-1 имеет запасы Au 8,7 т, Майское – около 20 т. На Кольском полуострове обнаружены 4 позднеархейских рудных объекта: Оленинское (28 т), Няльм 1 и 2 (7,5+3,4 т) и Au-Ag-Cu-Mo Пеллапахк (Au 24 т; Гавриленко, 2003). На территории Финляндии в западной части Карельского кратона известны небольшие архейские и преимущественно протерозойские золоторудные и золотосодержащие колчеданно-полиметаллические месторождения (Eilu, 1999, 2003 Sundblad, 2003). Суммарные запасы архейского ЗП Хатту составляют около 50 т, месторождения Пампало – 4,7 т (Geological…, 1993; Eilu, 1999). В протерозойских структурах южной Финляндии, в сланцевом поясе Тампере и Раахе-Ладожской зоне обнаружены небольшие месторождения: Осиконмяки (7,22 т), Кутемаярви (6,6 т), Хавери (до 28 т) и др. В Лапландском ЗП – Пахтоваара (10,5 т), Сааттапора (7 т), Суурикосикко (50 т), вблизи с СВ границей Карелии – Юомасуо (4,2 т) и др. На севере Норвегии – месторождение Биджовадж (58 т). Из Au-Cu-Co-руд месторождения Болиден в Швеции добыто 128 т золота (Шер, 1974; Sundblad, 2003).

Страны	Запасы золота (т)
ЮАР (AR-PR)	34000
США (AR-PR, FR)	9300
Канада (AR-PR)	5100
Бразилия (AR-PR)	4200
Австралия (AR-PR)	3500
Гана (PR)	1800
Индонезия	3650
Папуа-Н.Гвинея	2980
Китай	2750
Чили	2290
Перу	1850
Филлипины	1850
Мексика	990
Венесуэла	750
Япония	525



Соотношение запасов золота в различных странах (Беневольский, 2002)

Соотношение запасов золота в докембрийских и молодых геологических областях по основным золотодобывающим странам мира (без России) показано в таблице и на рис. 1; Беневольский, Иванов, 1999; Беневольский, 2003). Из этого рисунка значимость наиболее древних складчатых областей (около 75 %) очевидна. При этом следует отметить, что основными рудными объектами в докембрийских областях являются преимущественно коренные месторождения, а открытие новых и

прирост запасов золота, особенно в Австралии, Бразилии и Южной Африке, произошел, именно, в последние 20 лет, в связи с разработкой современного методического подхода поисковых работ (на основе изучения структурной позиции рудных объектов и геодинамических построений, выявления шир-зон, изменений пород и массовости опробования).

Геодинамическая и структурная позиция золоторудных месторождений. В размещении гидротермальных месторождений золота более молодых металлогенических эпох (мезо- и кайнозойской) наиболее отчетливо обнаруживается тенденция приуроченности оруденения к островным дугам, задуговым бассейнам и окраинно-континентальным системам над зонами субдукции Тихоокеанской плиты. Месторождения СВ и ЮВ окраины Сибирской платформы и Урала тяготеют к аккреционно-коллизионным складчатым зонам, которые сопровождаются кислым интрузивным магматизмом, жильными кварцевыми поясами и др. (Рундквист И.К. и др., 1992; Горячев, 2000; Буряк, 1996; Волков, 1998; 2002; Ветлужский и др., 2002; Спиридонов и др., 2006; Сазонов и др., 2001). Сложно-складчатое строение и часто неоднократный метаморфизм в докембрийских ЗП, в отличие от молодых областей, затрудняет расшифровку геодинамических обстановок их формирования. Тем не менее, геологические, радиологические и геохимические данные, полученные в последние 30 лет для ЗП на Канадском щите (Corfu, 1993), Зимбабвийском и Каапвальском кратонах в Южной Африке, кратонам Йилгарн и Пилбара в Австралии, позволяют рассматривать их как коллажированные аккреционно-коллизионные структуры, совмещающие разные обстановки: среди них стали выделять рифтогенные, островодужные, задуговые обстановки, пулл-апарт бассейны и др. (Greenstone belts, 1997). Это позволяет подойти к металлогении древних щитов также, как и для фанерозойских областей, дифференцировано, с учетом геодинамической обстановки образования, а не представлять, например, золоторудные месторождения в общем, как «золоторудные месторождения докембрийских ЗП», формировавшиеся в интервале от 3,4 до 2,6 млрд л., что укладывается в несколько циклов развития этих поясов.

Докембрийские золоторудные месторождения, также как и месторождения более молодых эпох, формирующиеся на орогенном этапе развития, приурочены к островодужным и окраинно-континентальным структурам над зонами субдукции, и обычно тяготеют к сдвиговым зонам коллизионной стадии развития этих структур. Эта концепция сейчас доминируют в металлогенической оценке докембрийских ЗП (Groves, and Groves et. al., 1987; 1994; 2003; 2007; Kerrich et. al., 2000) и развивается автором. Месторождения золота докембрия обнаруживают отчетливую приуроченность к определенным вулканогенно-осадочным толщам и прорывающим их гранитоидам, близки им либо несколько оторваны по времени, и редко встречаются в гранито-гнейсовых ареалах и гранулитовых областях (Ренко в Зимбабве). Это позволяет предполагать связь золота с определенными этапами и стадиями эндогенных процессов и с гидротермально-метасоматическими процессами, завершающими формирование сдвиговых зон. Последовавшая пенепленизация докембрийских кратонов сопровождалась образованием древних россыпей, которые могли быть впоследствие захоронены и метаморфизованы.

Основными контролирующими структурами докембрийских месторождений золота являются зоны сдвиговых деформаций, образование которых коррелируется с пиком основных орогенических событий (складчатостью, гранитообразованием, метаморфизмом и метасоматозом) или завершает эти процессы. Среди критериев локализации крупных (с запасами более >100 т золота и его содержанием 10 и более г/т), суперкрупных и гигантских (>500–1000 т) месторождений золота, представляющих экономический интерес, главное значение имеют структурные элементы трещинной и складчатой тектоники и в значительно меньшей степени их размещение контролируется магматическими и литологическими образованиями (Некрасов, 1999; Константинов и др., 2000; Беневольский, 2002; Сафонов и др., 2004). Среди этих структур можно выделить региональные и локальные. Региональные нарушения в пределах металлогенической зоны (порядка нескольких десятков–сотен километров) осуществляют контроль месторождений разных генетических типов, локальные – характеризуются протяженностью до 1–10 км, отделены или оперяют главное направление и осуществляют контроль оруденения в пределах рудных узлов, полей и месторождений.

Рудные поля и месторождения золота докембрия во всех известных случаях пространственно связаны с протяженными системами глубинных разломов, причем, сами разломы обычно играют роль флюидо- и рудоподводящих каналов, тогда как собственно рудовмещающими могут быть сопряженные и оперяющие их сдвиговые зоны или литологические горизонты и литолого-стратиграфические границы. Среди докембрийских рудных объектов традиционно выделяются: 1 – стратифицированные, 2 – структурно-контролируемые. К стратифицированным относятся сингенетические месторождения, контроль оруденения в которых осуществляется литолого-стратиграфическими неоднородностями, контактами пород. Но в месторождениях этого типа также иногда устанавливается контроль и ранними листрическими синвулканическими разломами, например, подобное отмечается для месторождений Хемло и Вубачикве (Villiant et al., 1986; Saager et al., 1987). К структурно-контролируемым объектам относятся исключительно месторождения эпигенетических руд, имеющие непосредственную связь с интрузивами (например, гранодиоритами, гранитами, порфирами), либо не имеющие таких однозначных связей и отстающие от времени их становления, но близкие по времени к главным фазам деформаций (например, для архея это ~2,7 млрд л., для раннего протерозоя ~1,8 млрд л.). Крупными рудоконтролирующими структурами в этом случае являются нарушения типа пологих надвигов (thrust), крутых (shear) и косонаклонных (oblique) сдвигов и сдвигов с горизонтальной составляющей (strike-slipe). Рудолокализующие структуры более разнообразны – это зоны разломов, рассланцевания, трещиноватости с широко проявленным метасоматозом и вкрапленным или жильным золото-сульфидным и золото-кварцевым оруденением. В масштабе рудных полей и месторождений выделяются следующие наиболее благоприятные для локализации оруденения деформации: пересечение разломов, крылья, осевые поверхности складок, флексуры, дуплексы, будинаж, реверсивные и ротационные структуры, эшелонированные трещины и трещины типа «конского хвоста», штокверковые и жильные области в ореоле даек порфиров и интрузий. В морфологии золото-кварцевых жил в масштабе рудных тел также существуют закономерности в зависимости от условий хрупко-пластичных деформаций и, соответственно, P–T параметров среды: в зеленосланцевой фации образуются ветвящиеся жилы, прожилки, в амфиболитовой – более четкие и крупные жилы (Colvine et al., 1988, Campell and Pitfield, 1994).

Обобщая эмпирически накопленные к настоящему времени данные по золоту на докембрийских щитах, можно сказать, что основными факторами, контролирующими золоторудные проявления в орогенных областях, являются: 1) литологический (формирование благоприятных для отложения золота рудовмещающих вулканогенно-осадочных толщ, черных сланцев, полосчатых железистых формаций); 2) магматический (субвулканические порфировые тела кислого-среднего состава, раннеорогенные и позднеорогенные интрузии, дайки, в т. субщелочные); 3) метаморфический (фации низких и умеренно барических режимов, зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, реже амфиболитовая зон регионального и особо дислокационного метаморфизма); 4) структурно-тектонический – формирование сдвиговых зон, сопряженных крупным региональным сутурам, локальных складчато-разрывных дислокаций и непосредственно рудных тел, жил и метасоматитов; 5) метасоматический (средне- и низкотемпературные до- и синрудные изменения) в ореоле интрузивных тел, даек, в шир-зонах и околорудных; 6) физико-химический (кислотность-щелочность среды и состав флюидов рудообразующих растворов).

В соответствии с коллажированным характером ЗП, учитывая стадийность их развития (собственно аккреционную и коллизионную стадии), можно выделить следующие типы рудоконтролирующих структур, ожидаемых для эпигенетических объектов Карелии: 1 – зоны деформаций, контролирующие размещение порфировых даек и тел, связанных с вулканизмом; 2 – сдвиговые зоны в ореоле ранне-, син- или позднеорогенных интрузивов; 3 – сдвиговые и сопряженные им зоны синколлизионных этапов деформаций позднеархейского или свекофеннского возрастов; 4 – наложенные деформации других возрастных этапов.

Для понимания геолого-генетических аспектов формирования месторождений необходимо представлять, с какими магматическими комплексами и процессами в общей эволюции эндоген-

ных режимов они связаны и в каком P–T режиме формировались метасоматиты, предшествующие и сопровождающие оруденение, условия образования руд и флюидный режим. Представления о генезисе полихронных месторождений можно составить, понимая всю историю его развития и накопления рудной минерализации, то есть, оценивая весь металлогенический профиль территории. И, в свою очередь, металлогенический анализ территории должен основываться на анализе всех факторов формирования золоторудных проявлений и связанных с ними сульфидных и других месторождений.

Работа выполняется по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», проекту «Золоторудные системы в архейских зеленокаменных поясах: геодинамические обстановки, возрасты, минералого-геохимическая типизация».

Палеопротерозойские золотосодержащие месторождения и проявления меди Карелии

Кулешевич Л.В., Голубев А.И., Лавров О.Б.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: kuleshev@krc.karelia.ru

Современные оценки коренных комплексных месторождений показывают, что одним из перспективных источников золота являются гидротермальные сульфидные медные руды – медно-порфировые, медистые песчаники, медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические. В целом при невысоких концентрациях Au (0,3-0,8 г/т, редко до 1 г/т) и большеобъемном характере развития, рудный потенциал этих месторождений может быть достаточно высок (>100 т), а добыча золота обычно осуществляется при комплексном их освоении. В связи с этими закономерностями, установленными по Уралу и др. регионам [1], было решено переопробовать и доизучить сульфидные медные руды Карелии.

Сульфидные медные палеопротерозойские месторождения и рудопроявления Карельского кратона (рис.) составляют обширную группу с содержанием Cu от 1 до 14-20 %, с прогнозными ресурсами меди до 170 тыс. т [2]. Благодаря геолого-поисковым работам, проводимым КарГЭ и ИГ КарНЦ РАН было установлено, что в этих рудах в качестве примеси встречается золото. Гнездово-вкрапленные и вкрапленно-прожилковые руды образуют пластовые и секущие залежи, ведущими минералами в которых являются сульфиды меди, и представлены следующими формационными типами (табл. 1):

1 – Au-Ag-Mo-содержащие халькопиритовые и халькопирит-борнит-халькозиновые руды из зон изменения в кварцито-песчаниках (в литературе известны как медистые песчаники, типичный представитель - месторождение Воронов Бор);

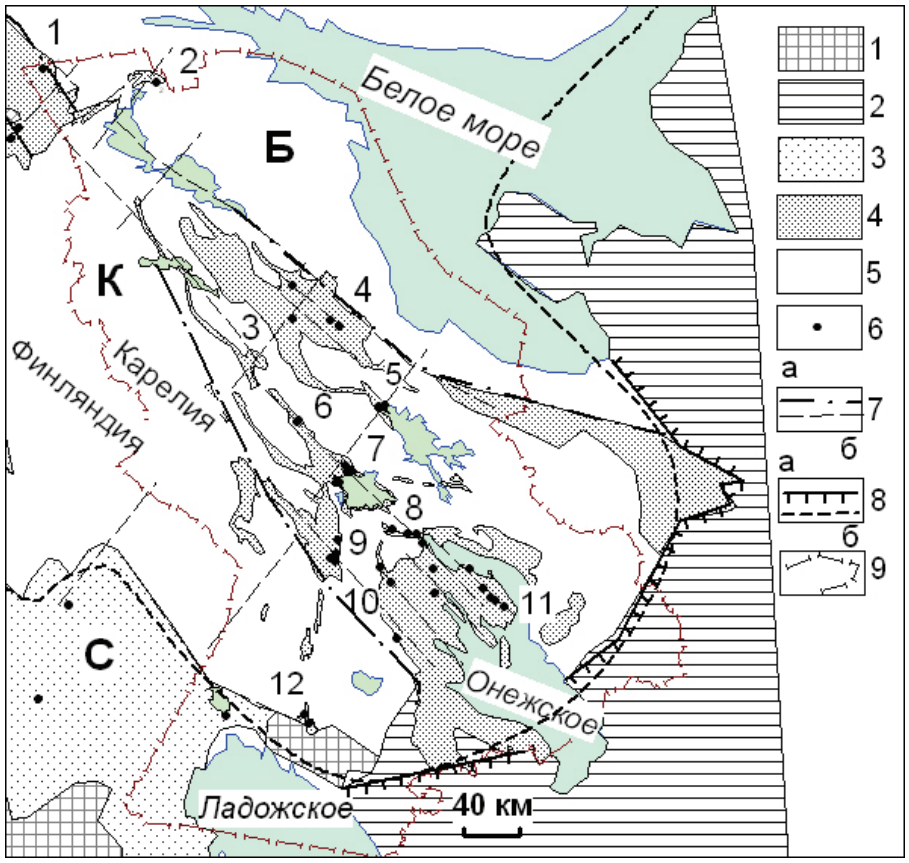
2 – Au-Ag-содержащие халькопиритовые руды в альбититах по габбро и вблизи их контакта с кварцито-песчаниками (Шуезерское, Орчень Губа, Кеч, Медные горы, Светлое);

3 – Cu-Co-Mo-Au-Pd-U-V вкрапленно-прожилковые руды в альбититах и слюдистых метасоматитах в людиковийских толщах (рудные объекты Падминской группы в Заонежье);

4 – медно-полиметаллические (Cu, Pb, Zn, Ag, Mo) руды, наложенные на палеопротерозойские вмещающие толщи и граниты допротерозойского фундамента (Лебедева гора, Фаддейн-Келья);

5 – Cu-Co-Au-U-содержащие кварцевые конгломераты (Маймървинское, Ятулий-1, Риговарака);

6 – Au-халькопирит-кварцевые жилы в кварцито-песчаниках, метабазальтах (Воицкое, Воронов Бор).



Палеопротерозойские золотосодержащие месторожденения и проявления меди на территории Карелии.

1 – позднесвекофеннские и рифейские гранитоиды. 2 – фанерозойский чехол. 3 – палеопротерозойские отложения в Свекофеннской складчатой области (С). 4 – ранние палеопротерозойские отложения на архейском фундаменте. 5 – архейская гранит-зеленокаменная область. 6 – палеопротерозойские золоторудные и золотосодержащие медные месторождения в Карелии: 1 - Майское, 2 – Кукасозеро, 3 – Хахлозеро, 4 – Шуезерское, 5 – Воицкое, 6 – Нюралампи, Мойна, Рокжозеро, 7 – Орчень Губа, Лебедева гора, Кеч, 8 – Светлое, Медные горы, Падун, Воронов Бор, 9 – Маймъярви, 10 – Пальеозерское, Черный Наволок, 11 – Падминская группа, 12 – Фаддейн-Келья, Колос, Пячин-Коски.
7 – тектонические структуры: а – СЗ, ограничивающие палеопротерозойскую рифтогенную структуру, б – СЗ и СВ разломы и сдвиговые зоны. 8 – граница с докембрийскими образованиями (а), кратонизированная область в архее (б) (Карельский кратон – К, Беломорская складчатая область – Б, 9 – граница Карелии.

В центральной Карелии в связи с обогащенностью метабазальтов медью, предполагалось, что все меднорудные объекты в них, и в переслаивающихся с ними кварцито-песчаниках, связаны с ятулийским базитовым вулканизмом и тяготеют к центрам эндогенной активности и местам разгрузки гидротерм, отделяющихся от застывающих лав [6]. Однако все последующие исследования показали, что наиболее богатая наложенная гнездовая и вкрапленно-прожилковая гидротермальная сульфидная медная минерализация приурочена преимущественно к метасоматически измененным разновозрастным породам как ятулийского (2,3-2,1 млрд. лет), так и более молодого людиковийского возраста (2,1-1,97 млрд. лет), а также выходит в докарельское основание.

Сульфидные медные вкрапленно-прожилковые и жильные проявления содержат в среднем Au 0,3-3 г/т, реже выше, Ag до 100-900 г/т. Фоновые концентрации золота, в ятулийских вмещающих толщах (например, в метабазальтах и кварцито-песчаниках участка Воронов Бор) возрастают от менее, чем $nx10^{-3}$ до 0,026 г/т. По историческим сведениям концентрация Au на некоторых месторождениях, таких как Воронов Бор и Воицкое, достигала 70-80 г/т, а в медно-полиметаллических рудах участка Фаддейн-Келья – до 175 г/т. На рудных объектах Падминской группы – до 40-123 г/т. Однако ресурсы золота всех этих типов проявлений на современный момент изученности оцениваются не высоко в 15-20 т и требуют переоценки с расчетом не на всю массу руды, а на продуктивную часть залежи.

Таблица 1. Палеопротерозойские золотосодержащие месторождения и проявления меди Карелии (типовые объекты)

Тип руд	Название	Содержание Cu (%): макс.; ср. Рудный потенциал	Содержание Au (г/т): макс. ; ср. Рудный потенциал	Спутники
Медистые песчаники	Воронов Бор	Макс. 5.8-6 %; ср. 1.3 %. P_2 170 тыс. т	Макс. 3.7 и 77 г/т; ср. 1-1.3 г/т. Добыто 0.75 т; P_3 15 т	Mo, Ag, Au, Se, Pb, Bi, W, Th, U
Cu-Au-U-кварцевые конгломераты	Маймъярви	Макс. 3.6 %; ср. 0.8 %. P_2 162 тыс. т	Макс. 10 г/т, ср. 3.5 г/т; P_2 18.5 т	Au, Ag, Th, U, Pb, Bi
	Ятулий-1	Ср. 0.3-0.4 %	Макс.13.6 г/т; ср. 1.36 г/т. P_2 0.352 т, P_3 16 т	Au, Ag, Th, U, Pb, Bi
Au-Cu-сульфидные кварцево-жильные	Воицкое	Макс. 14.2 %; ср. 1.3 %. Добыто 100 т	Макс. 78 и 13.2 г/т; ср. 1.9 г/т. Добыто 0.074 т	Ag, Au, Se, Th, U, Mo, Pb
Медно-сульфидные жильные в альбититах	Шуезерское	Макс. 5.5 %, ср. 2.43 %	Макс. 6-20 г/т	Ag, Au, Se, Mo, Pb, Te, Th, U
	Медные горы, Светлое	Макс. 3.62 %; 2.7 %	Макс. 27 г/т	Ag, Au, Se, Mo, Pb, Te, Th, U
	Орчень губа	Макс. 1.5 %	Макс. 15.6-20.1 г/т	Ag, Au, Se, Mo, Pb, Te, Th, U
Ag-Cu-полиметаллические в гранитах и вмещающих толщах	Лебедева гора	Макс. 1-3.45 %;	0.3-3 г/т	Zn, Pb, Ag, Au, Mo, Bi
	Фаддейн-Келья	Макс. 20 %. C_2 0.352 тыс. т	0.1-175 г/т; ср. 5.76 г/т	Ag, Zn, Pb, Au, Mo
Cu-(Pd-Au)-U-V в черных сланцах и песчаниках	Падминская группа объектов	Макс. 6.5 %, ср. 0.24-0.84 %, C_2 2.9-12 тыс. т	Макс. 40-123 г/т, ср. 0.16-0.24 г/т. C_2 0.5-1 т	Ag, Au, Se, Pb, Pd, Pt, U, Th, Mo, Zn, Co

Примечание. Использованы материалы [2-5] и авторской базы данных.

Для вмещающих оруденение толщ, представленных породами ятулийского и заонежского надгоризонтов, характерно накопление в бассейнах троговой природы, унаследованых еще от раннего палеопротерозойского (сумийского) рифтогенного этапа развития Карельского кратона. Вкрапленно-прожилковая и гнездовая минерализация наиболее богатых медных проявлений различных РФ-типов тяготеет преимущественно к региональным СЗ шир-зонам и чаще узлам пересечений СЗ и СВ тектонических зон, например, локализация метасоматитов и руд на месторождениях/проявлениях Майское, Воицкое, Шуезерское, Маймъярви, Воронов Бор и Заонежья. Они сопровождаются интенсивными низкотемпературными щелочными метасоматическими изменениями [7-9]. В региональном плане наиболее интенсивные метасоматические изменения приурочены к тектоническим зонам СЗ и СВ простирания, активизированными в позднесвекофеннское время и связываются нами с коллизионными событиями, являющимися отражением позднеорогенных событий, происходивших в ЮЗ части Фенноскандинавского щита и затронувших весь Карельский кратон в целом в конце позднего палеопротерозоя, и проявившихся преимущественно как тектоно-термальные, метасоматические. В центральной части Карельского кратона, в отличие от трансскандинавского магматического пояса, интрузивный кислый магматизм, в интервале времени от 1,8 до 1,74 млрд. лет не проявился. Из наиболее ранних интрузивных образований к зонам СЗ разломов приурочены дайки габбро-долеритов, диоритов, альбитовых габбро в разной степени измененных, в Лапландии (С. Финляндия) они выделяются даже как «дайки альбититов».

В центральной Карелии на некоторых участках известны фельзитовые малоглубинные измененные породы (субщелочного состава), но более широко развиты собственно щелочные метасоматиты – альбититы, альбит-амфиболовые, карбонат-альбит-хлоритовые породы. Во внешнем ореоле альбититов в основных породах широко развит эпидот. Дорудные метасоматиты щелочного типа завершаются кварцевыми или карбонатно-кварцевыми жилами и прожилками с сульфидной медной минерализацией. Альбититы и рудная минерализация тяготеют к СЗ тектоническим зонам и локализуется преимущественно в узлах их пересечения с СВ сдвиговыми зонами [7].

Возраст рудной минерализации, установленный на проявлениях разных генетических типов разными методами находится в интервале 1,8-1,74 млрд. лет и требует уточнения. Он соответствует свекофеннской – позднесвекофеннской эпохе активизации Карельского кратона.

Особенно богата меднорудными объектами центральная Карелия. В Онежской структуре они локализуются в черных сланцах и карбонат-содержащих песчаниках. Северо-западнее оз. Онежского гидротермальные проявления меди находятся преимущественно в ятулийских породах (кварцито-песчаниках, метабазальтах). Вкрапленно- и гнездово-прожилковые руды из главных сульфидов содержат халькопирит, борнит, халькозин. Содержание молибденита, галенита, сфалерита, сульфидов железа в рудах варьирует. Металлогенический потенциал и содержание золота в рудных телах не высокое, но протяженность залежей и территориальная насыщенность медными проявлениями центральной части Карельского кратона значительная. Типичными представителями медных рудных объектов, содержащих золото, расположенных севернее оз. Сегозера, являются Воронов Бор, Медные горы, Светлое, Падун в Кумсинской структуре, севернее - проявления Муезерское, Казармаваара, Мойна, рудник Кеч, Орчень губа; в Лехтинской – Шуезерское. Спецификой руд является присутствие сульфидов серебра, Ag- и Se-содержащего галенита, селенидов – клаусталита, науманнита, самородных элементов – Ag-содержащего золота, электрума, кюстелита, серебра, реже теллура, висмута, редких Ag-Cu-Bi-теллуридов, штютцита, эмпрессита [5]. Золото на месторождениях/проявлениях этой группы образует неправильные зерна и пленки размером от 400 нм до 20-30 мкм. Оно содержит Ag, иногда примесь Cu. На рудопроявлении Рокжозеро представлено электрумом, а также входит в состав кюстелита.

На рудопроявлениях, сформировавшихся вблизи архейского фундамента, или непосредственно наложенных на граниты (Лебедева гора, Фаддейн-Келья) увеличивается роль галенита, сфалерита, соединений серебра. В медно-полиметаллических рудах концентрация Cu составляет 0,3-20 %, Pb от 1 до 7-9,34 %, Zn до 12,4 %, Bi до 0.06 %, Ag до 400 г/т, Au до 1-175 г/т.

На рудопроявлениях Падминской группы присутствуют селениды, минералы Pd, Pt (в том числе, интерметаллиды) и золото, по Ю.С. Полеховскому с соавторами [7]. При среднем содержании Au 0,16-0,24 г/т, максимальные концентрации достигают 123 г/т (по данным ГГП «Невскгеология» [5]). Золото встречается в зернах размером до 1-3 мм в ассоциации с клаусталитом и содержит Ag (5-8,58 %), иногда Se (до 0,54-0,77 %). На месторождении Майском в северо-западной Карелии золото (Ag 9-10,69 %) выделяется в ассоциации с Se-содержащими минералами в поздних кварцевых жилах СВ простирания [5, 10-12].

Изложенные факты позволяют палеопротерозойские Au-Ag-содержащие проявления Cu, Cu-Pb-Zn, Cu-Au-U, Cu-(Mo-Au-Pd)-U-V, приуроченные к СЗ шир-зонам и узлам СЗ и СВ пересечений, рассматривать в единой региональной металлогенической (а также метасоматической) зональности, отражающей свекофеннские процессы, происходящие на Карельском кратоне и, в целом, на Фенноскандинавском щите. Это также позволяет авторам выделять позднесвекофеннскую металлогеническую эпоху на Карельском кратоне, а узлы пересечений СЗ и СВ тектонических зон в палеопротерозойских толщах относить к рудоконтролирующим структурам.

Работа выполняется по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», проекту «Золоторудные системы в архейских зеленокаменных поясах: геодинамические обстановки, возрасты, минералого-геохимическая типизация» и по Программе Президиума РАН № 14 «Научные основы эффективного природопользования, развития минерально-сырьевых ресурсов, освоения новых источников природного и техногенного сырья», проекту «Минерагения Онежского рудного района: основы прогнозирования месторождений стратегических видов минерального сырья и новых их типов в Карельском регионе».

Литература

1. *Некрасов Е.Н.* Крупные эндогенные золоторудные месторождения поддерживают высокий уровень добычи золота в мире // Геология рудных месторождений. 2005. Т.47. № 3. С. 203-210.

2. *Минерально-сырьевая* база Республики Карелия. Петрозаводск: «Карелия», 2005. 278 с.

3. *Металлогения Карелии.* Петрозаводск. 1999. 340 с.

4. *Голубев А.И., Кулешевич Л.В.* Перспективы золотоносности протерозойских образований Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. №3. 2001. С. 15–25.

5. *Кулешевич Л.В., Голубев А.И., Лавров О.Б.* Палеопротерозойские золотосодержащие месторождения и проявления меди Карелии. Тезисы доклада. Сыктывкар. 2009.

6. *Голубев А.И., Светов А.П.* Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. П-ск. 1983. 192 с.

7. *Кулешевич Л.В.* Альбититы в протерозойских образованиях Карелии и их золотоносность // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. №3. 2001. С. 33–39.

8. *Леденева Н.В., Пакульнис Г.В.* Минералогия и условия образования уран-ванадиевых месторождений Онежской впадины (Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 3. С. 258–268.

9. *Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И. П., Пахомовский Я.А., Крецер Ю.Л.* Новый тип палладийсодержащей минерализации в метасоматитах Карелии // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. № 7. С.86-95.

10. *Вольфсон А.А., Русинов В.Л., Крылова Т.Л., Чугаев А.В.* Метасоматические преобразования докембрийских метабазитов Салла-Куолаярвинского грабена в районе золоторудного поля Майское, северная Карелия // Петрология. 2005. Т. 13. № 2. С. 179–206.

11. *Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А., Генкин А.Д., Крылова Т.Л., Чугаев А.В.* Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудн. месторождений. 2003. Т.45. №5. С. 429–451.

12. *Порицкий М.С., Буйко А.К., Котов Н.В., Порицкая Л.Г.* Геологическая позиция и условия формирования золоторудных метасоматитов месторождения «Майское» (Северная Карелия) // Вестник СПбГУ. Сер. 7, 1993. Вып 1. № 7. С. 15–21.

Геофизические свидетельства проявлений докембрийского магматизма на Севере Русской плиты

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, e-mail: dgsdl@yandex.ru

Процессы тектоно-магматических активизаций (ТМА), проявлявшиеся в постконсолидационную стадию развития земной коры, играли значительную роль в образовании эндогенных месторождений на севере Русской плиты. Площади распространения этих процессов значительно меньше, чем более древних, и они локализованы в линейных протяженных структурах вдоль мобильных проницаемых зон, обычно рифейских грабенов [2]. С металлогенией областей ТМА связано расширение минерально-сырьевой базы различных ископаемых и установление закономерностей распространения этих областей имеет большое значение. В отличие от других платформ на Русской плите магматические породы не обнажаются в современном эрозионном срезе, они погребены под более молодыми осадками и вскрыты преимущественно буровыми скважинами. Поэтому основное значение играют геофизические методы, в первую очередь грави- и магниторазведка.

Север Русской плиты, к которому относится исследуемый регион, по своему географическому положению является уникальной окраинно-материковой геоструктурой. Современные границы ее находятся у бортов зоны, переходной от континента к океану в полосе шельфа Белого, Баренцева и Северного морей [1]. Окраинно-материковое положение определяет регион как область максимальных напряжений геодинамических движений литосферы. Длительная история развития блоковых структур, воздействие разнородных геодинамических напряжений в области материкового склона Баренцева и Белого морей (образование Северного Ледовитого океана), в контакте с Балтийским щитом (область с устойчивой тенденцией к поднятию, начиная с позднего архея), смена геодинамических обстановок в районе Урала, сформировали сложное разломно-блоковое строение региона.

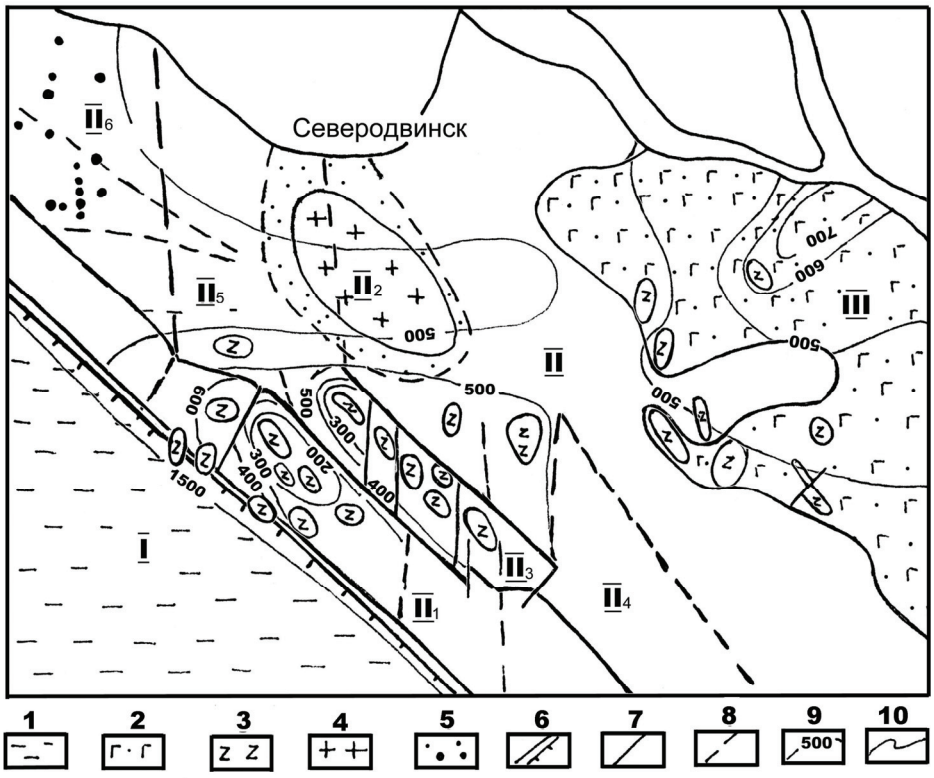
В основе выводов о структуре земной коры региона лежит комплексная интерпретация геолого-геофизических данных. Исходным и основным материалом при изучении распределения неоднородностей в литосфере пока являются сейсмические разрезы и сопоставление данных с Балтийским щитом.

Вся исследованная территория обеспечена среднемасштабными гравиметрической и магнитной съемками, проведенными подразделениями СЗГТ в шестидесятые годы. В результате гравиметрических работ масштаба 1:200000 построены карты силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.3 г/см^3. Результативные карты составлены с сечением 2x10^{-5}м/с^2. Специали-

зированной гравиметрической партией № 9 СЗПГО на всю территорию Архангельской области на основе съемки м -ба 1:200000 была построена сводная гравиметрическая карта масштаба 1:500000 с сечением изоаномал 2 х10^{-5}м/с^2. В результате аэромагниторазведочных работ построена карта аномального магнитного поля м-ба 1:200000 с сечением изодинам 1 мЭ. Материалы грави- магнитных съемок подвергались математической обработке, в результате которой получен пакет трансформант потенциальных полей с различными радиусами осреднения. Таким образом, на всю площадь исследований имеются кондиционные среднемасштабные карты потенциальных полей.

По результатам гравиметрических работ м-ба 1:50000 и магниторазведочных работ м-ба 1:25000 был исследован район на севере Онего-Двинского междуречья.

Региональное поле силы тяжести имеет ярко выраженное зональное строение и по характеру и интенсивности аномалий разделяется на юго-западную область гравитационной ступени, Солзенскую область относительно пониженных значений поля силы тяжести с локальными максимумами и минимумами (включая региональный Кудемский минимум) и Восточную область относительно пониженного гравитационного поля (рис. 1).



Структурно-тектоническая ситуация поля расположения магматических тел Ненокского комплекса [3].
Основные структуры фундамента: I – Онежский грабен; II – Солзенская ступень; II1 – Синегорский блок; II2 – Кудемская интрузия; II3 – Пихкальский блок; II4 - Белоозерский блок; II5 – Сальский блок; II6 – Ненокский блок; III – Архангельский мегавал

1 – осадочные отложения ненокской и солозерской свит рифея; 2 – вулканогенно-осадочный комплекс; 3 – интрузивные породы основного состава; 4 – гранитоиды; 5 – контактовые изменения пород; 6 – борт Онежского грабена; разломы: 7 – хорошо выраженные в потенциальных полях; 8 – слабо выраженные; 9 – изопахиты осадочного чехла; 10 – геологические границы.

Региональное магнитное поле в основном соответствует гравитационному и подразделяется на три фоновых площади с учетом структурно-тектонических особенностей строения кристаллического фундамента.

Гравимагнитные поля каждой из выделяемых областей дифференцированы и осложнены локальными аномалиями разных знаков, что свидетельствует о наличии более мелких блоков фундамента и изменениях его вещественного состава. В юго-западной части выделяется восточный

борт Онежского грабена (I), картирующийся гравитационной ступенью с амплитудой $26x10^{-5}$ м/с^2 и плавным понижением значений магнитного поля в юго-западном направлении с градиентом до 100 нТл на 1 км. Структура образована тектоническими нарушениями сбросового типа северо-западного простирания. Прямолинейность разлома позволяет предположить крутое падение плоскости нарушения. Повышенные значения магнитного поля и затем их плавное понижение говорят о присутствии среди гравелито-песчаниковых отложений (магнитная восприимчивость $4\text{-}8x10^{-5}$ ед. СИ), заполняющих грабен магнитоактивных пород, скорее всего базальтов и долеритов солозерской свиты рифея [5] (магнитная восприимчивость – $1500\text{-}3500x10^{-5}$ед. СИ)

С востока к грабену примыкает Синегорский блок (II1) (расчетные глубины кровли фундамента по данным магниторазведки – 200-400 м) северо-западного простирания, картируемый в гравитационном поле максимальными значениями силы тяжести с амплитудой $8x10^{-5}$ м/с^2, в магнитном – полосой повышенных значений ΔТ интенсивностью 300-500 нТл, осложненной субизометричными аномалиями от 1 до 2-3 км в поперечнике и интенсивностью 700-900 нТл. С северо-востока структура ограничена нарушениями сбросового типа с амплитудой до 200 м. Характер магнитных аномалий позволяет предположить, что в строении блока участвуют массивы основных интрузивных пород (магнитная восприимчивость – $5000x10^{-5}$ед.СИ, плотность – $2{,}9\text{-}3{,}15x10^{-5}$ кг/м^3). Пространственная ориентировка свидетельствует об их развитии по кольцевым разломам или о наличии расслоенного массива. Мощный гравитационный и магнитный максимум обусловлены не только о малой глубинности залегания интрузива, но и отличным от беломорид архея литологическим составом, магнитная восприимчивость и плотность которых составляют соответственно $90x10^{-5}$ед. СИ и $2{,}70x10^{-3}$кг/м^3. Скважины в этом районе отсутствуют, поэтому однозначно интерпретировать геофизические данные нельзя, но можно предположить по расчетным параметрам, что породы, слагающие блок, относятся к интрузивным образованиям основного состава (дифференцированный массив).

Центральную часть площади занимает Солзенская ступень (II), протягивающаяся с северо-запада на юго-восток. В гравитационном поле ей соответствует область относительно пониженных значений поля силы тяжести с локальными экстремумами, в магнитном поле – спокойная область пониженных значений ΔТ с аномальными положительными зонами на северо-западе и юго-востоке, обусловленными блоковым строением фундамента. Анализ глубин залегания верхней кромки возмущающих объектов позволяет сделать вывод о ступенчатом погружении фундамента в восточном направлении. Фундамент сложен, скорее всего, беломоридами архея. В центре ступени картируется крупный массив гранитоидов. В гравитационном поле он выделяется глубоким минимумом с амплитудой $15x10^{-5}$м/с^2, а в магнитным – спокойным отрицательным полем, значения которого уменьшаются от периферии к центру. Падение массива юго-восточное, вертикальная мощность тела (расчетная) около 5-6 км. Не исключено, что гранитоиды представлены гранитами-рапакиви, обладающими низкой плотностью и магнитной восприимчивостью. По периферии развиты локальные положительные аномалии (размеры в плане от 0,4х0,9 до 1х2км) интенсивностью 20-40 нТл, связанные вероятно с контактовыми изменениями вмещающих пород. Кудемская гранитоидная интрузия (II2) делит Солзенскую ступень на северную и южную части. Сходство гравимагнитных полей этих структур, по-видимому, обусловлено их близким геологическим строением. В пределах ступени выделяется 4 блока фундамента: Ненокский (II6), Пихкальский (II3), Сальский (II5) и Белоозерский (II4) (рис. 1).

Пихкальский (II3) и Сальский (II5) блоки, примыкающие с востока и севера к Синегорскому блоку (II1) имеют идентичные характеристики в гравимагнитных полях (максимумы силы тяжести с амплитудой $4x10^{-5}$м/с^2 и положительное магнитное поле интенсивностью 10-60 нТл) отличаются лишь простиранием: северо-западное у Пихкальского и субширотное у Сальского. Границы блоков тектонические, сбросового типа. Вероятно эти блоки фундамента, сложенные породами беломорского комплекса, опущены относительно Синегорского блока. На фоне положительного магнитного поля Пихкальского блока присутствуют локальные магнитные аномалии слабо вытянутой и изометричной формы интенсивностью 100-210 нТл, что позволяет детализировать строение блока, выделить интрузии основного-среднего состава и тектонические нарушения субмеридионального простирания.

Ненокский и Белоозерский блоки также сходны между собой (гравитационный минимум амплитудой 4-5х10^{-5}м/с^2, отрицательное магнитное поле 100-220 нТл) и представлены еще более опущенными блоками беломорид, по-видимому, в значительной мере гранитизированными. Региональные магнитные аномалии в них практически отсутствуют, что указывает на их относительную однородность.

Восточный район (III) примыкает с северо-востока к Солзенской ступени. В гравитационном поле ему соответствует повышенных слабо дифференцированных значений поля силы тяжести. В магнитном поле данный район отличается чередованием положительных и отрицательных аномалий различной формы и интенсивности. При общем северо-западном направлении простираний изолиний магнитного поля отдельные аномалии имеют другую ориентировку длинных осей. В основном развиты магнитные аномалии линейной и изометричной форм, причем последние часто располагаются в цепочки, образуя региональные аномалии линейной формы от 0,3х0,5 до 5,0х8,0 км с максимальной интенсивностью 500-800 нТл. Отрицательное магнитное поле имеет подчиненное распространение. Анализ глубин залегания верхней кромки возмущающих объектов показывает их плавное погружение в северо-восточном направлении от 500 до 700 м. Признаков региональных тектонических нарушений не наблюдается. Анализ гравимагнитных материалов позволил определить на глубине 500-700 м толщу пород плотность 2,4-2,5х10^{-3}кг/м^3 с магнитной восприимчивостью 1500-3500х10^{-5}ед.СИ, представленных скорее всего комплексом вулканогенно-осадочных пород мощность 200-300 м. Плавное уменьшение значений поля силы тяжести в северо-восточном направлении указывает на погружение фундамента до глубины около 1 км.

По геофизическим данным, площади свойственны многочисленные тела, сложенные породами основного состава. Выявлено 144 локальных магнитных аномалии, среди которых по структурному положению и геофизическим характеристикам выделено четыре основных типа. Первый – аномалии, обусловленные, вероятно, наличием в кристаллическом фундаменте массивов основных пород, четко выраженных в картах наблюденного магнитного поля и его региональных составляющих (от 1х3 до 5х8 км, интенсивностью 600-900 нТл, глубина залегания верхней кромки 300-700 м). Второй – аномалии, обусловленные телами в верхнепротерозойско-палеозойском осадочном чехле (от 0,5х0,8 до 2х3 км, интенсивность до 300 нТл, глубина залегания – 100-300 м). Выделяются три группы: а) знакопеременные аномалии вытянутой формы (2х3 км, интенсивность до 100 нТл, глубина – 200-250 м), их предполагаемая геологическая природа – эффузивные тела основного состава, приуроченным к границам региональных структур; б) локальные изометричные аномалии (от 0,8х0,9 до 1,1х1,8 км, интенсивность 60-140 нТл, глубина залегания 260-350 м), расположенные в основном в Восточном районе. Природа их интерпретируется неоднозначно – это или эффузивные тела с мощными подводящими каналами, или остатки вендских вулканических аппаратов, на что указывают туфогенные прослои в усть-пинежской свите [4]: в) локальные аномалии с одним или несколькими максимумами (от 0,7х0,8 до 1,5х2,0 км, интенсивностью до 40 нТл, глубина залегания – 100-190 м), предположительно обусловленные линзами пород с повышенной магнитной восприимчивостью в верхней части осадочного чехла.

Третий тип – аномалии четко выраженные в локальном магнитном поле с несколькими максимума и минимумами интенсивностью от 13 до 40, реже 60-70 нТл, размерами 70х150 – 300х 350 м. Глубина залегания верхней кромки объектов 3-50 м нижней – 10-185 м. Аномалообразующие объекты – линзы пород с повышенным содержанием магнитных минералов в четвертичных отложениях.

Четвертый тип связан с трубками взрыва и детально был рассмотрен нами в работе [3].

Таким образом, исследуемый район по геофизическим данным характеризуется наличием докембрийских интрузивных тел, с которыми могут быть связаны проявления полезных ископаемых: меди и никеля (дифференцированный массив Синегорского блока), протерозойские кимберлитовые тела (второй тип, вторая группа).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 08-05-99816_р_север_а.

Литература

1. *Билибина Т.В.* Блоковая тектоника и геодинамика земной коры северо-запада Русской платформы и принципы прогнозирования рудоносных структур //Блоковая тектоника и перспективы рудоносности Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 22-29.

2. *Добрынина М.И.* Отражение характера тектоно-магматических активизаций в физических полях восточной части Балтийского щита и севера Русской плиты // Геология и полезные ископаемые севера Русской платформы. М.: Мингео РСФСР. 1987. С. 37-47.

3. *Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.* Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.

4. *Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П. и др.* Венд юго-восточного Беломорья // Изв. АН СССР. Сер геол., 1981. № 2. С. 78-87.

5. *Станковский А.Ф., Синицын А.В., Шинкарев Н.Ф.* Погребенные траппы Онежского полуострова // Вест. ЛГУ, 1972. № 18. С. 39-52.

Минералогия руд и околорудных метасоматитов месторождения Воронов Бор, Карелия

Лавров О.Б., Кулешевич Л.В.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: petrlavrov@list.ru; kuleshev@krc.karelia.ru

Месторождение медных руд Воронов Бор было открыто в 1771 году и разрабатывалось около 8 лет, затем после перерыва с конца XIX века по 1913 год. Часть руд была вывезена, часть складирована в штабеля, со временем разрушенные. На этом небольшом сульфидном медном месторождении, отнесенном впоследствие к формации медистых песчаников, было добыто 960 тыс. пудов медной руды. Оруденение представлено халькопиритовым, борнит-халькозиновым и промежуточным халькопирит-борнит-халькозиновым минеральными типами. Данные о золоте и серебре в медных рудах этого месторождения встречаются в исторических сведениях и работах П.А. Борисова 1910 года. Доизучение месторождения и опробование на золото проводилось в разные годы геологами различных организаций - Карельской ГЭ и ИГ КарНЦ РАН (А.М. Тарасенковым, Ю.Б. Голованом, В.В. Сиваевым, А.И. Голубевым, авторами статьи и другими исследователями). Месторождение содержит в среднем 1.3 % Cu (макс. до 6 %), ресурсы меди категории P_2 составляют 170 тыс. т, забалансовые запасы – 11 тыс. т [1]. Руды содержат Au от 0.1 до 3.7 г/т, Ag – 10–125 (до 990 г/т в богатых рудах [1]), Mo 0.008–0.04 %, W до 0.013 %, Se – 70-100 г/т, Pd – 0.053–0.079 % (данные авторов). По историческим сведениям концентрация Au достигала 78 г/т.

Месторождение расположено в Медвежьегорском районе (центральная Карелия), в западном крыле Пергубской синклинали (северное обрамление Онежской структуры, переходящей в Кумсинскую). Вмещающие ятулийские толщи - песчаники и гравелиты медвежьегорской свиты (PR1jt2) и метабазальты янгозерской свиты (PR1jt1) образуют небольшую синклинальную структуру, полого смяты и метаморфизованы в условиях низкотемпературной зеленосланцевой фации. Оруденение приурочено к участку локально-проявленной деформации в породах ятулийского надгоризонта: полого падающие на восток породы (18-20^o) осложнены складкой, сопровождающей формирование СЗ сдвиговой зоны, являющейся продолжением Святухинско-Космозерской зоны СРД, выделенной в Онежской структуре по работам «Невскгеология» и прослеживаемой на СЗ.

Рудное тело по данным бурения, проведенного КГЭ, имеет форму линзы длиной 300 м, мощностью 3-12 м, прослеженной на 120–150 м. Руды вкрапленно-, и гнездово-прожилковые с содержанием сульфидов 5-40 %. Прожилки чаще субвертикальные, короткие, гнезда имеют вид «порфировых» выделений. На южном фланге месторождения вмещающие толщи секутся более поздними карцевыми жилами СЗ и СВ простирания, содержащими золото (по данным КарГЭ). Их мощность 0.05-0.8 м, протяженность до 20 м.

Рудовмещающие толщи представлены кварцито-песчаниками, кварцевыми гравелитами и метабазальтами, в восточной части месторождения выявлены габбро-диабазы. Вмещающие кварцито-песчаники и метабазальты на участке пересекаются телом субщелочных светло-розовых фельзитовых пород (альбитофиров) секущей жильной и сложной формы. В его ореоле породы сильно изменены: эпидотизированы, хлоритизированы, альбитизированы. В зальбандах сульфидно-кварцевых прожилков развит альбит, микроклин, эпидот, хлорит.

Метасоматиты имеют разные контрастные цвета – розовые, зеленые, зеленовато-желтые, в зависимости от минерального состава. Измененные метабазальты имеют темно-зеленый цвет: все темноцветные минералы полностью замещены хлоритом. Так как они содержат альбит, кварц, наложенный биотит, серицит (2-5 %), иногда турмалин (до 1-2 %), эпидот, карбонат, в них повышается концентрация K, Li, Rb, Ba, Sr. Дорудные изменения в кварцито-песчаниках и кварцевых конгломератах пород представлены белыми слюдами, альбитом, микроклином, либо зонами, в которых увеличивается количество эпидота, сфена, апатита, хлорита. Сброс выщелоченных из метабазальтов компонентов - Ca, Ti, P и их переотложение в кварцито-песчаниках происходит в коричневато-розовых прожилках и гнездах, содержащих сфен до 20 %, эпидот, апатит. Сфен образует выделения фрамбоидальной формы. Апатит - округлые зерна размером до нескольких мм, он обычно находится в срастании эпидотом, иногда с цирконом и ксенотимом. Широко распространен зональный гидротермальный циркон. Он образует изометричные зональные зерна, иногда содержит примесь Hf до 1.80 %, а в краевых зонах - Al, Ca, Fe. Из редких акцессорных и радиоактивных минералов установлены торит, монацит и уранинит. Белые слюды содержат невысокие концентрации Mg, Fe; в них Si замещается на Al (~0.6-0.7 форм. единиц). Хлорит имеет Fe-Mg состав (f=29-32.8), а средняя расчетная $T_{обр.}$=260^{o}C. Она, вероятно, близка начальной температуре метасоматического процесса. Карбонат образуется позднее и выделяется в форме небольших метакристаллов в метабазальтах и более крупных и гигантских на контакте жил. Поздний хлорит, ассоциирующий с карбонатом и, в том числе, с карбонатом с РЗЭ имеет T=180^{o}. Непосредственно возле рудных прожилков и гнезд кварца с сульфидами меди в песчаниках развиты альбит, микроклин, во внешней их зоне - эпидот, хлорит, в ореоле - серицит. В К-полевом шпате иногда повышается концентрация Ba. Эпидот зональный, нескольких генераций. На более высоких уровнях месторождения при увеличении степени окисления среды сформировались окисленные типы руд (борнитовые и борнит-халькозиновые с гематитом). В них встречается куприт.

Кварцито-песчаники и габбро-диабазы секутся жилами: 1 - кварцевыми в песчаниках и 2 - гематит-эпидот-кварцевыми с хлоритовой оторочкой и пластинчатым Ti-гематитом (в габбро).

Сульфидные медные руды месторождения Воронов Бор относятся к гнездово-вкрапленным, вкрапленно-прожилковым с содержанием сульфидов меди 10-40 %. Так как месторождение формировалось в близповерхностных условиях возникла рудная зональность, которая проявилась в смене халькопиритовой минерализации борнит-халькопиритовой и окисленной борнит-халькозиновой. Соответственно, по минеральному составу можно выделить существенно халькопиритовые (1) и борнитовые (2) руды. Включения более редких минералов установлены в обоих типах руд, но в борнитовом типе доминируют минералы благородных и редких металлов, селениды и другие многочисленные включения, в связи с чем этот тип руд можно рассматривать как руды продуктивной стадии.

Валовый минеральный состав руд представлен халькопиритом, борнитом, халькозином, молибденитом (до 1-2 %), встречаются единичные выделения пирита, галенита, очень редко зерна сфалерита. К типоморфным минералам, характерным для данного рудного объекта и установленным при детальном изучении минералогии месторождения, относятся – молибденит, галенит, селениды (Se-галенит, науманнит, клаусталит), акантит, сам. серебро и золото, гессит, гринокит, ренит, кобальтин, барит, куприт (табл. 1, 2), реже единичные зерна соединений Cu-Ag, антимонит, киноварь, висмут. В зоне окисления развиты халькозин, ковеллин, минеральные смеси, гематит, куприт, барит, иногда самородные медь, серебро.

Халькопирит – ведущий рудный минерал, образует гнезда, прожилки, в рудной зональности вытесняется более низкотемпературным борнитом (Fe~10 %, $T_{обр.}$<170oC), халькозином (Fe~2.5 %, $T_{обр.}$<103^{o}C). По ним в зоне окисления развивается сине-фиолетовый ковеллин (Cu 77.87, Fe отсут-

ствует), гематит и их сложные минеральные смеси. Пирит встречается лишь в единичных мелких зернах в халькопирите. Молибденит образует чешуйки и их гнездовые скопления размером от 1-14 до 40 мкм в халькопирите, борните, куприте и в измененной породе, формирует характерные зональные гнездовые «порфировые» выделения.

В халькопиритовом типе руд встречаются мелкие (0.8-10 мкм) редкие выделения самородных металлов (серебро, реже висмут), селениды, галенит. В борнитовом типе руд селениды распространены гораздо больше. Среди них наиболее обычными становятся клаусталит, Se-галенит, науманнит. Размер их зерен 1-6 до 10 мкм. Селениды обычно выделяются в краевых частях зерен борнита (каймах) и реже самостоятельно в породе. В борните они образуют эмульсионную вкрапленность, что подчеркивает отложение Se в конце процесса. Краевые участки зерен борнита бывают замещены ковеллином, гематитом. Халькозин более светлого тона (близкий по составу к борниту) бывает обогащен Ag до 1,87 %. Из селенидов более распространен клаусталит (PbSe), с ним в срастании встречаются науманнит (Ag_2Se) и галенит. В науманните иногда встречается изоморфная примесь Te 0.81-2.39 %, в галените обычен Se. Существует изоморфный ряд минералов в системе Ag-Pb-(S-Se-Te). К этим же участкам тяготеет тонкодисперсное и мелкое самородное золото (размер до 10-20 мкм). Золото выделяется близко по времени с селенидами. Оно содержит Ag до 16-17,6 %, примесь Cu (табл. 1). Обогащение растворов в конце процесса Ag и Te приводит к появлению гессита ($T_{обр.}$<145^{o}C), самородного серебра и акантита (T<105^o), причем акантит (Ag_2S) выделяется даже в барите, секущем куприт и халькозин.

Таблица 1. Микрозондовые анализы минералов месторождения Воронов Бор (масс. %)

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
S	13.08	13.15						40.34	32.17	23.98	22.16		14.52		16.72	17.34
Fe																
Cu							3.59					1.09	3.58		13.22	
Mo								59.66								
Pb	86.92	83.89	83.62													
Ag				75.05	74.00	73.32	61.49					16.02	81.50	100	70.05	
Se		2.96	16.38	24.95	26.00	24.28										
Te						2.39	34.92									
Zn									60.14	6.3						0.34
Cd										39.7						
Au												82.88				
Co											29.87					
Ni											3.68					
As											44.29					
Hg																82.32

Примечание: 1 - галенит, 2 - Se-галенит, 3 - клаусталит, 4-5 - науманнит, 6 - Te-содержащий клаусталит, 7 – гессит, 8 – молибденит, 9 – сфалерит, 10 – гринокит, 11 – кобальтин, 12 – сам. золото, 13 – акантит, 14 – серебро, 15 – промежуточный состав маккинстриит-акантит (?), 16 – киноварь. Микрозондовые анализы выполнены на микроанализаторе с приставкой фирмы Tescan в ИГ Кар НЦРАН. (Из коллекции Л.В. Кулешевич и О.Б. Лаврова).

В связи с практически полным отсутствием в рудах сфалерита и пирита, Cd «предпочитает» связываться в гринокит, содержащий примесь Zn - 6.3 %, а Co входит исключительно в кобальтин. Остальные минералы (HgS, Sb_2S_3, Ag-Cu-S) представляют собой чрезвычайно редкие и единичные выделения.

Необычной находкой оказался рениит (ReS_2) с примесями Os, Cu, Fe (табл. 2), впервые установленный авторами в нескольких типах руд в Карелии. Медистый рениит был обнаружен в виде включений в борните, реже вблизи зерен борнита в кварце. Он образует шести-, четырехгранные, ромбические и треугольные кристаллы и их сростки размером 3-5 мкм. Их внешний вид позволяет предполагать, что минерал имеет триклинную сингонию. Рентгеновских исследований из-за малого размера зерен проведено не было. В составе рениита кроме Re (56.53-60.25 %) присутствуют Os до 3.68 %, Cu (7.59-10.99), Fe. Более высокие концентрации Fe и Cu (табл. 2, ан. 8), вероятно, захвачены при анализе из окружающей матрицы, в связи с малым размером зерна.

Таблица 2. Химический состав Cu-Os рениита (мас. %) местрождения Воронов Бор

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8
S (%)	28.95	28.26	28.91	29.71	29.46	29.42	29.62	26.89
Fe	-	1.20	1.25	0.91	1.09	1.10	1.14	4.18
Cu	7.59	10.99	9.06	9.23	9.5	9.51	10.42	22.35
Re	60.25	55.87	58.26	58.63	58.31	58.24	56.53	44.69
Os	3.2	3.68	2.52	1.52	1.64	1.72	2.29	1.89
Сумма	99.99	100	100	100	100	100	100	100
Формульные единицы								
S	1.99	1.90	1.94	1.97	1.96	1.95	1.95	
Fe	0	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	
Cu	0.26	0.37	0.31	0.31	0.32	0.32	0.35	
Re	0.71	0.65	0.07	0.67	0.67	0.67	0.64	
Os	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	
СуммаК	1.01	1.10	1.06	1.03	1.04	1.05	1.05	
№ обр. и уч.	VB-4 _14	VB-4 _15	VB-4 _16	VB-4a _1	VB-4a _2	VB-4a _3	VB-4b _7	VB-4 _2

Примечание. 1-8 – Воронов Бор (из коллекции О.Б. Лаврова). Сумма приведена к 100 %. Состав изучался с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy 350. Ан. 8 – с примесью борнита.

В зонах окисления в рудах развиты куприт и каймы вокруг сульфидов, в крайних зонах которых находятся Cu-Fe оксиды, гематит с примесями Cu, во внешней зоне – сложные минеральные смеси с Al, Si, Ca, поверхностные налеты малахита, азурита, англезита. На поздних стадиях, в просечках, секущих даже Cu-содержащие гематитовые каймы и куприт выделяется барит, ксенотим, акантит, серебро. Вокруг зерен серебра, на контакте с борнитом встречается куприт и тонкие приросшие пленочные и неопределенной формы выделения уранинита. Барит образует самостоятельные зерна, сечет куприт, содержит включения акантита. То есть, с увеличением кислородного потенциала (при дефиците серы) образуются сульфаты, оксиды, минералы серебра (акантит и серебро) и U-минералы.

В заключение можно отметить следующее:

1. Дорудные изменения, сопровождающие медную минерализацию месторождения Воронов Бор имели щелочной характер, они сопровождались образованием в кварцито-песчаниках эпидота, сфена, микроклина, альбита, слюды, турмалина, хлорита, карбоната. Альбит, микроклин, эпидот встречаются также в зальбандах сульфидно-кварцевых прожилков. Именно щелочной процесс привел к широкой миграции элементов. Источником вещества для руд участка Воронов Бор могли служить прорабатываемые вмещающие толщи, в частности, ятулийские базальты и габбро, обогащенные Ti. Однако гораздо более высокие концентрации Ti (до 4.16 %), P (до 1.58 %), РЗЭ, Zr, Ba, установленные в измененных гравелитах и песчаниках, появление K, Li, Rb, Ba, Sr в базальтах, а также Se, Mo, Pb, Te, Bi, Ag, Au, Th, U - в рудах и ореолах, свидетельствуют о дополнительном привносе вещества из магматических источников повышенной щелочности.

2. Золото накапливается в борнитовом типе руд и кварцевых жилах (это требует внимательной картировки рудной зональности и жил). Высокие концентрации Ag в золоте и его отложение сначала совместно с селенидами в борнитовых рудах, а затем в окисленных ассоциациях, указывают на низкотемпературный характер процесса и, в целом, на снижение концентрации серы и возрастание селена. Возрастание потенциала кислорода сопровождалось появлением парагенезиса самородного серебра, акантита с баритом.

3. В борнитовых рудах обнаружен новый для Карелии Re-минерал - медистый рениит, содержащий изоморфные примеси Cu, Os, Fe.

4. Трудообр. снижалась от 260^{o}C до 100^{o}C (до- и околорудные метасоматиты и руды) и ниже в зоне окисления. Оруденение можно отнести к эпитермальному, близповерхностному. Все редкие и благородные элементы накапливались в конце процесса рудообразования. Температура отложения золота в борнитовом типе руд, очевидно, не превышала 170^{o}C.

5. Месторождение Воронов Бор и подобные ему палеопротерозойские медные проявления (месторождения) Карелии могут быть отнесены к комплексным объектам, наиболее перспективным на Ag, Au, Mo и более редкие и дорогостоящие элементы, такие как Re, Os.

Работа выполнена по гранту РФФИ-08-05-98815-р-север-а и по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2.3 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», проекту «Золоторудные системы…: геодинамические обстановки, возрасты, минералого-геохимическая типизация».

Литература

1. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск. «Карелия». 2005. 278 с.

Источники рудного вещества в докембрии (проблемы их эволюции)

Ланда Э.А

ВСЕГЕИ, г. Санкт- Петербург, e-mail: linear@pochta.ru

Мантийные и коровые источники рудного вещества проявляются уже на самых ранних геологических этапах. Для архея в частности характерен источник коматиитового (базальт- коматиитового) вулканизма, с которым связан ряд Cu-Ni- ЭПГ месторождений (Камбалда, Аллареченские на Кольском п-ове)..Изотопные параметры коматиитов зеленокаменных поясов (в том числе Карело-Кольского региона) свидетельствуют о модельно истощенном исходном его составе. В то же время элементный состав пород (соотношения Zr, Nb, Y и р.з.э.) оказывается весьма близким составу примитивной мантии – PM, по [1]. Эти особенности указывают на перманентное уже в раннем докембрии воздействие подлитосферного, вероятнее всего плюмового по своей природе вещества, на деплетированную мантию, ведшее к реставрации ее первичного элементного состава и возможно на особенности процессов, связанных с рудообразованием. С другого типа преобразованием PM связано появление на рубеже 2,1 млрд. лет еще одного источника. На его наличие указывают в частности особенности ферропикритов Печенгской структуры Кольского п-ва и суйсарских пикритов Карелии. Их состав отличают высокие для ультрамафитов содержания литофильных элементов, в особенности титана и ниобия. По соотношению Zr, Nb, Y их источник близок таковому OIB, по [1] Изотопные его параметры в ряде случаев (судя по суйсарскому комплексу) близки резервуару HIMU, который согласно гипотезе С.Харта [3] мог появиться и функционировать вместе с возможно комплементарным ему EM 1 в результате рециклинга или иных процессах (возможно плюмовых) в пределах субконтинентальной литосферной мантии. Обогащенность такой мантии литофильными элементами могла сочетаться с изотопной истощенностью, но вероятны и соотношения иного рода. Источник, судя по всему не был гомогенен,что определяло разнотипность генерируемых рудных концентраций. С его особо богатой титаном частью связаны некоторые титаномагнетитовые месторождения (например, Пудожгорское в Карелии).

В докембрии появляется также источник типа EN, по [1] и близкие ему источники, особо насыщенные ниобием и цирконием. Их образование обусловлено поступлением в мантию корового вещества и возможно метасомомагматическими процессами в самой мантии. С ними связано образование лампроитов, лампрофиров, кимберлитов, в том числе алмазоносных Протерозойские кимберлиты, например, дали около 25% всей добычи алмазов. Таким образом, в докембрии функционировали практически все мантийные источники рудного вещества.

Можно говорить о двух типах эволюции источников. Эволюция их во времени заключалась в том, что, появившись в докембрии, они продолжали генерировали рудное вещество и в фанерозое. Так, с источником типа PM связаны Cu-Ni- ЭПГ месторождений Норильского региона. С источником, близким OIB - месторождения титаномагнетита, апатита, редких металлов в щелочно-ультраосновных комплексах**,** С EN - месторождения алмазов в кимберлитах и лампроитах.

В то же время эволюционное развитие источников приводило к появлению некоторых их собностей. Так, в фанерозое проявляет себя источник типа DM, С ним в частности связаны платиноносные зонально-концентрические массивы урало-аляскинского типа. Он же, а не PM как в докембрии,

продуцирует высокомагнезиальные вулканиты – практически полные аналоги коматиитов. При этом однако если коматииты сопровождались сульфидными рудами и месторождениями последних, то фанерозойские пикриты стерильны от сульфидов. Следовательно, деплетированность источника на элементном уровне, отличающая DM, определяет такие особенности распределения халькофильных элементов и серы, которые не позволяют сульфидной составляющей перемещаться в кору.

Кроме того, в связи с источником типа OIB в фанерозое появляются специфические высокотитанистые пикриты - меймечиты (Гулинский комплекс, Сибирь). Они отличаются особой для высокомагнезиальных пород насыщенностью литофилами (ниобием, цирконием), но сохраняют при этом некоторые черты соответствующих титанистых пород докембрия. В частности величина Nb/Zr в меймечитах Сибири и ферропикритах Печенги практически одинаковая (~ 0,12). В общегеологическом же плане существенно, что докембрийские вулканиты не имеют связи со щелочными породами, меймечиты же являются членом сообщества щелочно-ультраосновных и щелочных пород. Изотопные особенности пород Гулинского комплекса указывают на его возрастную гетерогенность. Их источник, богатый титаном и одновременно изотопно-истощенный (т. е. однотипный с источником докембрийских титанистых вулканитов), появился вероятно задолго (сотни млн. лет) до излияния меймечитов и внедрения пород гулинского комплекса в верхние горизонты земной коры. Его же особое насыщение литофилами предшествовало плавлению и внедрению пород комплекса и было обусловлено дополнительным воздействием расплавных фаз, близких по составу кимберлитам.

Особым типом зволюции источников является образование ими групп пород, которые при перемещении в кору сами становятся источником рудного вещества. Таковы в частности коматииты и коматиитовые базальты. Р. Кис [4] показал, что в коматиитах отношение Au/Ir выше, чем в верхней мантии и в некоторых других высокомагнезиальных вулканитах, что указывает на некоторую обогащенность золотом..Соответственно Р. Кис предположил, что базальт- коматиитовые толщи являются источником золота характерных для золоторудных месторождений архейских зеленокаменных поясов. Изотопные исследования А. Кента и др.{5} установили, что коматииты могут быть источником золота и в месторождениях более молодого возраста. Не исключено, что такого рода процессы совершались и в фанерозое. В частности источником руд гигантского золотого месторождения Ладолам (о-в Лихир, Индийский океан) возможно [2] были базальты СОХ производные DM.

Литература

1. *Condie K*. High field element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes. Lithos 2005. V.79. №3/4. P.491-516.

2. *Kamenov G.,Perfit M., Jonasson I., Mueller P.* High-precision Pb measurement reveal magma recharge as a mechanism for ore deposit formation: Examples from Lihir Island and Conical seamount, Papua New Guinea // Chem, Geol. 2005. V.219. P. 151-148.

3. *Hart S.* Heterogeneous mantle domains : signatures, genesis and mixing chronologies // Earth.Planet. Sci. Lett. V. 90. № 3. 1988. P. 273-296.

4. *Keas R.*.The role jf komatitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposit // Lithos. 1995. V. 34. 1-3.P. 1-18

5. *Kent A, Johnson Y., Campbell I., McCulloch M.* Using isotopic fingerprints nj understand ore deposit. Annual reports, Research School of Earth Sci. 1994. V.1. P.122-124.

Минерагеническая типизация Присаянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы

Левицкий В.И., Левицкий И.В.

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vlevit@igc.irk.ru

Присаянский краевой выступ фундамента Сибирской платформы является крупнейшей в России минерагенической провинцией. Разрабатываются и имеются существенные запасы железа, магнезита, талька, золота, редкометальных руд (Nb, Ta, Li, Cs, Be), Sn, U, V, Ti, Mn, Hg, Ni, Co, Zn, Pb,

платиноидов, редкоземельных элементов, мусковита, графита, полевого шпата, флюорита. Существуют перспективы обнаружения месторождений алмазов, шпинели, корунда, скаполита, нефрита, кордиерита, граната, берилла, силлиманита, а также добычи высокохудожественных мраморов, гранитов, габбро, офиокальцитов, железистых кварцитов. Для региона имеются различные подходы к проведению металлогенического анализа [1, 4]. Предлагаемая минерагеническая типизация основана на результатах, полученных за последние 10 лет при геолого-петрологических, изотопно-геохронологических исследованиях месторождений юга Восточной Сибири.

1. В Присаянском (Шарыжгалгайском) краевом выступе фундамента Сибирской платформы, состоящим из Иркутного, Китойского, Булунского и Бирюсинского блоков выделяют следующие структурно-вещественные комплексы:

1) Комплекс древнейших тоналит-трондьемитовых гнейсов.

2) Прибайкальская гранулит-гнейсовая область.

3) Восточно-Саянская гранит-зеленокаменная область.

4) Низкометаморфизованные комплексы в эпикратонных протоорогенных прогибах.

5) Посткинематические гранитоиды.

6) Метаморфические и метасоматические комплексы в зонах разлома.

В каждом из комплексов по геолого-петрологическим, минералого-геохимическим, изототопно-геохронологическим данным выделяют породы метаморфического, наложенных ультраметаморфического и постультраметаморфического этапов [5].

1.1. Комплекс древнейших тоналит-трондьемитовых гнейсов (ТТГ). Эти ассоциации наблюдается или в виде инфрастуктуры в основании зеленокаменных поясов, или в виде отдельных многочисленных выступов, блоках и пластинах в фундаменте и за его пределами. Среди них доминируют – биотитовые и биотит-амфиболовые разности тоналитового и трондьемитового составов, амфиболиты. Для трондьемитов U-Pb методом по цирконам получен возраст - 3287±8 млн. лет [2], для тоналитов - 3386 ± 14 млн. лет при модельном T(DM) Sm/Nd равным 3527 млн. лет [3].

1.2. Прибайкальская гранулит-гнейсовая область (ПрГГО) представлена породами шарыжалгайской, китойской, бирюсинской (шельминской, хайламинской) серий соответственно приуроченных к Иркутному, Китойскому, Булунскому и Бирюсинскому блокам. В них фиксируется двукратное проявление процессов метаморфизма и ультраметаморфизма (гранитизации) в условиях гранулитовой фации: 1) наиболее древней архейской инфраструктуры - метаандезитовых метаосадочных плагиогнейсов, метагабброидов, кальцитовых мраморов; 2) раннепротерозойской супраструктуры –метатерригенных биотитовых, биотит-гранатовых плагиогнейсов, доломитовых мраморов, метабазальтоидных основных двупироксеновых плагиосланцев, железистых кварцитов [8].

1.3. Восточно-Саянская гранит-зеленокаменная область (ВСГЗО) расположена в Китойском, Булунском и Бирюсинском блоках [5]. Зеленокаменные пояса (ЗП) образуют линейные или линзовидные с извилистой ветвящейся формы зоны [5]. В строении ВСГЗО выделяются: 1) породы инфраструктуры – тоналит-трондьемитовые гнейсы (ТТГ) комплекса основания (рассмотрены выше); 2) породы супраструктуры, образующие Онотский , Таргазойский, Монкресский и другие ЗП [5].

1.4. Породы Онотского ЗП метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В его строении (снизу вверх) выделяется бурухтуйская (амфиболиты, плагиогнейсы, известняки), малоиретская (гнейсы, амфиболиты), камчадальская (магнезиты, амфиболиты, железистые кварциты, гнейсы), свита Соснового Байца (амфиболиты, кварциты железистые и мономинеральные). Rb-Sr методом по амфиболитам и гнейсам для разных свит получены изохроны с возрастами от 2,675 до 2,786 млрд. лет. Породы пояса подвержены ультраметаморфическим и постультраметаморфическим преобразованиям в интервале 1994-2180 млн. лет [5].

1.5. Посткинематические гранитоидные комплексы (саянский, шумихинский, игнокский, приморский и др.) широко распространены как в ПрГГО, так и в ВСГЗО и Урикско-Ийском грабене [6]. На диаграммах составы главных фаз располагаются в поле гранитов А-типа или вблизи границы полей гранитоидов вулканических дуг и внутриплитных, что характерно для постколлизионных гранитов. Возраст их формирования - 1855-1871 млн. лет [6].

1.6. Слабо - и низкометаморфизованные комплексы в эпикратонных протоорогенных прогибах - Урикско-Ийский и Елашский [7]. Нижнепротерозойские отложения образуют Урикско-

Ийский грабен, а верхнепротерозойские (рифейские) — Присаянский краевой прогиб Сибирской платформы. Доминируют терригенные породы, с незначительной долей метавулканитов. Степень метаморфизма редко достигает эпидот-амфиболитовой фации.

1.7. Метаморфические и метасоматические комплексы в зонах разлома приурочены к ТТГ, ПрГГО, ВСГГО, эпикратонным протоорогенным прогибам, посткинематическим гранитоидам [5]. По возрасту выделяют архейские, ранне-и позднепротерозойские, ранне-, средне-, позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Зоны глубинных разломов характеризуются условиями петрогенезиса в условиях от гранулитовой фации повышенных давлений до зеленосланцевой. Относительно субстрата преобразования могли носить прогрессивную [повышение Т и (или) Р] или регрессивную (понижение Т и или - Р) направленность. Различия в парагенезисах обусловлены глубиной их формирования [5].

2. Выделенные структурно-вещественные комплексы могут рассматриваться как минерагенические зоны Присаянского краевого выступа.

2.1. ТТГ комплекс. Сейчас большинство исследователей считает, что в регионе нет месторождений генетически связанных с ТТГ, хотя в мире месторождения золота и редкометальные пегматиты приурочены или к ТТГ структурам [7], или к зеленокаменным поясам. Восточно-Саянская золоторудная провинция также располагается в пределах ТТГ и зеленокаменных поясов ВСГЗО. Так в Гарганской глыбе большая часть проявлений золота отмечаются в ТТГ комплексе. В мире формирование редкометальных пегматитов связывают с архейскими (2,4-2,6 млрд. лет) или нижнепротерозойскими (1,7-2, 0 млрд. лет) анорогенными посткинематическими гранитоидами, приуроченными к древнейшим ТТГ и зеленокаменным поясам [7]. В Восточно-Сибирской редкометальной пегматитовой провинции нижнепротерозойские пегматиты обнаружены только в Таргазойском ЗП и Урикско-Ийском эпикратонном прогибе и пока неизвестны в ТТГ.

2.2. Прибайкальской гранулит-гнейсовой области - присуща металлогеническая специализация на железо, силлиманит, дистен, мусковит, никель, графит, флогопит, кианит, мусковит, Mn**,** Au, Ag**,** есть находки и перспективы обнаружения промышленной минерализации со шпинелью красных, розовых и синих цветов, рубина, сапфира. В строении месторождений участвуют породы метаморфического, ультраметаморфического этапов [5]. Имеются промышленные залежи железистых кварцитов в шарыжалгайской серии Иркутного блока и силлиманита в Китойской серии Китойского блока. Они соответственно представляют метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования и латеритные коры выветривния. На ультраметаморфическом и постультраметаморфическом этапе происходит ухудшение качества руд. Кианитовые и мусковитовые месторождения отмечены и эксплуатировались в Бирюсинском блоке. В последнем обнаружено 14 пегматитовых полей и огромное количество единичных жил: 1) магматических инъекционных двуполевошпатовых 2) метаморфических плагиоклазовых; 3) послемагматических пегматитоподобных. Месторождения и проявления графита присущи китойской серии и шарыжалгайской сериям и представлены секущими телами равномерно и неравномерно распределенной вкрапленности графита (10-80%) с сульфидами, с которыми и связаны повышенные промышленные содержания Sn, Zn, Pb, Mo, Ag, иногда Au. Марганцевая минерализация отмечается в мраморах китойской свиты.

2.3. Восточно-Саянская гранит-зеленокаменная область специализирована на магнезит, железистые кварциты, никель, платиноиды, золото, титан-железо-ванадиевое оруденение в габброидах и редкометальное в пегматитах. К зеленокаменным поясам приурочены месторождения талька и офиокальцита, но они, строго говоря, относятся к наложенным образованиям зон разломов. Регион крупнейшая в мире провинция развития магнезита, где в камчадальской свите Онотского ЗП Китойского блока разведаны и изучены Савинское и Онотское магнезитовые месторождения. Железистые кварциты группируются в две группы месторождений - Таежно-Ерминскую в Булунском блоке и Онотскую в Китойском. Они представлены магнетитовыми и гематит-магнетитовыми рудами, метаморфизоваными в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фации в различной степени преобразованными, особенно в Таежно-Ерминской группе. Но для всех месторождений их первичная вулканогенно-осадочная природа несомненна. Месторождения титана отмечаются в габброидах Малотагульского месторождения в Тагульского (Бирюсинского) ЗП Бирюсинского блока. Руды являются комплексными – железо-титан-ванадиевыми. Никель и плати-

ноиды (золото, медь) известны в расслоенных метагипербазитах и метагабброидах Орингол-Арбанской металлогенической зоны Восточно-Саянской провинции, которые залегают в шарыжалгайской и китойской сериях ПрГГО, в Онотском, Таргазойском, Бирюсинском зеленокаменных поясах. Золото - отмечается в основном россыпях. Повышенные его содержания известны во многих типах пород, главным образом глиноземистых и терригенных, в меньшей степени амфиболитах и даже в мраморах. Золотом обогащены хлорит-и серитсодержащие метасоматиты с пиритом, развитые по алюмосиликатным породам в зонах глубинных разломов [5].

2.4. Посткинематические гранитоиды пользуются широким распространением в пределах распространения ТТГ комплексов, всех серий ПрГГО, зеленокаменных поясов ВСГЗО, в эпикратонных протоорогенных Урикско-Ийском и Елашском прогибах. В регионе с ними традиционно связывается редкометальное (Ta, Nb, Sn, Be, Li, Cs, Pb, Zn, Cu, W, Mo, REE) оруденение по всей площади в пегматитах, грейзенах, скарнах, гидротермальных жилах, апоалюмосиликатных метасоматитах.

2.5. Низкометаморфизованные комплексы в эпикратонных протоорогенных прогибах Урикско-Ийском и Елашском содержат месторождения и проявления редкометалльных пегматитов (Ta, Nb, Li, Cs, Be, Sn), Au, Mn, Hg, полиметаллов (Pb, Zn). Редкометалльные пегматиты и карбонатиты образуют одну из крупнейших в стране редкометалльную провинцию Nb, Ta, Li, Be, Cs. Пегматиты приурочены к Восточно-Саянскому пегматитовому поясу - одному из крупнейших в мире [7] и в основном наблюдаются в пределах Урикско-Ийского и Елашского прогибов, но отдельные жилы известны в зеленокаменных поясах ВСГГО. Отмечается их пространственная совмещенность с посткинематическими гранитами саянского, шумихинского и игнокского комплексов. Проявления и месторождения марганца отмечаны в Присаянской **(**Восточно-Саянской) металлогенической зоне - три рудоносных поля, приуроченных к карбонатно-терригенным породам карагасской свиты. Ртуть в Восточно-Саянском ртутном поясе обнаружена в 4 участках, локализованных вблизи зон глубинных разломов в пределах древних структур.

2.6. Метаморфические и метасоматические комплексы в зонах разлома развиты по разному субстрату. По ТТГ образуются средне и низкотемпературные метасоматиты с сульфидами (пирит, пирротин, молибденит, галенит, сфалерит, киноварь и др.), или с окислами и силикатами (танталониобаты, циркон, монацит, ортит, касситерит, рутил и др.), альбититы с урановой минерализацией. В шарыжалгайском, китойском и бирюсинском комплексах ПрГГО возникают метасоматиты разных P-T режимов, иногда с аномально высокими содержаниями LREE, Ta, Nb, Zr, Sn, Mo, Zn, Pb, Be, U. В Онотском поясе ВСГЗО в зонах разлома по магнезитам и скарнам развиваются талькиты, а по доломитовым мраморам – офиокальциты, офит, серпентин-асбест. По сланцам, гранитоидам, мигматитам формируются метасоматиты с кобальтпиритовой (обогащенные Ag, Au, Ni) и сульфидной минерализацией (Fe, Cu, Zn, Pb). В магнезитах и скарнах известны кварц-доломитовые жилы с пьезооптическим кварцем. Посткинематические гранитоиды, относимые к саянскому, шумихинскому, игнокскому комплексам подвергаются преобразованиям в зонах глубинных разломов с образованием среднетемпературных микроклиновых и низкотемпературных альбитовых, хлоритовых, серицитовых метасоматитов, обогащенных до промышленных значений LREE, Ta, Nb, Sn, Be, W, U, Mo. Примером такого месторождения является Зашихинское редкометальное циркон-колумбитовых руд месторождение в щелочных полевошпатовых метасоматитах. В Урикском и Елашком прогибах в зонах разлома отмечаются низкотемпературные метасоматиты с редкометальной (Ta, Nb, Cs, LREE, U), полиметаллической, золотой, ртутной минерализацией.

Приведенная минерагеническая типизация базируется на выделении структурно-вещественных комплексов в Присаянском краевом выступе фундамента Сибирской платформы и обобщает всю совокупность имеющихся современных петролого-геохимических, изотопно-геохронологических, минерагенических данных. Каждый из выделенных структурно-вещественных комплексов характеризуются своей специализацией, обусловленной сочетанием факторов, необходимых для формирования в них определенного оруденения. Это позволяет создать основы научного обоснования поиска и оценки месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, включая обнаружение их новых типов, в условиях горно-таежной и горной местности Восточного Саяна и Прибайкалья.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 09-05-00563 и 08-05-00322)

Литература

1. *Абрамович Г.Я., Хренов П.М.* Эволюция магматизма и металлогении в докембрии юга Восточной Сибири // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 289-299.

2. *Бибикова Е.В., Левицкий В.И., Резницкий Л.З. и др.* Архейская тоналит-трондьемитовая ассоциация Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы: U-Pb, Sm-Nd, и Sr изотопные данные // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков.РФФИ в Азиатской части России. Мат. конф. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. С. 175-176.

3. *Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.И. и др.* Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока шарыжалгайского выступа//Геохимия. 2006. №3. С. 347-352.

4. *Билибина Т.В., Казанский В.И., Лаверов Н.П.* Основные типы рудоносных структур докембрия //Металлогения раннего докембрия СССР. Л.: Наука. 1984. С. 14-32

5. *Левицкий В.И.* Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Академическое из-во «ГЕО». 2005. 343 с.

6. *Левицкий В.И. , Резницкий Л.З. , Котов А.Б. и др.* Возраст и геохимические особенности посткинематических гранитоидов юга Сибири // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат. конф. С-П.: ИГГД РАН, 2003. С 278-280.

7. Редкометальные пегматиты. Т. 2. Новосибирск: Наука, СО РАН. 1997. 278 с.

8. *Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др.* Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона// Стратиграфия. Геологическая корреляция . 2007. Т. 15, № 4. С. 3-19.

Железистые кварциты гранулитовых и зеленокаменных комплексов юга Восточной Сибири

Левицкий И.В., Левицкий В.И.

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, e-mail: ilevit@igc.irk.ru

В геологическом строении юга Восточной Сибири участвуют породы Присаянского (Шарыжалгайского) краевого выступа фундамента Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Необходимо отметить, что в регионе всегда существовала проблема выявления различий между породами близкого состава разных структурно-вещественных комплексов. В работе рассматривается одна из разновидностей таких пород - железистые кварциты. Они образуют промышленные залежи и известны во многих структурах Восточной Сибири. Задачей исследований является установление петролого-геохимических различий между железными рудами докембрийских и фанерозойских комплексов, а также выявление вещественных особенностей железистых кварцитов высоко-и низкометаморфизованных ассоциаций для решения проблем стратиграфии и генезиса глубокометаморфизованных толщ.

Присаянский краевой выступ состоит из Иркутного, Жидойского, Китойского, Булунского блоков [1], которые сложены: 1) высокометаморфизованными породами шарыжалгайской и китойской серий, объединяемых в Прибайкальскую гранулит-гнейсовую область (ПрГГО); 2) низкометаморфизованными тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) ассоциациями и зеленокаменными поясами, объединяемых в Восточно-Саянскую гранит-зеленокаменную область (ВСГЗО). В породах ПрГГО и ВСГЗО фиксируется проявление трех этапов их становления – этапа раннего регионального изохимического метаморфизма, этапа наложенных ультраметаморфических преобразований (гранитизации), этапа постультраметаморфических преобразований. В последнее время в обеих этих структурах Присаянского краевого выступа установлено два возрастных уровня проявления эндогенных процессов: позднеархейский (2,6 – 2,4 млн. лет) и раннепротерозойский (1,87 – 1.85 млн. лет) [5].

Породы слюдянского комплекса, в котором известны несколько месторождений железистых кварцитов, являются одной из составных частей Хамардабанского террейна. До 90 г.г. прошлого ве-

ка на основании присутствия в нем гранулитовых парагенезисов и близости минеральных ассоциаций и оруденения (флогопитового, железорудного) его относили к верхнеархейско-нижнепротерозойским образованиям складчатого обрамления фундамента Сибирской платформы [2]. Но в конце 90 г.г. прошлого века были получены геохронологические данные [3], которые указывали на палеозойский возраст - 420-515 млн. лет гранитоидных интрузий, секущих метаморфические породы слюдянского комплекса. Поэтому сейчас его возраст считается палеозойским.

Прибайкальская гранулит-гнейсовая область. Породы шарыжалгайской серии преобладают в Иркутном блоке в котором было установлено присутствие пород: 1) наиболее древней архейской инфраструктуры (2649±6 - 2557±28 млн. лет) [5] - метавулканических и метатеррегенных плагиогнейсов, метагабброидов, кальцитовых мраморов, кальцифиров; 2) палеопротерозойской супраструктуры (2,3-2,4 млрд. лет) [6]– метатерригенных биотитовых, биотит-гранатовых плагиогнейсов, доломитовых мраморов, метабазальтоидных основных двупироксеновых плагиосланцев, железистых кварцитов. Более поздними являются секущие их раннепротерозойские пегматиты, граниты, чарнокитоиды, а в карбонатных породах - скарны и сиениты (1866±10 - 1853±1 млн. лет). Породы китойской серии распространены в Булунском и Китойском блоках и представлены умеренно- и высокоглиноземистыми гнейсами, двупироксеновыми плагиосланцами и плагиогнейсами, метагаббро-анортозитами, доломитовыми мраморами, реже кварцитогнейсами, мономинеральными и железистыми кварцитами.

Магнетитовые кварциты в шарыжалгайской серии присутствуют в Жидойском блоке (Китойская группа месторождений) и объединяются в Восточно-Саянскую железорудную провинцию, которая включает Байкальское месторождение и проявления - Орингольское, Китойский Жидой, Харабаровское, Сарамтинское, Жидойское. Руды наблюдаются в пластах мощностью от 5 см до 5-25 метров. В строении месторождений участвуют породы трех этапов – метаморфического, ультраметаморфического, постультраметаморфического [4]. Наиболее ранняя группа – представлена переслаивающими пластами кварц- магнетитовых, кварц-ортопироксен-магнетитовых, кварц-салит-магнетитовых, кварц-магнетит-салит-ортопироксеновых с метатолеитовыми двупироксеновыми плагиосланцами, метатерригенными низко-и умеренноглиноземистыми гранат-биотитовыми и высокоглиноземистыми кордиерит-гранат-силлиманитовыми гнейсами, мономинеральными и силлиманитовыми кварцитами, кальцитовыми мраморами, метагипербазитами. Наблюдаемое тонкое переслаивание руд и их петрогеохимические особенности свидетельствует об их вулканогенно-осадочном происхождении в мелководных условиях. Магнетит-пироксеновые разности (табл. выб. 4) по сравнению пироксен-магнетитовыми и кварц-магнетитовыми обогащены Al_2O_3, MgO, CaO, щелочами, элементами группы железа (табл., выб. 5-6). На ультраметаморфическом этапе с одной стороны отмечается разубоживание руд (руды 3-4 типов – мигматизированные железистые кварциты и мигматиты) с образованием магнетитовых эндербитов и гранитоидов, а с другой промышленно значимых сливных магнетитовых руд. Для постультраметаморфического этапа характерно образование по железистым кварцитам метасоматитов с сине-зеленой роговой обманкой, куммигтонитом, серпентином, тальком, слюдами и сульфидами, гематитом. Интенсивные постультраметаморфические преобразоваения иногда приводят к такому изменению руд, что делает их использование в качестве сырья невозможным (Харабаровское проявление).

Восточно-Саянская гранит-зеленокаменная область слагает Булунский и северную часть Китойского блока. В строении ВСГЗО выделяются: 1) породы инфраструктуры – тоналит-трондьемитовые гнейсы (ТТГ) комплекса основания; 2) породы супраструктуры, образующие Онотский, Таргазойский и другие зеленокаменные пояса (ЗП). Зеленокаменные пояса ВСГЗО, как и в других регионах [4] подвергаются преобразованиям, в которых выделяются метаморфический; ультраметаморфический, постультраметаморфический этапы. Породы Онотского зеленокаменного пояса метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и наблюдаются в виде полосы между тоналит-трондьемитовыми комплексами и китойской серией ПрГГО. В строении пояса (снизу вверх) выделяется бурухтуйская, малоиретская, камчадальская свиты и свита Соснового Байца. Железистые кварциты известны во всех свитах, кроме малоиретской. В свите Соснового Байца амфиболиты и биотит-гранатовые гнейсы тонко перемежаются с гематит-магнетитовыми, гематитовыми, силлиманитовыми и мономинеральными кварцитами. В камчадальской и бурухтуйской свитах доминируют магнетитовые и пироксен-магнетитовые кварциты.

Вообще в ВСГЗО выделяется две группы железорудных месторождений Таежно-Ерминская в Булунском и Онотская в Китойском блоках. Таежно-Ерминская группа месторождений расположена в Таргазойском ЗП и включает самое крупное Таежно-Ерминское месторождение, Одайско-Андотское и Мало-Бельское рудопроявления. Они представлены магнетитовыми рудами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, но так интенсивно измененным, что их иногда относят к гидротермальным образованиям. Но первичный состав руд, слоистость, особенности руд свидетельствуют о том, что месторождение образовались в процессе седиментации вулканогенно-осадочных толщ с последующим метаморфизмом. Онотская группа месторождений включает месторождение Сосновый Байц и рудопроявления - Новое, Южное, Бибойское, Западное и Харантульское. В процессах ультраметаморфических преобразований железистых кварцитов происходит ухудшение их технологических свойств, что связано с выносом SiO2, железа и концентрирование Al_2O_3, CaO, MgO, щелочей и большинства редких элементов [4].

Несмотря на различия в минеральном составе железистые кварциты разных свит Онотского ЗП близки между собой, что говорит о едином источнике и близких условиях их образования. Так гематитовые кварциты свиты Сосновый Байц по своим петрогеохимическим особенностям близки к магнетитовым кварцитам камчадальской свиты, отличаясь от них несколько более высокими содержаниями Al_2O_3, Li, B, Sn, Zr, V и более низкими MgO, F, Cu (табл., выб. 1-2).

Средний химический (мас.%) и редкоэлементный (г/т) состав железистых кварцитов Онотского зеленокаменного пояса, шарыжалгайского и слюдянского комплекса

	1 (3)	2 (4)	3	4 (3)	5(4)	6(4)	7	8 (8)
SiO_2	43,77	44,02	43,89	32,04	46,47	41,83	40,11	29,55
TiO_2	0,02	0,02	0,02	0,53	0,05	0,10	0,23	0,14
Al_2O_3	0,86	0,18	0,52	2,05	0,50	0,80	1,12	0,21
Fe_2O_3общ.	55,96	54,71	55,34	52,92	52,04	54,52	53,16	67,05
MnO	0,01	0,03	0,02	0,17	0,07	0,06	0,10	0,04
MgO	0,37	1,65	1,01	6,60	1,47	2,45	3,51	1,54
CaO	0,20	0,50	0,35	8,12	0,77	1,76	3,55	2,76
P_2O_5	0,09	0,05	0,07	0,06	0,07	0,08	0,07	0,81
K_2O	0,05	0,04	0,04	0,06	0,01	0,01	0,03	0,17
Na_2O	0,11	0,11	0,11	0,33	0,03	0,11	0,16	0,3
Li	3,0	0,7	1,9	1,5	0,1	0,1	0,5	5
Rb	2	2	2	3	3	3	3	6
Ba	26	24	25	25	30	25	26	146
Sr	12	10	11	22	11	21	18	110
B	22	11	16,2	10	9	10	9,5	29
Be	1,0	1,1	1,04	0,8	1,1	1,2	1,0	1,6
F	143	243	193	205	400	230	278	297
Mo	1	1	1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Sn	8,1	5,3	6,7	11,1	5,2	16,6	11	12
Y	1,1	1,3	1,2	18,0	7,0	10,0	11,7	41
Zr	31	8	19	16	10	8	11	43
Zn	52	54	53	730	160	720	537	171
Pb	1,2	0,4	0,8	0,8	0,5	0,5	0,6	5
Cu	7,2	20,3	13,7	18,5	7,4	9,5	11,8	10
Cr	1	2	1	119	13	45	59	42
V	51	12	31	180	16	41	79	98
Ni	11,9	9	10	61	30	26	39	23
Co	11	11	11	29	7	6	14	9
Sc	1	3	2	28	1	4	11	7

Примечание. 1-3 – Онотский зеленокаменный пояс: гематитовые кварциты свиты Соснового Байца (1), магнетитовые кварциты камчадальской свиты (2), средний состав железистых кварцитов Онотского зеленокаменного пояса (3); 4-7 – шарыжалгайский комплекс: магнетит-пироксеновые кварциты (4), магнетитовые кварциты (5), пироксен-магнетитовые кварциты (6), средний состав магнетитовых кварцитов шарыжалгайского комплекса (7); 8 – магнетитовые кварциты слюдянского комплекса.

Метаморфические комплексы ЦАСП – рассмотрены на примере слюдянского комплекса, где известны месторождения железистых кварцитов. В слюдянском комплексе железистые кварциты изучены в хангарульской серии, метаморфизованной в условиях гранулитовой фации – в безымянской (р. Безымянная) и амфиболитовой фации в харагольской (р. Мысовая) свитах. В первом случае руды представлены пластовыми залежами магнетитовых и пироксен-магнетитовых кварцитов, а во втором оливин-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами. На ультраметаморфическом этапе по ним развиваются метасоматиты с ферригиперстеном, салитом, феррисалитом и плагиоклазом, а на постультраметаморфическом – метасоматиты со скаполитом, амфиболом, биотитом, куммингтонитом, пистацитом, грюнеритом, хлоритом. Железистые кварциты, как и многие другие типы пород слюдянского комплекса (мраморы, мономинеральные кварциты, гнейсы [4]) существенно обогащены P_2O_5, Ba, Sr, Y (табл., выб. 8).

В заключении необходимо отметить, что железистые кварциты, развитые в различных структурно-вещественных комплексах юга Восточной Сибири характеризуются четкими петрогеохимическими характеристиками. Так более древние железистые кварциты гранулитовых и зеленокаменных комплексов по сравнению с палеозойскими образованиями слюдянского комплекса характеризуются повышенными содержаниями V и пониженными P_2O_5, K_2O, Li, Rb, Ba, Sr, B, Y, Zr, Pb (табл., выб. 3,7,8). Железистые кварциты зеленокаменных комплексов относительно гранулитовых - обогащены Li, B и обеднены TiO_2, Al_2O_3, MnO, MgO, CaO, F, Sn, Y, Zn, Cr, V, Ni, Co, Sc (табл. выб. 3, 7), что позволяет говорить о том, что их формирование происходило в разных условиях. Такие различия свидетельствуют о том, что железистые кварциты зеленокаменных поясов по большинству своих петрогеохимических характеристик существенно различаются и поэтому никак не могли быть протолитом для железистых кварцитов шарыжалгайского и китойского гранулитовых комплексов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 09-05-00563)

Литература

1. *Грабкин О.В., Мельников А.И.* Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва. Новосибирск: Наука СО, 1980. 90 с.

2. *Замараев С.М.* Краевые структуры юго-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.

3. *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др.* О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5, № 3. С. 227-235.

4. *Левицкий В.И.* Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Академическое из-во «ГЕО», 2005. 343 с.

5. *Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др.* Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона// Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т.15, № 4. С. 3-19.

6. *Aftalion M, Bibikova E.V. et al.* Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the Sharyzhalgay granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR (U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study) // Jour. Geol. 1991. V. 99. P. 851-862.

Современные парадигмы структурной геологии и некоторые проблемы минерагении докембрия

Леонов М.Г.

Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail: m_leonov@ginras.ru

Когда речь идет о возрасте месторождений полезных ископаемых, то зачастую возникает вопрос, что мы имеем в виду – возраст породных комплексов, в которых находятся рудные компоненты, или возраст собственно процесса формирования рудной залежи? Вопрос этот далеко не праздный, так

как от его решения зависит не только понимание конкретной обстановки формирования рудопроявлений, но и проведение пространственно-временных корреляций эпох и этапов рудообразования.

В последние два десятилетия в сфере структурно-тектонических знаний появились новые подходы и парадигмы, которые в значительной мере изменяют наши представления относительно содержания геологических процессов (в том числе и рудных), а также времени и последовательности их проявления. Эти подходы и парадигмы связаны с новым пониманием тектоники консолидированного слоя земной коры, и, прежде всего, гранитно-метаморфического слоя, подавляющий объем которого сформирован в докембрии.

1. **Вертикальная аккреция земной коры и структурно-метаморфическая стратификация.** Поиски критериев расчленения метаморфических толщ (в том числе и докембрийских) пережили три этапа. Вначале считали: понятие «более метаморфизованный» соответствует понятию «более древний». Позднее стало ясно, что этот тезис неверен, и основным методом стала расшифровка последовательности проявления орогенических циклов. И наконец, появилась возможность определения абсолютного возраста пород и минералов. И все же «...попытки получения… картины геологической истории метаморфических, (главным образом, докембрийских толщ - *М.Л.*)... терпят неудачу из-за отсутствия надежных стратиграфических критериев» [2]. Это, конечно, гипербола, но она подчеркивает, что остается немало трудностей при воссоздании стратификации метаморфических толщ, и вызваны эти трудности не только отсутствием ископаемой фауны или неоднозначностью изотопно-геохронологических интерпретаций.

Существенное значение здесь также принадлежит *вертикальной аккреции земной коры*, суть которой заключена в том, что в процессе структурно-вещественной перестройки пород осуществляется переход пород из одной оболочки литосферы в другую вследствие их физико-химических преобразований и изменения петрофизических свойств, что в конечном итоге приводит к смещению границ консолидированной коры в вертикальном разрезе (рис.1). Изучение конкретных объектов (*Пиренеи, Центральный Французский массив, Тянь-Шань, Карельский массив*) позволяет наметить некоторые факторы (и особенности их проявления), приводящие к нарушению первичной стратификации метаморфизованных и гранитизированных масс и осложняющие изучение их пространственно-временных соотношений. Наиболее существенные с точки зрения рассматриваемой проблемы факторы следующие: (а) вертикальная миграция фронта гранитизации (или сиализации); (б) латеральная изменчивость проявления метаморфизма и метасоматоза; (в) структурно-вещественное преобразование горных масс на границе контрастных сред в условиях сдвигового течения. Недоучет этих явлений может привести к неправильному пониманию вертикальных и латеральных взаимоотношений породных масс и, следовательно, к ошибочным представлениям о пространственно-временном соотношении геологических событий, в том числе связанных с рудообразованием.

2. «Холодная» тектоника гранитов и их потенциальная нефтегазоносность. В пределах фундамента выявлено около 450 нефтегазовых месторождений и порядка ста из них разрабатывается в промышленных масштабах. При этом около 60 % месторождений сконцентрировано в кристаллических породах (29 % – в метаморфитах и 32,5 % – в гранитах). Формирование коллекторов в пределах гранитных массивов – процесс многофакторный, и среди факторов, определяющих коллекторские свойства фундамента, называют автометасоматоз, контракционную усадку, постмагматические гидротермально-пневматолитовые процессы, тектоно-кессонный эффект, тектонические процессы (например: [1, 3]).

Как показывает анализ материала по нефтегазоносности фундамента Скандинавского щита, Мидконтинента, Западной Сибири, Татарского свода, Южного Вьетнама и других регионов, скопление углеводородного сырья в консолидированной коре контролируются, кроме прочих, двумя основными факторами, которые присутствуют обязательно [1, 3]: 1 – наличием погребенных выступов кристаллического (чаще всего гранитного) фундамента; 2 – высокой степенью тектонической дезинтеграции пород и связанным с ней дилатансионным эффектом. Изучение холодной деформации гранитных массивов Тянь-Шаня, Карельского массива, Забайкалья, Казахстана, Урала, Кавказа, Северной Америки показало, что неотъемлемой составляющей процессов, ответственных за вторичную структурную переработку горных масс фундамента, является объемное тектоническое течение, или реидная деформация.

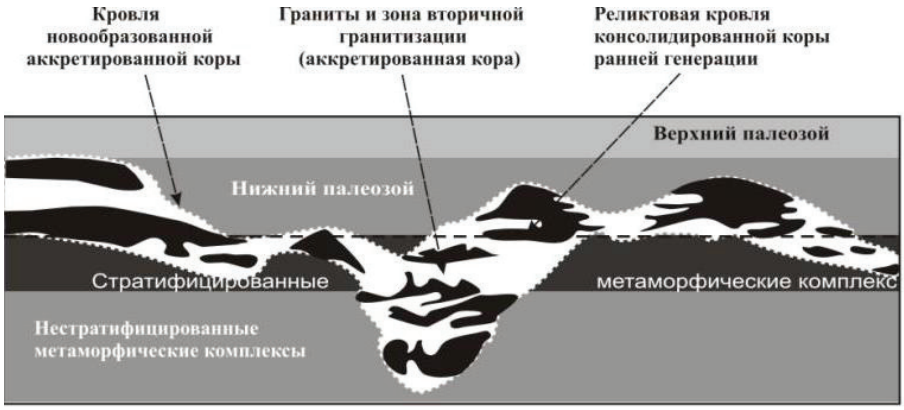


Рис. 1. Схематический разрез, отражающий процесс вертикального аккретирования корового слоя в Осевой зоне Пиренеев (использованы данные: [Руттен, 1963; Guitard, 1959].

Процессы деформации сопровождаются измельчением вещества (диспергацией) [4-7], которая происходит за счет механического дробления, перекристаллизации (грануляции), частичного подплавления. Зачастую проявлен процесс автодиспергации, который связан, кроме других причин, с пластической деформацией. При этом происходит «вскипание» дислокаций, возникновение многочисленных пустот, размножение и укрупнение пор. В результате поровая проницаемость резко увеличивается, возникают системы трещин и автобрекчирование. Как показано в эксперименте [6], при наложении на литостатическую нагрузку ориентированного давления, обеспечивающего пластическую деформацию, происходит увеличение объема вещества, которое в условиях однонаправленного давления может достигать 20%. Диспергированные среды обладают резко повышенной химической активностью, что делает возможным ход многих реакций и преобразований при PT-параметрах, значительно более низких, чем в недеспергированных системах [6.7]. В частности, в процессе диспергации углеродсодержащих минеральных веществ в присутствии воды и катализаторов, к которым относи и полевой шпат (гранитный компонент!), происходит синтез углеводородов и формируется их газовая и жидкая фаза.

Выявленные закономерности позволяют предложить модель формирования углеводородных залежей в теле кристаллического цоколя, которая хорошо согласуется с известными данными нефтяной геологии. Суть модели в следующем: зарождение и развитие долгоживущих положительных морфоструктур с кристаллическими ядрами – возрастание пористости и проницаемости - «переток» углеводородов из осадочных толщ в разуплотненные породы фундамента - формирование скоплений УВ. Для проявления такого механизма формирования залежей углеводородов особенно благоприятны гранитные массивы. Играют существенную роль в перераспределении УВ из чехольных комплексов в породы фундамента и упоминавшийся выше процессы вертикального аккретирования консолидированной коры.

3. Мезомеханика и тектоника гранулированных сред. В настоящее время приоритетными отраслями механики твердого тела является мезомеханика и механика гранулированных сред. В части, касающейся геологических знаний, важным достижением здесь является установление механизмов структурной и структурно-вещественной переработки пород, обеспечивающих внутреннюю подвижность кристаллических пород фундамента и его объемную (3D) деформацию. Установлены следующие механизмы: пластическая деформация; хрупкая макросколовая (блоковая) и микросколовая (кливажная) деформация; меланжирование; дезинтеграция и катаклаз; динамическая рекристаллизация. Характерной чертой всех механизмов перестройки породных масс в процессе деформации является их *дезинтеграция* или *повышение кристалличности* пород. В обоих случаях происходит *грануляция* горных пород. Важной особенностью дискретной (гранулированной) среды является увеличение степени текучести горных масс и дилатансионный эффект (увеличения объема и разрыхления. Происходит относительное вращение (перекатывание) гранул (кристаллов, зерен, блоков), которое приводит к возникновению упорядоченной структуры, определяет локализацию и масштаб деформаций и способствует уменьшению эффективного угла трения, что интерпретирует-

ся как проявление сверхпластичности. А при пластическом течении дискретных сред механизм дилатансионной переупаковки выражен особенно интенсивно. Последнее явление вызывает интенсификацию процессов перемещения, «внедрения» разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты и формирование протрузивных тел, что приводит к образованию разуплотненных объемов, Процессы, свойственные гранулированным и диспергированным средам, сопровождающиеся механохимическими эффектами, приводят к перераспределению рудного вещества и возникновению их концентраций вплоть до промышленных. Поскольку докембрийские породы в основном являются метаморфическими, а те, в свою очередь, относятся к категории «гранулированных», то учет совокупности упомянутых явлений и процессов, приобретает существенное значение для понимания особенностей минерагении докембрия. Одним из примеров рудных концентраций железа при значительной роли совокупного действия структурных и вещественных преобразований является формирование джеспелитовых руд, а также перераспределение железа в процессе структурно-вещественных преобразований палеопротерозойских кварцитов Карельского массива (рис.2).

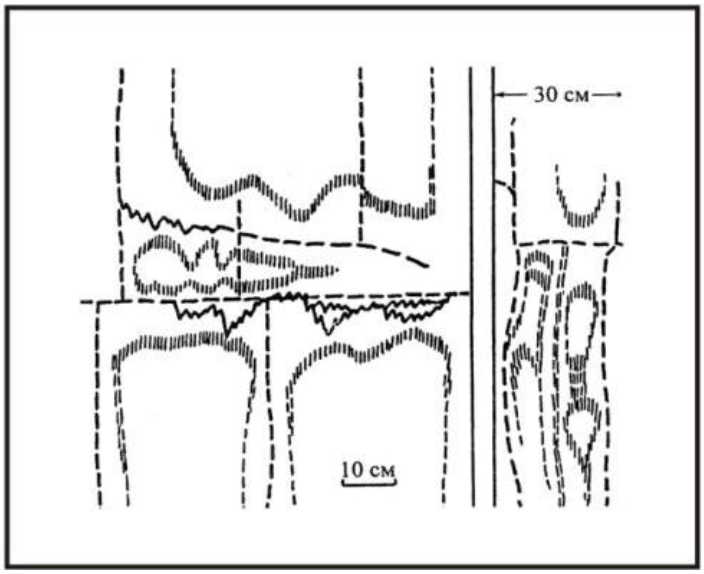


Рис. 2. Структурно-метаморфическая дифференциация и концентрация окислов железа в кварцитах сегеозерской свиты (Карельский массив).

Работа выполнена в соответствии с Программой Президиума РАН № 14, и Программой ОНЗ РАН № 10 .

Литература

1. *Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др.* Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Изд-во «Нефть и газ», 1997. 288 с.

2. *Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3-22.

3. *Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Муслимов Р.Х.* Геодинамическая модель миграции углеводородных флюидов в кристаллическом фундаменте древних платформ // Генезис нефти и газа /ред. А.Н.Дмитриевский, А.Э.Конторович/. М. ГЕОС, 2003. С. 124.

4. *Молчанов В.И.* Опыты по синтезу углеводородов при тонком измельчении минеральных веществ в воде // Доклады АН СССР. 1967. Т. 174. № 5.

5. *Молчанов В.И.* Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск: Наука, 1981. 142 с.

6. *Поспелов В.В.* Петрофизическая модель и фильтрационно-емкостные свойства пород фундамента южного шельфа Вьетнама по керновым данным // Актуальные проблемы геологии нефти и газа / под ред. проф. В.П.Гаврилова/. М.: Изд-во «Нефть и газ». 2005. С. 175-186.

7. *Поспелов Г.Л.* Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53-73.

О причинах и условиях проявления минерагенических процессов в докембрии и в последующее время

Лихачев А.П.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) МПРиЭ РФ, г. Москва, e-mail: alexanderlikhachev@rambler.ru

Под минерагеническими понимаются процессы химического и минерального разделения природных веществ и предпочтительного концентрирования рудообразующих компонентов, приводящие к образованию месторождений полезных ископаемых. Проявление минерагенических процессов определяется энергетическими свойствами химических элементов и общими закономерностями формирования и эволюции Земли и ее коры.

Ранее было показано, что основная роль в формировании и эволюции Земли и ее коры, как и в образовании месторождений полезных ископаемых, принадлежит воде, в отличие от других планет земной группы и Луны, на которых вода практически отсутствует [7–9].

Допускается, что **на безводных планетах и Луне** активные эндогенные процессы в основном осуществлялись на стадии их гравитационного разогрева и общего плавления, вызывающих гомогенизацию исходного материала и препятствующих скоплению рудных веществ. С наступлением стадии охлаждения эндогенная активность безводных планет и Луны практически прекратилась. Они перешли в сравнительно пассивное состояние: испытывали дифференциацию и уменьшение объема за счет кристаллизации расплавленных масс и ударное воздействие падающих космических тел. Сокращение объема планет приводило к провалам и «гофрированию» их поверхности, а падение космических тел вызывало образование ударных кратеров и проявление импактного магматизма. В результате сформировался наблюдаемый в настоящее время пустынный и «мертвый» облик безводных планет и Луны. При этом проявляются две важные закономерности: 1) с увеличением массы планетных тел уменьшается количество ударных кратеров на их поверхности и 2) большинство ударных кратеров имеет форму правильного круга. Первая закономерность могла быть связана с тем, что масса планет влияет на скорость и время притяжения окружающих их космических тел. Наиболее крупные планеты (Земля и Венера), обладающие относительно большой массой и гравитационной силой, очищали окружающее пространство от космических тел раньше и быстрее, в основном еще на стадии своего формирования (коллапса). Поэтому на поверхности Земли и Венеры ударные кратеры сравнительно редки. Изометричная форма ударных кратеров свидетельствует о вертикальном падении космических тел, что могло быть обусловлено последовательным и постепенным притяжением планетой окружающих ее тел, находящихся в том же, что и планета, аккреционном диске и перемещающихся по своим параллельным орбитам. Иначе говоря, планеты не обстреливались случайно проходящими космическими телами, а притягивали тела, «снимая» их с орбит собственного аккреционного диска. На основании этих фактов делается важный для рассматриваемой темы и в практическом отношении вывод, состоящий в том, что импактные процессы и космическое (метеоритное) вещество не играли существенной роли в образовании земной коры. Подтверждением служат небольшое количество реально наблюдаемых на Земле и Венере ударных кратеров, отсутствие признаков существенного участия импактных процессов и метеоритного вещества в формировании обнаженных архейских и протерозойских образований Земли, преимущественно кислый (некосмический) состав коры и ее закономерно стратифицированное строение.

Земля, в отличие от безводных планет и благодаря наличию воды, имела возможность осуществлять эндогенную геодинамическую активность и на стадии ее охлаждения. И в основном на стадии охлаждения и благодаря воде на Земле происходили геологические и, в том числе, минерагенические процессы.

Основные свойства воды**,** оказывающие наибольшее влияние на проявление геологических процессов, состоят в следующем.

1. Снижение температуры плавления (солидуса) веществ, в частности, перидотита на величину до 550^{o}C и более. Это свойство воды, в случае ее проникновения в сухую и горячую мантию,

может обеспечить зарождение магм при относительно низких температурах и проявление мафит-ультрамафитового магматизма без каких-либо дополнительных энергетических затрат, т.е. на стадии охлаждения планеты.

2. От наличия и воздействия воды зависят состав и рудоносность зарождающихся в мантии магм. Особенно важным является эффект перемещения под влиянием воды линии солидуса пиролита в более низкотемпературную область по отношению к солидусу сульфидов. Это делает возможным опережающее зарождение бессульфидных мафических (преимущественно толеитовых) магм (MgO ≤8 мас.%) по сравнению с сульфидоносными мезомафическими (MgO 8–33 мас.%) магмами, формирующими платино-медно-никелевые месторождения. Опережающий вынос бессульфидных магм из горизонта магмообразования приводит к увеличению содержания рудных веществ в остающемся в твердом состоянии (реститовом) материале. При дальнейшем плавлении этого материала сначала зарождаются сульфидоносные мезомафические магмы (с MgO 8–33 мас.%), формирующие платно-медно-никелевые месторождения, а затем бессульфидные ультрамафические продукты (с MgO >33 мас.%), обогащенные магнием, хромом, силикатным никелем и тугоплавкими металлами платиновой группы. Именно такая последовательность зарождения в мантии и внедрения в земную кору магм наблюдается во всех регионах проявления рудоносного мафит-ультрамафитового магматизма [8]. Положение сухого солидуса перидотита в исключительно высокотемпературной области (1500–2000^{o}C) делает практически невозможным проявление мантийного магматзма в случае отсутствия воды. При наличии воды резко расширяется температурный интервал между солидусом и ликвидусом перидотита, что позволяет осуществляться глубокой дифференциации веществ в ходе их парциального плавления и фракционной кристаллизации.

3. Гидратация и дегидратация породообразующих минералов, которые уменьшают или увеличивают плотность пород на величину до единицы и более и повышают или снижают их объем до 28% и более. Гидратация вещества мантии в срединно-океанических зонах проводит к подъему (всплытию) мантийных масс и проявлению (за счет выделяемого при реакции гидратации тепла) рудообразующих гидротермальных процессов в виде черных курильщиков, как это, например, в реальности наблюдается в поле Рейнбоу и других полях Срединно-Атлантического хребта [3, 5]. Одновременно она же (гидратация), вызывая всплытие мантийных масс, обеспечивает декомпрессию нижележащих толщ мантии, приводящую к их плавлению, магмообразованию и проявлению мафит-ультрамафитового магматизма. Тем самым гидратация вовлекает в движение огромные массы мантийного материала, движение, которое обусловливает спрединг и субдукцию океанического дна, как и раздвижение континентальных плит.

4. Вода, с ее возможностью проникать в мантию, снижать температуру плавления веществ и увеличивать их объем, является причиной проявления различных видов континентального магматизма и образования рудоносных осадочно-вулканогенных депрессионных структур, к которым относятся зеленокаменные и другие подвижные пояса и наложенные прогибы.

5. Вода способна обеспечивать достижение высоких давлений и осуществлять глубокий метаморфизм пород и руд. При этом существует большая зависимость давления воды от коэффициента заполнения вмещающего ее пространства. Этот эффект обычно не учитывается в геологических построениях, однако в большинстве случаев в толщах земной коры и мантии вода находится в условиях 100%-ного заполнения свободного пространства и может создавать высокие давления при сравнительно низких температурах и на относительно небольших глубинах. Особенно большие давления достигаются при резком воздействии на воду высоких температур. Подобное наблюдалось нами в экспериментах по воздействию сфокусированного лазерного луча на образцы пород, руд и минералов, погруженных в воду [6]. В них, благодаря проявлению так называемого светогидравлического эффекта [2], достигались температуры до 5000^{o}C, а давления до 100 кбар и более. Среди продуктов этих экспериментов рентгеновским методом фиксировались линии алмаза. На основании полученных данных был сделан вывод, что образование алмазов может происходить в пределах водосодержащей земной коры в случае резкого проникновения в нее высокотемпературных мантийных магм [4].

6. Вода и водные растворы являются основным растворителем, дезинтегратором и транспортером материалов земной коры и мантии, обусловливающими дифференциацию веществ и образование рудных и нерудных месторождений.

Приведенные и другие известные данные позволяют допускать, что вода способна обеспечить эндогенную активность Земли на стадии охлаждения планеты и является основной причиной формирования земной коры и проявления геологических, и в том числе минерагенических, процессов.

Наличие воды на Земле объясняется особым положением ее исходного материала в околосолнечной туманности и аккреционном диске [7–9]. Он находился в области температур, благоприятных для гидратации минеральных фаз протопланетного вещества (350–500°С), что обеспечило предотвращение значительной части воды от диссипации под воздействием солнечного нагрева. В более близких к Солнцу областях температуры были более высокими, превышали возможности проявления процессов гидратации, вследствие чего вода в них подверглась диссипации, а из оставшегося там вещества сформировались безводные планеты – Меркурий и Венера. В ходе последующего гравитационного уплотнения и нагрева вещества протоземли происходили его дегидратация и дифференциация планеты на ядро, мантию и первичную кору. За счет освобождающейся воды сформировалась и первичная гидросфера.

Проявление минерагенических процессов и образование месторождений полезных ископаемых осуществлялись на следующей стадии эволюции Земли – на стадии ее охлаждения и формирования земной коры. В истории формирования и эволюции земной коры выделяются два основных этапа – ранний сравнительно кратковременный и последующий, более длительный.

Ранний (протоархейский) этап формирования и эволюции земной коры (до ~3800 млн. лет) был связан с завершающим периодом разогрева планеты, когда фронт общего плавления исходного вещества приближался к земной поверхности и приводил к излиянию на нее магм преимущественно мафического состава. При этом происходил также «сгон» к поверхности Земли наиболее легкоплавкой (кислой) составляющей и летучих компонентов, участвовавших в образовании первичной коры. Достигая земной поверхности, летучие компоненты (в основном вода) формировали первичную гидросферу и соответствующую ей атмосферу. В это же время создавались первичные осадочные бассейны, заполнявшиеся вулканогенными, терригенными и хемогенными материалами. В предельном приближении фронта общего плавления исходного вещества к земной поверхности первичная кора вместе с породами первичных осадочных бассейнов претерпели частичное или полное плавление и глубокий метаморфизм. Температура поверхности Земли в это время могла достигать высоких значений (до ~600°С), что вызвало переход воды первичной гидросферы в газообразное состояние – в атмосферу. Существовавшие в это время условия всеобъемлющего метаморфизма приводили к гомогенизации корового материала и к рассеиванию (к сравнительно равномерному распределению) рудных компонентов. По этой причине наиболее ранние образования земной коры (в том числе серые гнейсы) не несут в себе существенных скоплений первичных рудных веществ и являются малоперспективными в отношении обнаружения рудных месторождений. Формирование месторождений полезных ископаемых происходило в последующее время эволюции Земли и проявления геологических процессов.

Последующий (основной) период формирования и эволюции земной коры наступил с началом охлаждения планеты и перехода воды из атмосферы в гидросферу. Протекавшие в это время геологические процессы в основном обусловливались наличием воды и ее воздействием на земное вещество. В отсутствии воды планета, находясь в состоянии остывающего тела, не имеет каких-либо существенных возможностей для проявления геодинамических и других геологических преобразований, что хорошо видно на примере Венеры, Меркурия и Луны.

С первым появлением воды (после снижения температуры атмосферы до критической точки воды – 373°С и ниже, до ~200°С) на поверхности планеты стали формироваться супракрустальные образования. Началось это ~3800 млн. лет назад, судя по возрасту самых древних пород данного типа (~3760 млн. лет), проявленных в поясе Исуа центральной части западной Гренландии [1]. Проникновение опустившейся на земную поверхность воды сначала в кору, а затем и в мантию следовало за изотермой 500°С по мере ее перемещения вниз вследствие общего охлаждения планеты.

В дальнейшем вода обеспечивала гидратацию мантийного вещества, его подъем, декомпрессию, плавление и дифференциацию; проявление различных видов магматизма; раздвижение океанического дна и литосферных плит; образование депрессионных осадочно-вулканогенных структур

и подвижных поясов со свойственными им магматическими комплексами; экстракцию и концентрацию веществ с формированием рудных и нерудных месторождений; метаморфизм пород коры и мантии; эрозию обнаженных толщ и перенос веществ в бассейны седиментации и др.

На всем протяжении формирования и эволюции земной коры основным местом рудогенерации являлись водонасыщенные депрессионные структуры (прогибы, рифты, троги и др.), выполненные осадочными и магматическими породами, в разной степени преобразованными в последующее время (со структурами данного типа связано более 90% известных в докембрии месторождений).

Литература

1. *Аллорт Я.* Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии / Ранняя история Земли. М. Мир.1980. С. 188–201.

2. *Аскарьян Г.А., Прохоров А.М., Шипуло Г.П.* Светогидравлический эффект. Авт. свид. № 65 // Бюл. изобрет. 1969. № 19. С. 3.

3. *Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др.* Новый тип современной минералообразующей системы: "черные курильщики" гидротермального поля 14°45' с.ш., Срединно-Атлантический хребет // Геол. рудн. месторожд. 1997. Т. 39. № 1. С. 68–90.

4. *Годлевский М.Н., Лихачев А.П.* Условия образования и эволюции рудогенных ультраосновных магм // ЗВМО. 1981. Вып. 6. С. 646–655.

5. *Леин А.Ю., Сагалевич А.М*. Курильщики поля Рейнбоу – район масштабного абиогенного синтеза метана // Природа. 2000. № 8. С. 44–53.

6. *Лихачев А.П.* Лазерный способ исследования веществ при сверхвысоких температурах и давлениях // Геохимия. 1978. № 10. С. 1554–1557.

7. *Лихачев А.П.* Определяющая роль воды в формировании и эволюции Земли // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 53–63.

8. *Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М. Эслан. 2006. 496 с.

9. *Likhachev A.P.* The crucial role of water in the formation and evolution of the Earth // Abstract. 32nd IGC. Italy. 2004.

Особенности минерагении Вишняковского поля комплексных петалитовых пегматитов (Восточно-Саянский пегматитовый пояс)

Макагон В.М.

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vmak@igc.irk.ru

По классификации, предложенной В.Е.Загорским с соавторами [2], формация редкометалльных гранитных пегматитов подразделяется на сподуменовую и петалитовую подформации. Классификационное различие этих подформаций заключается в различном начальном давлении минералообразования в пегматитах, так сподуменовая подформация характеризуется начальным давлением 5 - 3 кбар, а петалитовая – 3,5 - 2 кбар. В Восточно-Саянском поясе, протянувшемся почти на 500 км по южной и юго-западной окраине Сибирского кратона, сподуменовые пегматиты приурочены к Урикско-Ийскому грабену, расположенному на юго-востоке этого пояса, и представлены Гольцовым, Урикским, Белореченским, Бельским, Белотагнинским и Малореченским полями, а пегматиты петалитовой подформации находятся в Елашском грабене, расположенном на северо-западе того же пояса, и включают Александровское и Вишняковское пегматитовые поля**.** В последнем расположено Вишняковское редкометалльное месторождение (Ta, Li, Rb, Cs, Be, Nb, Sn), относимое к наиболее перспективным для освоения месторождениям тантала на территории России [3].

Вишняковское пегматитовое поле расположено в Елашском грабене Тагул-Туманшетской подвижной зоны [1], который сложен нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма андалузит-силлиманитового типа. В этой структуре находится также Елашско-Тенишетский массив

гранитоидов саянского комплекса, считавшийся материнским для редкометалльных пегматитов региона. Возраст гранитоидов Елашско-Тенишетского массива составляет 2120-1960 млн. лет [1], а саянского комлекса по данным В.И.Левицкого и соавторов - 1858 млн. лет [4]. Вблизи пегматитового поля также расположены дайкообразные тела более молодых рапакивиподобных гранитов, выделяемых В.В.Брынцевым [1] в елашский комплекс с возрастом 1780 млн. лет. Пегматитовое поле находится вблизи юго-западного контакта Елашско-Тенишетского массива, но главным фактором, определяющим его положение, является контроль поля зоной влияния двух пересекающихся глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Rb-Sr возраст пегматитов составляет 1490 млн. лет, а зон экзоконтактового изменения амфиболитов около пегматитов - 1480 млн. лет [5].

Вишняковское пегматитовое поле относится к комплексному геохимическому ряду петалитовой подформации [2]. Пегматитовые жилы залегают в ортоамфиболитах и характеризуются пологим залеганием, они образуют жильные серии, отдельные тела в которых имеют протяженность до 2 км при мощности до 12 м. Строение наиболее крупных из них характеризуется асимметричной зональностью. В висячем эндоконтакте наблюдается маломощная оторочка мусковит-кварцевого или альбит-мусковит-кварцевого состава с касситеритом и колумбитом. Ниже следует промежуточная блоковая зона, сложенная блоками калиевого полевого шпата (КПШ) - ортоклаза и микроклина, участками криптозернистого кварц-альбитового (“фарфоровидного”) агрегата с редкими выделениями колумбита, онкозина (агрегата тонкокристаллической слюды, альбита и кварца), редкими блоками неизмененного петалита и обособлениями кварца. Иногда встречаются участки, сложенные параллельно-шестоватым кварц-сподуменовым агрегатом, а также крупнокристаллические выделения эвкриптита. Блоковая зона в наиболее мощных участках жил разделяется на две части, между которыми расположена центральная зона средне- и крупнопластинчатого альбита с гнездами мусковит-кварцевого комплекса и с выделениями манганотанталита, воджинита и микролита. Иногда в центре наблюдается кварцевое ядро и крупные блоки КПШ, между которыми расположены скопления кристаллов воджинита и реже – манганотанталита и микролита. Под кварцевым ядром встречаются участки мелкочешуйчатого светло-розового и светло-зеленого рубидиевого мусковита с обильной танталовой минерализацией – манганотанталитом и воджинитом, содержащим включения микролита и ринерсонита. В лежачем боку пегматитовых жил находится зона мелкопластинчатого альбита. Эта обобщенная схема зональности осложняется значительной неоднородностью строения пегматитовых тел по их простиранию и падению. Участки пегматитов с хорошо выраженной зональностью сменяются блоками, где некоторые из указанных зон могут преобладать, а другие - отсутствовать, или блоками однородного массивного сложения.

Для жильных серий характерна очень резкая дифференциация зон по химическому составу, что наиболее отчетливо характеризуется отношением Na2O:K2O, которое изменяется в несколько десятков раз - от близкого к 10 в зоне фарфоровидного тонкозернистого кварц-альбитового агрегата до 0,14 в калишпатовом пегматите блоковой зоны. Содержания SiO_2 и F также варьируют в широких пределах. Наблюдается отчетливое накопление Rb и Cs от внешних зон к внутренней зоне блокового КПШ. Литий накапливается в основном в участках блокового петалита и замещающих его сподумена и эвкриптита, а также в участках, содержащих значительное количество лепидолита. Распределение Ta, Nb и Sn очень неравномерное, накопление Ta и Nb происходит от внешних зон к внутренним, а также в слюдистых участках автометасоматического замещения, где отношение Ta/Nb резко возрастает по сравнению с зонами, кристаллизующимися из расплава. Наиболее высокие содержания Sn характерны для альбит-мусковит-кварцевых оторочек висячего бока жил и автометасоматических слюдистых участков. Главной геохимической спецификой пегматитов поля являются высокие концентрации Ta и Rb.

Изучение состава минералов, концентрирующих Li (алюмосиликаты, фосфаты лития и слюды), Rb и Cs (КПШ и слюды), Be (берилл), Ta и Nb (тантало-ниобаты) показало, что для жильных серий Вишняковского пегматитового поля характерна очень высокая степень дифференциации расплава, из которого образовались пегматиты. При этом отчетливо устанавливается возрастание степени дифференцированности пегматитовых тел от нижних горизонтов к верхним частям пологих жильных серий. В процессе формирования пегматитов Вишняковского поля выделяется раннемаг-

матический этап кристаллизации, который сменяется позднемагматическим этапом кристаллизации из остаточного флюидизированного расплава, затем следуют этапы автометасоматического и гидротермального замещения.

В пегматитах Вишняковского пегматитового поля наблюдаются все три главных алюмосиликата Li – петалита, сподумена и эвкриптита. При этом в процессе пегматитообразования происходит смена алюмосиликата с пониженным содержанием Li минералами с более высокой его концентрацией (4,3 - 4,7 % Li_2O в петалите, 7,3 - 7,7 % - в сподумене и 10,66 % - в эвкриптите). Петалит является раннемагматическим минералом, а сподумен и эвкриптит образуются на этапе кристаллизации из остаточного расплава. На этом же этапе из флюидизированного расплава кристаллизуются фосфаты Li – литиофилит и монтебразит, содержащие 8,9 % и 9,0 – 9,7 % Li_2O, соответственно.

В первичных КПШ пегматитов установлена различная упорядоченность структурного состояния – от ортоклазов до низких микроклинов. В ортоклазах наблюдаются наиболее высокие содержания Li, Tl, Sr и особенно Rb (до 3,1 %) и Cs (до 0,45 %), и низкие - Ba и Pb. Высокая концентрация Sr обусловлена большим количеством его радиогенного изотопа. В процессе автометасоматического и гидротермального замещения первичного ортоклаза выделяются два этапа. На первом этапе сначала происходит структурное упорядочение КПШ до высокого и промежуточного микроклина с выносом, в основном, Li, Cs, Rb, Tl, и привносом Ba. Затем происходят упорядочение до низкого микроклина и интенсивный вынос Na, редких щелочей, Tl и Pb и привнос K и особенно Ba. Второй этап - альбитизация КПШ с привносом Na и выносом других изученных элементов.

Для слюд пегматитов, относящихся к ряду мусковит – лепидолит, характерно повышение содержания Li от раннемагматического этапа к позднему и затем резкое понижение его концентрации в мусковите автометасоматического этапа. При этом содержания Rb и Cs возрастают в слюдах как позднемагматического, так и автометасоматического этапов. В лепидолите позднемагматического этапа содержания Li_2O, Rb_2O и Cs2O достигают 5,2, 3,4 и 1,0 %, соответственно. Главным концентратором Be в изученных пегматитах является берилл (12,7 – 14,6 % BeO), в котором от раннего магматического этапа к позднему возрастают содержания Li и Cs, затем они снижаются на автометасоматическом этапе. Sn концентрируется в касситерите, воджините (до 17,5 % SnO_2) и иксиолите (до 17,7 % SnO_2).

В петалитовых пегматитах Вишняковского поля наблюдается большое разнообразие ниобий-танталовой минерализации, в которой преобладают разновидности, наиболее обогащенные танталом. Так, тренд изменения состава тантало-ниобатов группы колумбита относительно короток – от манганоколумбита раннемагматического этапа к манганотанталиту позднемагматического и автометасоматического этапов, содержащему до 87,2 % Ta_2O_5. На последних двух этапах кристаллизовались широко распространенный в петалитовых пегматитах этого поля воджинит, а также микролит. Иксиолит характерен только для позднемагматического этапа. Наиболее поздний тантало-ниобат в изученных пегматитах – ринерсонит, кристаллизующийся на автометасоматическом и гидротермальном этапах. Состав воджинита в процессе формирования пегматитов изменяется от ранней Ti-содержащей разновидности к воджиниту с максимальным содержанием Sn, а затем к танталоводжиниту, в котором содержится до 84 % Ta_2O_5. Таким образом, наличие богатых танталовых руд, содержание Ta в которых достигает 0,877 % при отношении Ta/Nb более 30 [6], явилось следствием широкого распространения в пегматитах воджинита с высоким содержанием Ta_2O_5 наряду с резким преобладанием манганотанталита в минералах группы колумбита.

Из главных генетических особенностей пегматитов Вишняковского поля необходимо подчеркнуть следующие: 1) отсутствие зональности пегматитового поля относительно массива гранитоидов; 2) контроль положения пегматитового поля зоной пересечения двух глубинных разломов; 3) отсутствие тектонических подвижек и относительно низкое начальное давление (около 2,5 кбар) при кристаллизации пегматитовых тел; 4) четкое возрастание степени дифференцированности пегматитовых тел в верхних частях жильных серий по сравнению с их глубокими горизонтами; 5) сложное линзовидно-полосчатое строение пегматитовых тел, определяющееся прерывистым расположением по их простиранию и падению участков сложно-дифференцированного строения с асимметричной зональностью и блоков простого массивного сложения; 6) очень не-

равномерное распределение как петрогенных, так и редких элементов при высокой первоначальной щелочности расплавов, обогащенных летучими (особенно H_2O и F) и P, а также редкими металлами (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Sn); 7) экстремальное обогащение пегматитов гранитофильными редкими элементами.

Большой временной интервал между временем становления гранитных комплексов, с одной стороны, и образования пегматитов Вишняковского поля – с другой, а также приведенные выше генетические особенности пегматитов этого поля не согласуются с гипотезой образования пегматитов Вишняковского поля в процессе дифференциации гранитной магмы, из которой формировались массивы отмеченных выше гранитоидов, и указывают на отсутствие "материнских" гранитов для изученных пегматитов. Они наиболее корректно объясняются гипотезой образования этих пегматитов из пегматитовой магмы, являющейся результатом длительного процесса преобразования гранитных расплавов в глубинных очагах под воздействием мантийных и/или нижнекоровых флюидов, обогащенных гранитофильными элементами и проникавших по глубинным разломам. Под действием этих потоков флюидов происходила переработка гранитного материала земной коры и образование пегматитовых расплавов. Дифференциация этих расплавов, происходившая на путях внедрения в зонах разломов, могла привести к геохимической гетерогенности пегматитовых расплавов, заполнявших камеры, в которых кристаллизовались пегматитовые жилы. Дальнейшее фракционирование сильно флюидизированных расплавов в камерах их кристаллизации и автометасоматоз приводили к еще более интенсивному накоплению ряда редких металлов в отдельных зонах, и особенно к экстремальному концентрированию тантала.

Работа выполнена при поддержке СО РАН (проект № 29).

Литература

1. *Брынцев В.В.* Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присаянья. Новосибирск: Наука, 1994, 184 с.

2. *Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М.* Систематика гранитных пегматитов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 5, с. 422-435.

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

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

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

6. *Макагон В.М., Шмакин Б.М.* Геохимия главных формаций гранитных пегматитов. Новосибирск: Наука, 1988, 210 с.

Особенности исследований раннедокембрийской металлогении Кольско-Лапландско-Карельской провинции Балтийского щита

Митрофанов Ф.П., Войтеховский Ю.Л., Баянова Т.Б.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты,
e-mail: felix@geoksc.apatity.ru, woyt@geoksc.apatity.ru, bayanova@geoksc.apatity.ru

Кольско-Лапландско-Карельская (КЛК) раннедокембрийская провинция Балтийского щита содержит полный типовой набор архейских структур, известных в Мире. На юге и севере находятся гранит-зеленокаменные области (кратоны) разной глубины эрозионного среза - Карельская и Мурманская. Между ними - Кольский гранулит-гнейсовый и Беломорский мигматит-гнейсовый домены, а также особая структура бассейного типа - Кейвский террейн. Каждая из этих структур имеет свой характер геологического развития в мезо- и неоархее. При этом металлогенические особенности каждой из них проявлены не только в архейской истории, но и в последующие эпохи, вплоть до палеозоя. Так долгоразвивающаяся от архея до палеозоя щелочная металлогеническая провинция

Балтийского щита, обязанная своим происхождением гранулитовой предистории, не захватывает Карельский кратон, а особенно характерна для кольских структур с их многоэтапными процессами гранулитового метаморфизма в архее и в раннем протерозое.

Карельская (или Фенно-Карельская) гранит-зеленокаменная область характеризуется наиболее разнообразной геологической историей в архее. Ее ТТГ-мигматитовые комплексы основания разновозрастные и имеют различную протолитовую историю, ее многочисленные сети зеленокаменных поясов также различны и имеют как энсиалическую, так, вероятно, и энсиматическую природу. В коматиитовых ассоциациях этой области в последние годы в Финляндии найдены небольшие никелевые месторождения, однако по ряду признаков можно думать, что крупные месторождения типа Камбалда в регионе отсутствуют. Более перспективными здесь видятся рудопроявления колчеданного типа, включая золоторудные, а также, конечно, большое промышленное значение имеют железорудные месторождения Костомукши.

В этой связи необычен тот факт, что «межкратонная» архейская структура - Кольский (или Кольско-Норвежский) домен (или «гранулит-зеленокаменная область») с его единичными зеленокаменными прогибами - обладает более богатой металлогенией. В энсиалических поясах - это железорудные месторождения Оленегорска и др., в энсиматическом поясе Колмозеро-Воронья - громадные поля промышленных редкометальных пегматитов, столь характерных для архейских зеленокаменных поясов многих щитов Мира, медно-молибденовое месторождение Пеллапахк и многочисленные рудопроявления золота, запасы которого насчитывают сейчас десятки тонн.

Своеобразна богатая промышленная металлогения Кейвского террейна. Ей трудно найти аналогов не только на Балтийском щите, но и во всем Мире. Это и богато обогащенные алюминием архейские осадки и переотложенные коры выветривания (Кейвские месторождения), и Сахарьекское месторождение циркония и редких металлов, связанное с архейским анорогенным щелочным сиенит-гранитным магматизмом, и титан-ванадиевые месторождения архейской монцонит-анортозитовой формации. Требуют опоискования на россыпные металлы (золото, титан, вольфрам и др.) метаосадочные толщи Кейв.

Приведенная краткая характеристика архейских структур и металлогении КЛК провинции Балтийского щита показывает их недостаточную изученность, особенно с учетом имеющегося сейчас большого мирового опыта исследований подобных сложных геологических систем.

Палеопротерозойская история и металлогения КЛК региона состоит из двух этапов - карельского - 2550-2000 млн лет и свекофеннского - 2000-1650 млн лет. Металлогения раннего этапа связана, в основном, с мантийным базит-ультрабазитовым магматизмом, а позднего - с ограниченным гранитным интрузивным магматизмом и с регионально проявленными метаморфо-метасоматическими орогеническими процессами.

После завершения архейских процессов был сформирован суперконтинент Моногея (Пангея-0), который включал и архейские структуры Балтийского и Канадского щитов. В первую половину палеопротерозойской эпохи на архейском основании Балтийского щита происходило формирование внутриплитной Восточно-Скандинавской обширной изверженной провинции (EScLIP). Площадь мантийных вулканитов основного состава, комагматичных им даек и интрузивных массивов этого возраста на территории Кольского полуострова, восточной Финляндии и Карелии занимает более 0.5 млн км^2, и эти породы - производные гигантского плюма или мантийного диапира - слагают обширные прогибы, рои даек и многолучевые пояса базит-ультрабазитовых интрузивов. Последних только на территории Кольского полуострова и Карелии, по геолого-геофизическим данным, насчитывается многие сотни. Во всех литосферных блоках региона одновозрастные интрузивные тела этой провинции имеют сходные геологические, геохимические и металлогенические особенности.

Установлено в Кольском регионе, что важнейшее промышленное значение из всех этих многочисленных интрузивных тел имеют массивы, так называемых панского и печенгского типов.

Панский тип (формация) интрузивов достоверно включает Федорово-Панский массив, Мончегорский плутон и массив горы Генеральская. В этих крупных телах плито- и лополитообразной формы, расслоенных, с составами пород от пироксенитов через нориты, габбронориты и габбро до лейкогаббро и анортозитов, в последние годы установлены многокамерность и многофазность формирования. Есть данные, что расплавы ранних магматических фаз были бонинитового характера и

обогащены хромом. Поздние фазы часто имеют анортозитовый состав. Установлено, что длительность формирования этих интрузивов составляла около 70-80 млн лет в интервал времени от 2525 до 2450 млн лет назад.

Наиболее ранние ультраосновные породы этой формации обогащены хромом, и в них известны два промышленных месторождения хромитов-Сопчеозерское в районе Мончегорска и Кеми в западной Финляндии.

Давно известны, и даже уже в основном отработаны, разнообразные сульфидные залежи богатых Co-Cu-Ni руд с ощутимой промышленной добавкой Pt-минералов в месторождениях Мончегорского плутона.

В 1986-1989 гг. сотрудниками Геологического института КНЦ РАН методом сравнительного геолого-петрологического анализа породных ассоциаций этих трех кольских типовых массивов с известными малосульфидными породами, формирующими залежи Pt и Pd в массивах Стиллуотер и Бушвельд, были спрогнозированы, опоискованы и впервые найдены на Кольском полуострове первые перспективные содержания и скопления собственно платинометальных элементов - Pt, Pd, Rd (±Au). Это привело к открытию первой в Европе обширной Кольской платинометальной провинции с новым геолого-технологическим типом месторождений малосульфидных ЭПГ-руд. Поисково-оценочные и разведочные работы до настоящего времени проводились с использованием финансовых средств и технических возможностей различных отечественных и зарубежных, государственных и частных организаций. В организационном отношении с 1992 года Геологический институт КНЦ РАН использовал специально созданное инновационное предприятие "Пана", которое вместе с сотрудниками Института проводило основной комплекс геолого-разведочных работ.

В результате в 2008 году Государственный комитет РФ по запасам утвердил запасы 5 новых месторождений Pt и Pd (± Au, Rh, Ni, Cu), которые называются Федорова тундра, Малая Пана, Восточная Пана, Выручуайвенч и Генеральское. Утвержденные запасы в пересчете на Pd-эквивалент составляют много более 1000 тонн.

Печенгский тип интрузивов и его Cu-Ni месторождения с незначительным содержанием ЭПГ известен уже около 90 лет.

Многочисленные дифференцированные массивы (нередко силловой формы) и дайки габбро, клинопироксенитов, верлитов и перидотитов пространственно и генетически связаны и приурочены к верхним осадочно-вулканогенным толщам Печенгской палеорифтовой структуры, завершающей свое развитие в геодинамических условиях инициального спрединга по типу современного Красного моря. Явно рудоносными здесь являются интрузивы с возрастом кристаллизации 1980-1960 млн лет, однако не исключено, что вне Печенгского рудного поля рудоформирующими могут быть и чуть более древние интрузии с возрастом до 2200 млн лет.

В Кольском регионе сейчас проводят лицензионные поисково-оценочные, разведочные и подготовительные к добыче работы более десятка отечественных и зарубежных компаний. Среди них есть и горно-металлургические компании мирового уровня и небольшие поисковые предприятия. Каждая из них специализируется в основном на определенном классе полезных ископаемых. Канадская компания Баррик Голд Корпорейшен, например, предпочитает иметь дело с благородными металлами, включая платиноиды, а российскому Норильскникелю в Кольском регионе требуются, главным образом, Cu-Ni руды. Соответственно, всем этим компаниям уже на поисковой стадии необходимо знать с каким типом рудоносных интрузивов – панским или печенгским – они будут иметь дело при геолого-разведочных работах.

Многолетний опыт работы позволяет предложить некоторые особые геолого-петрологические, а главное – изотопно-геохимические критерии разделения этих типов перспективных базит-гипербазитовых интрузивов на ранней стадии их изучения.

Все интрузивы панского типа (со специализацией на Pt-Pd месторождения, иногда с существенной добавкой Ni и Cu в стоимостной оценке руды) приурочены к границе архейского гнейсового основания и самой нижней, сумийской, вулканогенной толщи нижнего протерозоя (2500-2400 млн лет). Нередко устанавливается, что следующая, сариолийская осадочно-вулканогенная толща (2400-2300 млн лет) содержит продукты экзогенного разрушения «панских» пород. Многие тела имеют в основании такситовые породы, видимо, различного происхождения, которые могут содержать

мультиметальную минерализацию Cu, Ni, Co, Pt, Pd. Массивы многофазные, имеют явную расслоенность с хорошо картируемыми протяженными "слоями" и контрастными по составу и прерывистой кристаллизацией Pt-Pd «рифами».

Набор пород очень широкий: от ортопироксенитов (редко перидотитов), норитов, габброноритов до габбро, лейкогаббро и анортозитов. Многие разновидности пород, особенно рудоносные, характеризуются неравномерно зернистой пегматоидной структурой. Самостоятельное значение имеют дунитовые и оливинит-перидотитовые тела. Некоторые из них содержат рудопроявления и месторождения хромитов.

Интрузивы печенгского типа (со специализацией на Co-Cu-Ni месторождения с очень малым содержанием платиноидов) достоверно известны только в верхней «продуктивной» толще людиковия (~ 2100 млн лет) нижнепротерозойского разреза Печенгской структуры, а также в архейском обрамлении последней. Массивы этого типа очень многочисленные, но мелкие, дифференцированные в ряд перидотит-верлит-клинопироксенит-габбро. Эта расслоенность неконтрастная, часто скрытая.

Из десятков изотопно-возрастных данных различными методами следует, что интрузивы панского типа, в основном, с Pt-Pd месторождениями, имеют возрастные характеристики от 2500±20 до 2450±20 млн лет (и не моложе!), а Cu-Ni интрузивы печенгского типа - обычно около 1980 млн лет и реже до 2200 млн лет (и не древнее!). При этом первые имеют $\varepsilon_{Nd}(T)$ = минус (-)1-3, а вторые $\varepsilon_{Nd}(T)$ = плюс (+)1+2. Это показывает, что породы панского типа кристаллизовались из магмы обогащенного литофильными элементами мантийного резервуара, а печенгские интрузивы – из деплетированного мантийного очага. (Кстати, и в Финляндии, и в Сев.Америке, и в Африке – все расслоенные массивы, содержащие малосульфидные Pt-Pd руды, имеют точно такие малые отрицательные $\varepsilon_{Nd}(T)$).

Многолетний опыт работы показывает, что предложенная методика, в том числе ее изотопно-геохимическая часть, хорошо «работает» на предварительной стадии целенаправленных поисковых работ. Конкретные примеры приводятся в докладе.

В эпоху 1950-1650 млн лет назад, в свекофеннское время, КЛК регион был ареной коллизионных («орогенных») процессов. Из свекофеннских образований до последнего времени в регионе активно разрабатывались керамические и слюдоносные пегматиты, связанные со свекофеннским ультраметаморфизмом и анатексисом. Сейчас интенсивно разведуются Ti-руды в сложном щелочно-мафитовом комплексе Гремяха-Вырмес с ильменит-апатитовым оруденением. Известны Mo-Sn рудопроявления среди многофазных гранитоидных массивов, однако, несомненно, что свекофеннские гранитоиды в регионе по своему гранитофильному рудному потенциалу гораздо беднее гигантских массивов свекофеннид Финляндии и особенно Швеции. Зато для Кольских лопийско-карельских структур в свекофеннское время характерна реактивизация, мобилизация и переотложение Zr, Ta-Nb, REE рудного вещества, связанного со щелочными породами. Примером этого являются рудные концентрации этих элементов в Плоскогорском амазонитовом месторождении, а также в силекситах и в минерализованных щелочных гранитах структуры Кейв. Имеются изотопно-петрологические данные, что в этой структуре и гигантские скопления метаморфогенных минералов - кианита, ставролита, граната - связаны также с коллизионным региональным метаморфизмом свекофеннского времени, хотя их высокоглиноземистые протолиты (осадки), видимо, архейские.

Важной особенностью свекофеннских коллизионных процессов было формирование обширных сдвиговых зон, стрессовые метаморфические процессы в которых приводили к переотложению и концентрации сульфидно-золоторудного вещества. Крупные золоторудные месторождения такого типа уже открыты в северной Финляндии, теперь очередь за Кольским полуостровом и Карелией.

Все изложенное не включает позднедокембрийские рудопроявления региона и не касается важнейшей для Кольской субпровинции группы месторождений, связанных с палеозойскими щелочными массивами (Хибины, Ловозеро, Ковдор и др.), и нефтегазовых месторождений Баренцева шельфа.

Работа выполнена при организационной и финансовой поддержке ГК Федерального агенства по науке и инновациям (№ 02.515.11.5089 - 2008 г.), Гранта 09-05-12028 РФФИ офи-м 2009 г. и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

Историко-геологические закономерности минерагенической эволюции докембрия Северо-Запада России

Негруца В. З.

Геологический институт Кольского научного центра РАН,
г. Апатиты, e-mail: negrutsa@geoksc.apatity.ru

История минерагенической эволюции Северо-запада России описываются пятью мегациклами взаимосвязанного эндогенно-экзогенного образования пород и руд: двумя архейскими (до 2500 млн. лет назад) - саамским и лопийским, двумя протерозойскими – карельским (2500-1650 млн. лет назад) и рифейским (1650-600 млн. лет назад) и одним фанерозойским (600 млн. лет назад-настоящее время). Мегацикличность обусловлина закономерной сменой во времени и пространстве трансгрессивно-регрессивных процессов эндогенного образования и экзогенного преобразования минерагенической оболочки земной коры. В первой, трансгрессивной половине мегациклов происходило направленная деструкция и увеличение проницаемости земной коры базальтоидными магматическими расплавами, следствием чего являлось общее наращивание мощности и мантийности среды минералообразования, а соответственно, интенсивности и разнообразия вулканогенно-осадочных обстановок эндогенного рудообразования. Во второй, регрессивной половине мегациклов рудообразующие процессы предопределялись пульсационно-нараставшей кратонизацией земной коры и общей сиализацией рудообразующей среды; воздействие эндогенной энергии на экзосферы земли направленно убывало, все большую роль в образовании месторождений полезных ископаемых играли внутрикоровые и экзогенные процессы [1-4].

Оптимальное сочетание благоприятных факторов формирования крупных и уникальных месторождений полезных ископаемых возникали в периоды коренных тектономагматических и палеогеографических (палеогеодинамических) перестроек взаимосвязи и взаимообусловленности обстановок эндогенно-экзогенного образования и преобразования рудолокализующей среды. Устанавливаются два типа принципиально отличных друг от друга геодинамических обстановок и, соответственно, перестроек условий образования вещественного состава и морфометрических параметров месторождений полезных ископаемых: революционный и эволюционный [2].

Революционный тип, связанный с качественным изменением условий литогенеза на границах смежных мегациклов, характеризует сочетание совокупности минерагенических факторов, определяемых тектоническим режимом сред рудоотложения, источником (мантийным, мантийно-коровым, коровым) вещества, физико-химическими характеристиками внешних геосфер. Эволюционный тип, знаменующий переходы от поступательных (прогрессивных) к возвратным (регрессивным) стадиям мегациклов, отличается ведущей ролью в образовании пород и руд эндогенных факторов, обусловленных типом корово-мантийных взаимосвязей. Все многообразие таких связей сводится к трем классам: 1) океаническому (талассогенному) - прямому воздействию мантийных магм и связанных с ними флюидов на экзосферы Земли; 2) переходному - воздействию смешанных мантийно-коровых магм и связанных с ними флюидов на внешние геосферы; 3) континентальному (кратогенному) – отсутствию прямого воздействия мантийных флюидов на физико-химические параметры гипергенных процессов [5].

Первый ранний архейский (саамский) мегацикл отличает специфические, предположительно верхнекоровые, субэкзогенные условия образования ультраметаморфических и магматогенных пород, лишенных значимых концентраций рудного вещества. Во втором архейском, лопийском мегацикле проявлено генетически неразрывное единство породообразующих процессов эндогенного (плутогенно-вулканогенного) по источнику вещества и экзогенного (гипогенно-гипергенно-осадочного) по условиям его пространственно-временной локализации. Следствием такого литогенеза явилось образование гранитно-зеленокаменных областей с резко изменчивыми во времени и пространстве вещественными и генетическими характеристиками минерагенической специализации. Совокупность историко-геологических данных свидетельствует о сосуществование и взаимодействие при этом геодинамических обстановок и свойственных им минерагенических процес-

сов преимущественно переходного типа, предопределивших зарождение сегментов континентальных литосферных плит и рифтогенных тектоно-магматических швов. Это обусловило многообразие и конвергентность обстановок и условий образования крупных концентраций рудных полезных ископаемых.

Смена раннеархейского (саамского) мегацикла позднеархейским (лопийским) мегациклом образования и преобразования литосферы отмечается первым появлением в сводном разрезе стратифицированной оболочки земной коры достоверно водно-осадочных терригенных отложений (метаморфизованных псефитов, псаммитов, пелитов, хемолитов). Они указывают на то, что к этому времени, во-первых, уже существовала примитивная кора сиалического типа, во-вторых – возникла дифференцированная система областей денудации и осадконакопления, в-третьих – началось совместное проявление эндогенных и экзогенных факторов минерагенеза. Совокупность генетических признаков указывает на то, что стратифицированные отложения лопийского возраста образовались в особых физико-химических условиях контролируемых преимущественно мантийными флюидами, то есть - высокой температуре и химически агрессивной среде. С рудогенными флюидами, мантийный резервуар поставлял в гидросферу определенное количество биофильного вещества, что обеспечивало становление примитивной бактериальной биосферы и зарождение химогенно-биогенного рудоотложения, проявленного в виде крупных стратиформных залежей железных руд (месторождение Костомукша и аналоги) и сульфидных углеродисто-кремнистых отложений в ассоциации с туфогенно-лавовыми образованиями (Ялонваара, Хаутоваара и др.).

На завершающих этапах архея саамско-лопийская рудолокализующая оболочка земной коры повсеместно подверглась структурно-тектоническим дислокациям, метаморфизму, метасоматозу, гранитизации и глубинной денудации с выводом нижнекоровых и среднекоровых образований в сферу действия гипергенных процессов. Структурно-метаморфическое преобразование архейской стратисферы и эпиархейские процессы пенепленизации превратили территорию в кратогенную область завершенной складчатости со зрелой, но еще относительно маломощной, мобильной и высоко проницаемой для мантийно-коровых флюидов континентальной корой. Проникновение в неё магматических расплавов контролировалось зонами рифтогенных тектонических швов. Это обеспечивало особый геохимический и гтдоотермально-метасоматический режим экзогенных процессов и, соответственно, крайне агрессивные условия выветривания архейских метаморфо-магматогенных образований, служивших источником сноса терригенного материала. Явления эпиархейской кратонизации, обусловили зарождение особого, принципиально нового режима денудации, осадконакопления, диагенеза и эпигенеза, оптимально сочетавшего в себе наиболее эффективные, как сугубо экзогенные, так и эндогенные, предпосылки образования и метаморфо-метасоматического преобразования стратиформных залежей полезных ископаемых. Накапливались мощные толщи терригенных моноквацевых и аллитовых отложений, вмещающие уникальные уран-золоторудные месторождения кварцево-конгломератового типа (Витватерсранд, Блейндривер и др.), высокоглиноземистых метапелитов (Кейвы, Хизовара и др.). Образовалась специфическая слоистая оболочка осадочных и вулканогенных пород переходного стратиграфического положения между археем и протерозоем. Глобальной отличительной её чертой является совокупность признаков литогенеза в условиях гидросферы недосыщенной кислородом [3,6,7]. В Международной стратиграфической шкале она обособлена в самостоятельную, неоархейскую эратему. В Карело-Кольском стратотипе нижнего докембрия России аналогичные отложения относятся к сумийскоко-сариолийскому (нижнекарельскому) стратиграфическому уровню раннепротерозойской (карельской) эонотемы. Время их образования в глобальном масштабе ограничен интервалом 2800-2500 млн. лет назад.

С карельским (раннепротерозойским) мегациклом связанно зарождение литогенеза, протекавшего в условиях земной коры четко дифференцированной на континентальные и океанические плиты [3, 4, 8]. В пределах континентальных (кратогенных) областей (Карельский и Мурманский материки) определяющими факторами минерагенеза явились тектоническая структура и минерагенический состав земной коры, климат, фациально-палеогеографические геодинамические и гидрохимические условия литогенеза, обеспечивших образование мощных толщ сероцветных терригенных, красноцветных терригенно-карбонатных и строматолитово-онколитовых отложений. В зонах переходного типа к этим факторам присоединяется интенсивность сингенетического мантийно-ко-

рового магматизма и физико-химические особенности сопутствующих флюидов. Минерагения океанических областей, как в архее, так и в протерозое, предопределялась геодинамической и физико-химической спецификой конкретных обстановок и времени литогенеза. В общем виде карельский литогенез и его минерагеническая специализация предваряет общие закономерности литогенеза континентального типа последующих двух, рифейского и фанерозойского мегациклов направленной кратонизации земной коры. Принципиальная отличительная черта минерагенической специализации раннепротерозойских образований заключается в их глобальном метаморфизме с резко проявленной, как вертикальной, так и латеральной, зональностью. Причем если архейские образования, кроме собственного структурно-тектонического преобразования и метаморфизма соответствующих циклов, подверглись еще структурно-метаморфо-метасоматическим преобразованиям в течение раннепротерозойского мегацикла, то раннепротерозойская рудолокализующая оболочка преобразована метаморфизмом, лишь в раннем протерозое. При этом процессы метаморфизма в раннем протерозое протекали пульсационно на всем его протяжении, частично охватывая еще и не литифицированные водозные отложения (Кейвы и др.), что обусловливало особые оптимальные условия метасоматического преобразования и соответственно минерагенической специализации каждого конкретного геологического тела. Это определяет полигенность и полихронность пород и руд, что составляет коренное отличие минерагении раннедокембрийских (саамско-лопийско-карельских) образований в сравнении с их позднедокембрийскими (рифейскими) и фанерозойскими аналогами [1,8].

Четвертый докембрийский (рифейский) и пятый фанерозойский мегациклы проявляют собственно кратогенный (материковый) характер минерагении Северо-запад России. Земная кора к этому времени стала настолько мощной и консолидированной, что мантийные магматические расплавы, проникая, в периоды тектоно-магматических активизаций в её многоярусную тектонически расслоинную структуру, локализовывались в ослабленных зонах структурно-тектонических швов надвиговых пластин и (или) на контактах разных осадочно-вулканогенных формаций и слагаемые ими структурно-вещественных ансамблей [2,8]. Под воздействием мантийных плюмов происходило частичное, выборочное плавление вмещающих пород в результате чего возникали безкорневые магматические очаги смешанного корово-мантийного состава. Они, являясь источниками магм для образования расслоенных массивов (Хибинский, Ловазерский и др.) и (или) дайковых полей, зон гидротермального прожилкования и метасоматоза, предопределили, вместе с тем, структурно-тектоническую и фациально-палеогеографическую (формационную) дифференциацию территории на собственно материковые, сравнительно пассивные блоки и относительно подвижные внутриконтинентальные рифтогенные и окраинно-континентальные тектонические структуры. Таким образом, устанавливается определенная унаследованность и зависимость минерагении от геохимической специализации исходных мантийных расплавов, состава вмещающих пород очагов плавления коры, их положения в пространственно-временной структуре земной коры, а также структурно-вещественной характеристики пород на пути транспортировки мнтийно-коровых расплавов и флюидов к месту локализации их следствий в современной структуре.

В итоге, изложенное на примере Северо-запада России позволяет, определить минерагению докембрия как естественно-историческое следствие геологическоего развития земной коры в её полнообъемной завершенной эволюционной непрерывности от архея до плейстоцена включительно. Такое понимание минерагении докембрия открывает путь создания методологии прогнозирования и научно обоснованной технологии поисков глубоко залегающих месторождений полезных ископаемых не доступных для обнаружения методами прямых поисков с поверхности. Сущность и высокая эффективность такого подхода к оценке минерально-сырьевого потенциала рассматриваемой территории, апробирована практикой прогнозной оценке перспектив открытия на Северо-западе России принципиально новых типов и минеральных видов месторождений полезных ископаемых, а частично подкреплена и результатами конкретных целенаправленных поисковых и разведочных работ.

Литература

1. *Негруца В. З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.

2. *Негруца В. З.* Металлогеническая модель Кольской геоэкосистемы. Апатиты: Изд-во Кольск. Науч. центра РАН, 1992. 117 с.

3. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Эволюция осадочного процесса как индикатор сиализации (кратонизации) земной коры. Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. Отв. Ред. М. Г. Леонов. М.: Наука, 2002. С.55-69

4. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Обстановки седиментогенеза и стратотипы дорифея. СПб: Изд-во СПБГУ, 2006. 96 с.

5. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Седиментогенез как отражение динамики воздействия мантии на экзосферы Земли. Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 16-20 марта 2003 г.). Изд.-во Московского ун-та, 2003. С. 24-26.

6. *Негруца В. З.* Методика прогнозирования и поисков месторождений благородных и радиоактивных металлов в кварцевых конгломератах. Апатиты: Изд-во Кольск. Филиала АН СССР,1988. 32 с.

7. *Негруца В. З.* Докембрийская формация кварцевых конгломератов Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольск. Науч. центра РАН, 1990. 150 с.

8. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Литогенетические основы палеодинамическихреконструкций нижнего докембрия. Восточная часть Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольск. Науч. центра РАН, 2007. 281с.

9. *Негруца В. З., Басалаев А. А., Чикирев И. В*., Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. Апатиты: Изд-во Кольск. Науч. центра РАН, 1993. 119 с.

Минерагения тектоно-геодинамических элементов докембрия эпикратонных и эпиокенических систем Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии

Нечеухин В. М.

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН,
г. Екатеринбург, e-mail: necheuhin@igg.uran.ru

Тектоно-геодинамические элементы докембрия с характеризующей их минерагенией в Урало-Тимано-Палеоазиатском сегменте Евразии участвуют в сложении геодинамических систем верхнепротерозойского и палеозойского циклов, среди которых по режимам образования выделяются эпикратонные и эпиокеанические системы. Первые из них формируются во внутрикратонных режимах, в то время как вторые в режимах эволюции океанических палеобассейнов. Тектоническое положение и геодинамическая природа тектоно-геодинамических элементов докембрия в выделенных типах систем значительно отличаются, что имеет свое отражение в их минерагении (см. рисунок).

Рудолокализующие комплексы тектоно-геодинамических элементов верхнепротерозойских систем. *Русская протоплита,* комплексы: 1 – депрессионные (а) и зон грабенов (б), 2 – прототеррейнов (а) и сдвигово-раздвиговых зон (б). *Тимано-Протоазиатский ороген,* комплексы на поднятиях и выступах: 3 – пассивной перикратонной окраины (а) и активной континентальной окраины (б), 4 – океанические (а) и островодужные (б), 5 – террейнов и вулкано-интрузивные межтеррейновой коллизии (а) и предгорного прогиба (б); комплексы под палеозойскими отложениями (по геофизическим материалам и данным бурения): 6 – пассивной перикратонной окраины песчано-терригенные (а) и сланцево-кремнистые (б), 7 – океанических ассоциаций (а) и офиолитовые сутурных зон (б), 8 – террейнов (а) и вулканогенно-осадочных отложений (б), 9 – вулканогенно-интрузивные активной континентальной окраины (а) и краевого прогиба (б), 10 – фациальные границы (а), шовные зоны аккреционно-коллизионного сочленения (а) и зона палеозойского Трасуральского межплитного коллизионного шва (б). *Тектоно-геодинамические элементы докембрия Уральского палеозойского орогена.* 11 – террейны древней коры (а) и внутритеррейновые гранитные интрузии (б), 12 – покровы палеозойских океанических и островодужных комплексов на террейнах (а) и вулкано-интрузивные комплексы межтеррейновой коллизии (б), 13 – отложения чехла террейнов и их структурных ансамблей (а) и аккреционно-коллизионные швы границ террейнов (б), 14 – палеозойские образования (а) и зона сочленения среднеуральских и южноуральских геодинамических систем орогена (б).

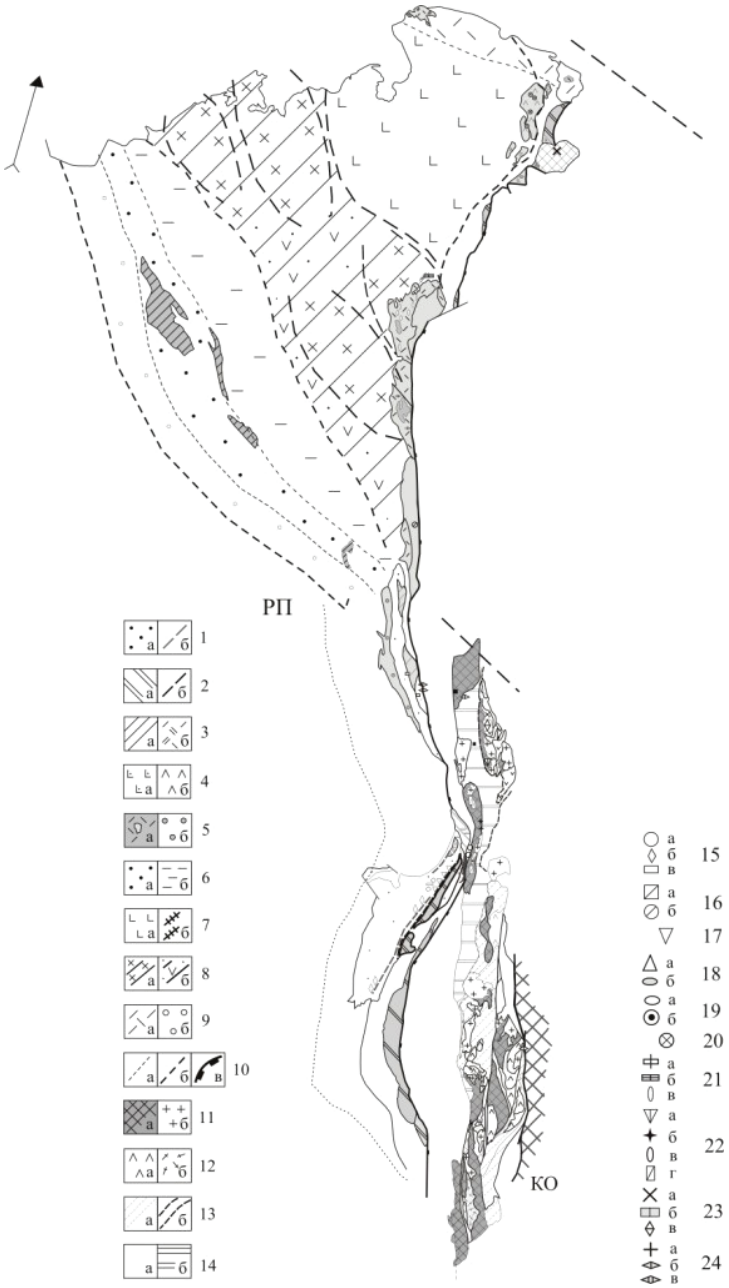


Схема размещения полезных ископаемых в связи с тектоно-геодинамическими элементами докембрия Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии

Полезные ископаемые докембрийских тектоно-геодинамических элементов. *Русская протоплита*: 15 – сидерита, магнезита (а), полиметаллических и барит-полиметаллических руд (б), фосфорита (в) внутрикратонных депрессий; 16 – хромит-платиновые (а) и медноникелевые (б) расслоенных перидотит-габбровых и габбровых интрузий; 17 – титаномагнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые в габбровых интрузиях сдвигово-раздвиговых структур; 18 – магнетит-кварцевые (а) и гранулированного кварца (б) прототеррейнов. *Тимано-Протоазиатский ороген:* 19 – медноколчеданные океанической коры (а), медноколчеданные и медноколчеданно-полиметаллические островных дуг (б); 20 - меднопорфировые и медно-вкрапленные островных дуг и активных континентальных окраин; 21 – редкометальные (а), золоторудные (б), оптического и гранулированного кварца (в) межтеррейновой коллизии. *Уральский палеозойский ороген:* 22 – титаномагнетитовые и титановые (а), редкометальные (б), гранулированного кварца (в), антофиллит-асбеста, вермикулита и талька (г) террейнов; 23 – редкометальные (а), золото-кварцевые (б), кварц-самоцветные (в) ореолов внутритеррейновых синколлизионных гранитоидов, 24 – редкометальные (а), золото-кварц-сульфидные и золото-сульфидные (б), золото-арсенидные и золото-теллуридные (в) ограничивающих террейны аккреционно-коллизионных зон и швов.

Верхнепротерозойскому циклу сегмента соответствуют геодинамические элементы Русской протоплиты и Тимано-Протоазиатского орогена, сформировавшегося в процессе эволюции Протоазиатского океанического бассейна с проявлением геодинамических режимов и обстановок полной геодинамической последовательности [1]. Тектоно-геодинамические элементы Русской протоплиты представлены ассоциациями депрессионно-грабеновых обстановок, слагающими Башкирское и Кваркушское поднятия, и осложняющими протоплиту прототеррейнами и комплексами сдвигово-раздвиговых (транстенсивных) зон, а также расслоенных перидотит-габбровых интрузий. Минерагения депрессионно-грабеновых ассоциаций характеризуется, прежде всего, приуроченностью к ним залежей сидерита, магнезита, полиметаллических и барит-полиметаллических руд. Залежи локализуются вблизи региональных зон деструкции, контролирующих грабеновые структуры. Другую группу составляют рудные концентрации в комплексах прототеррейнов и сдвигово-раздвиговых зон, не имеющие к геодинамике протоплиты прямого отношения. Наиболее известны залежи магнетит-кварцевых руд, которые обычно сравнивают с железистыми кварцитами, а также проявления оптического и гранулированного кварца. Соответственно сдвигово-раздвиговая зона сопровождается поясом габброидных интрузий, вмещающих пласты ильменит-титаномагнетитовых руд. Интрузии расслоенных интрузий вмещают пластовые залежи алюмохромитовых руд, содержащих платино-палладиевую минерализацию. Рудоносные интрузии расчленены на блоки и будины, что обусловлено, возможно, влиянием палеозойской коллизии.

Минерагения верхнепротерозойского Тимано-Протоазиатского эпиокеанического орогена и слагающих его тектоно-геодинамических элементов определяется тем, что он слагается ассоциациями полной геодинамической последовательности, включая ассоциации океанической коры, островных дуг, пассивных и активных протоокраин, террейнов и зон межтеррейновой аккреции и коллизии ([2, 3]. Элементы океанической коры в обнаженной части орогена проявлены незначительно и о их рудоносности можно судить условно. Более проявлены медноколчеданное и медноколчеданно-полиметаллическое оруденение, связанное с элементами энсиматических островных дуг. В осадочных комплексах пассивной перикратонной окраины промышленные рудные концентрации не выявлены, но отмечаются минеральные находки алмазов и россыпи со знаками золота. Трудно оценить продуктивность комплексов активной континентальной окраиной, поскольку они перекрыты палеозойскими отложениями. В свою очередь, связанные с коллизионными режимами комплексы сопровождаются молибден-вольфрамовым, редкометально-полиметаллическим, полиметаллическим, золотым оруденением. Размещение рудных концентраций определяется строением коллизиолнных ассоциаций, контролируемых швами сочленения древних террейнов.

В сложении восточного эпиокеанического сектора Уральского палеозойского орогена образования докембрия в виде в разной степени метаморфизованных комплексов участвуют в сложении тектоно-геодинамических элементов, которые отвечают экзотическим террейнам древней коры и включающим их структурным ансамблям [4]. В состав таких ансамблей входят внутритеррейновые гранитные плутоны, палеозойские отложения чехла террейнов, а также надвинутые на них покровы палеозойских пород. Границы отдельных террейнов и отмеченных структурных ансамблей представлены аккреционно-коллизионными швами сложного строения.

Минерагения террейнов древней коры определяется особенностями первичного их состава, а также структурного положения в сложении палеозойского орогена и соотношения с синколлизионными образованиями. На этой основе минеральные концентрации, выявленные в пределах террейновых блоков, подразделяются на додеструкционные, синколлизионные и постколлизионные. Додеструкционные минеральные концентрации связаны с процессами, которые проявлялись в литосферных плитах, от которых при деструкции отделялись их фрагменты. В частности, в террейнах палеозойского орогена к ним отнесены, титаномагнетитовые руды в апогаббровых амфиболитах, а также проявления медно-никелевой минерализации в коматеитовидных образованиях. По-видимому, к этой группе можно отнести скопления антофиллит-асбеста, вермикулита и талька, как продуктов метаморфических преобразований древних ультрамафитов и базитов. Синколлизионная минерагения формировалась в связи с коллизионными процессами, которые сопровождали становление террейнов древней коры в структуре орогена. К ней отнесены редкометальная, золоторудная, кварц-самоцветная и другие типы минерализации, сопровождающие образование

внутритеррейновых синколлизионных гранитоидов. Существенное значение имеют также редкометальные проявления и золоторудные концентрации в ассоциации с сульфидами, арсенидами и теллуридами в ограничивающих террейны аккреционно-коллизионных швах. Постколлизионная минерагения проявляется преимущественно в осадочных комплексах чехла террейнов и имеет ограниченное развитие.

Литература

1. *Нечеухин В. М.* Эпиокеанические и эпикратонные палеогеодинамические системы и плитотектоническая металлогения Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: УрО РАН. 2007. С. 40-62.

2. *Нечеухин В. М., Душин В. А.* Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Северной Евразии / Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 40-42.

3. *Нечеухин В. М., Краснобаев А. А., Соколов В. Б.* Террейны древней континентальной коры в аккреционно-коллизионных структурах Урала // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 5. С. 655-657.

Геологическое строение и оруденение приграничных площадей Западной Карелии и Финляндии

Нилов М.Ю., Кулешевич Л.В., Юдин С.Н.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: nilov@krc.karelia.ru; kulushev@krc.karelia.ru

Зеленокаменный пояс (ЗП) Ялонвара-Хатту-Тулос – субмеридиональная линейная структура, прослеживаемая с территории В. Финляндии на широте оз. Севяярви на приграничную площадь З. Карелии. Возраст вмещающих пород на финской территории, не превышает 2,74-2,76 млрд. лет, а их формирование в основном связано с окраинно-континентальным вулканизмом с накоплением вулканогенно-осадочных и турбидитовых формаций, и лишь в районе Пампало выделяются океанические последовательности с коматиитами [1]. Материалом для накопления осадков были также и более древние породы Карельского кратона, о чем свидетельствуют находки окатанных цирконов более раннего возраста. В ЗП Хату были обнаружены многочисленные золоторудные проявления, что явилось главной причиной постановки и проведения геолого-геофизических работ в Карелии, выполненных Карельской ГЭ и ИГ КарНЦ РАН. Результаты этих работ [2-3] и материалы по [1] позволили построить геологическую карту, провести корреляцию стратиграфических и интрузивных комплексов и связанного с ними оруденения.

Корреляция неоархейских (лопийских) вмещающих толщ приграничных площадей. Сравнение состава лопийских образований Северной Приграничной площади с толщами северной части пояса Хату (провинция Иломантси) было проведено по доменам Кульюнки, Хоско и в СВ его части – с доменом Пампало (табл. 1). Возраст вмещающих толщ, представленных литотипами формаций Тиитталанваара и Сиваккоеки, равен 2761 и 2754–2744 млн. лет. Северная ветвь ЗП включает формации Сиваккоеки, Хоско, Тиитталанваара и Кульюнки, которые переходят на территорию Карелии в пределах участка Приграничного Северного.

Формация Сиваккоеки слагает антиклиналь в обрамлении массива тоналитов Тасанваара, она представлена последовательностью 1–11 (№ по [1]): пелитовыми и песчаниковыми осадками, в том числе, с обломочными компонентами, аренитами, конгломератами, метаандезитами, агломератами, массивными дацитами, сланцами по слоистым и кристаллокластическим туфам, шаровыми и брекчиевидными лавами, полевошпатовыми пелитами, сульфидсодержащими черными сланцами, выделяющимися в магнитных и электромагнитных полях. Слоистые и шаровые текстуры осадков и лав предполагают их накопление в морском мелководном близконтинентальном бассейне. Лапилли и кристаллокластические туфы подчеркивают взрывной характер вулканизма. Переходит на российскую территорию в северной части площади.

Корреляция вмещающих и интрузивных пород ЗП Хатту и участка Приграничный Северный

Геологический элемент сопоставления	СВ часть ЗП Хатту, домены Кульюнки, Хоско, Пампало [1]	Участок Приграничный Северный Ялонваарского ЗП [2, 3]
Лопийские вмещающие толщи	Формации Сиваккойоки (1–11), Хоско (12–23), Кульюнки (41–50), Тииталанваара (24-26): пелиты, аренитты, граувакки, конгломераты, вулкано-кластические осадки, реже лавы и туфы среднего и кислого состава, в меньшем объеме полосчатые гранат-грюнерит-кварц-магнетитовые сланцы, реже основные вулканиты, сульфид- и углерод-содержащие сланцы. Формация Пампало (27–33): метабазальты, граувакки, конгломераты, сланцы по коматиитам.	Метаморфизованные осадки, конгломераты, андезиты, базальты, реже коматииты, черные и сульфид-содержащие сланцы, сланцы по туфогенно-осадочной толще кислого-среднего состава.
Протерозойские толщи	Нет.	Конгломераты, вариолитовые андезибазальты, туфы, осадки.
Возраст лопийских литотипов	2,75 млрд. л. (По циркону: 2761, 2754–2744 млн. л. Sm/Nd метод: смешение с материалом более древнего источника, но не древнее 3,0 млрд. л.).	Нет данных.
Сингенетичное оруденение	Сульфидная минерализация в углеродистых сланцах и осадках. Магнетитовые кварциты, сланцы (BIF).	Вкрапленные колчеданы (в небольшом объеме), магнетитовые кварциты, сланцы
Условия и геодинамическая обстановка формирования осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов	(1–11) накопление в мелководном бассейне вблизи окраины континента, взрывной андезидацитовый вулканизм. (12–23, 24–26) – турбидиты и частично вулканогенно-осадочные отложения. (41–45) – турбидиты, осадки, конгломераты, лахары вблизи окраины континента. (24–33) – морской бассейн.	Вулканогенно-осадочные толщи мелководных бассейнов (обстановки накопления четко не проанализированы).
Базит-гипербазитовый магматизм	AR комплекс: габбро, габбро-пироксениты. PR компплекс: габбро-долериты.	AR комплекс: габбро. PR комплекс: габбро-долериты, пироксениты, оливиновые пироксениты.
Порфировые дайки	Плагиопорфиры, к-с Пампалонуро.	Плагиопорфиры.
Интрузивные гранитоидные комплексы	Тоналиты к-са Куйттила, Корпиваара (Kot), гранодиориты, гранит-порфиры, К-граниты, монцодиориты к-са Койтери (Ktg), К-метасоматиты,	Тоналиты, гранодиориты, плагиогранит-порфиры, Na-K-гранит-порфиры, субщелочные диориты, кварцевые диориты, К-граниты.
Возраст гранитодных интрузий	По южной части пояса: Куйттила – 2745 млн. л., Тасанваара – 2748 млн. л. Силвеваара – 2757 млн. л. Вилуваара – 2750 млн. л. Погоста – 2724 млн. л.	Нет данных.
Сдвиговые зоны	1. AR: ССВ, СЗ, реже СВ (на месторождении Вард) в обрамлении гранитоидных массивов; 2. PR: СЗ.	1. AR: ССВ; 2. PR: СЗ.
Метаморфизм	Амфиболитовая фация (андалузит-кианитовый тип).	Лопийские толщи: амфиболитовая фация; протерозойские: зеленосланцевая
Околорудные изменения и метасоматоз в шир-зонах	В тоналитах, гранодиоритах, средних и кислых толщах и на контактах даек развиты серицит, биотит, альбит, К-полевой шпат, эпидот, иногда гранат, турмалин, шеелит, карбонат, хлорит. На контакте с золото-сульфидно-кварцевыми реже карбонат-кварцевыми прожилками развиты серицит, биотит, альбит, карбонат, хлорит.	1. В гранитоидах и вмещающих толщах: ранние изменения – щелочные калишпатовые, грейзенизация, поздние – кварц-серицитовые (до гумбеитов). 2. В основных толщах и габбро развиты эпидот и биотит. 3. В субщелочных гранитоидах и наложенные на вмещающие толщи по зонам – альбит-микроклиновые метасоматиты.
Эпигенетическое оруденение	1. Молибденит, шеелит, сульфиды полиметаллов, турмалин-кварцевое прожилковое. 2. Сфалерит-халькопирит-пирротиновое в сланцах. 3. Золото-сульфидное (с пиритом и теллуридами) в шир-зонах измененных тоналитов и на их контактах во вмещающих толщах (реже с арсенопиритом).	1. Молибденит. 2. Золото-сульфидное вкрапленное в гранитоидах и метасоматитах шир-зон. 3. ЭПГ в дайках габбро-долеритов. 4. Редкоземельное с P, Ti, магнетитом в щелочных метасоматитах.
Рудоконтролирующие структуры	1. Зоны рассланцевания в ореоле тоналитов и гранодиоритов к-сов Куйттила и Вилуваара и на контакте с дайками (AR). 2. Сдвиговые зоны (рассланцевание и метасоматоз, AR).	1. Зоны рассланцевания в ореоле тоналитов, гранодиоритов и на контактах с дайками (AR). 2. Сдвиговые зоны (рассланцевание и метасоматоз, AR). 3. Габбро-долериты (PR).
Рудопроявления и участки с рудной минерализацией	В приграничной полосе: р-я Валкеасуо и Корпилампи.	Р-е Кадилампи, минерализация участков Каппала, Куслокки и др.
Геохимические ореолы	Au, Mo, Bi, Te, W, B, As, Ag, Cu, Se, Pb, Zn.	Au, Ag, Cu, Mo, Te, Se, As, Bi, Zn, Pb. [3]
Содержание золота: 1 – в ореолах; 2 – в рудных телах	1. 0,1–0,25 г/т; 2. 1–48 г/т.	1. 0,01–0,1 г/т; 2. 1–5,3 г/т [3]

Формация Хоско обрамляет с юга массив гранитов Картица и представлена последовательностью (12–23), в которой развиты измененные, мелкозернистые, ритмичнослоистые, кластические полевошпатовые осадки (серицитовые арениты), выделяемые как турбидиты. В средних частях (14–19) разреза развиты более зернистые осадки и в незначительном количестве измененные фельзитовые лавы. Верхняя пачка (21–23) сложена рассланцованными основными шаровыми лавами и актинолит-тальк-хлоритовыми сланцами по ультраосновным породам.

Формация Тииталанваара протягивается до оз. Кадилампи в Карелии. Она представлена последовательностью (24–26), обрамляет тоналиты Корпиваара и домен Пампало и включает гранат-грюнерит-кварц-магнетитовые полосчатые толщи (BIF), граувакки, метабазальты, несортированные полимиктовые конгломераты (26). Она коррелируется с толщами, содержащими магнетит на участках Шаверки-1 и Каппала.

Формация Пампало представлена последовательностью (27–33). Она включает граувакки, кластические осадки, конгломераты с обломками среднего и кислого состава, туфы, метабазальты, тальк-тремолит-хлоритовые сланцы по коматиитам, прорывается габбро. Толща, прослеживается к СВ до оз. Кадилампи в Карелии.

Формация Кульюнки (41–50) образует синклинальную структуру между лейкогранитами Нарва и массивом Картица и представлена пелитами, граувакками, турбидитами, отчасти вулканокластическими осадками, брекчиями, лахарами (с обломками пород кислого и среднего состава размером до 30 см), полимиктовыми конгломератами, переотложенными эпикластическими осадками, сланцами с порфиробластами микроклина. Для верхних частей последовательности (47, 49–50) характерна повышенная магнитность за счет присутствия сульфидов и магнетита (BIF) с порфиробластами граната, либо амфибола.

Интрузивные комплексы гранитоидов. На финской территории непосредственно к российской границе примыкает массив *гранодиоритов Хойкан Килкейнен* (Hkg), близкий по составу и времени образования комплексу Вилуваара (2750±200 млн. лет). Он представлен серыми гранодиоритами с порфировыми вкрапленниками К-полевого шпата размером до 3–4 см. Массив прослеживается вплоть до оз. Кадилампи в Карелии, сопровождается порфировыми дайками и нами коррелируется с гранитами массива Кадилампи (dTa -150÷-200 нТл), которые контрастно выделяются среди вмещающих магнетит-содержащих пачек и толщ среднего состава. Присутствующая в грейзенизированных гранитах вкрапленно-прожилковая минерализация (молибденит и другие сульфиды) не отражаются в геофизических полях по причине их малой концентрации и вкрапленного характера распределения по непроводящей массе, но возможно ожидать увеличение поляризуемости при увеличении концентрации сульфидов.

Тоналиты Корпиваара (Kot) образуют небольшой плутон на ЮВ площади Хоско и Кульюнки, южнее границы с Карелией. Они представлены серыми средне- и равномернозернистыми, либо порфировыми с вкрапленниками плагиоклаза (до 1 см), биотитовыми тоналитами. Он сопоставляется с комплексом Куйттила (2745±11÷2748±6 млн лет), сопровождается сближенными дайками плагиопорфиров, гранит-порфиров и телами типа Пампалонуро. Им соответствует 1-ая фаза массива Кадилампи в Карелии.

К-граниты Картица (Kag) тянутся вдоль СВ границы провинции Иломантси и переходят на территорию Карелии в районе одноименного озера, прослеживаются на север на участках оз. Каппала, Солуха и западнее Куслокки. Породы розовато-серые, мелкозернистые, рассланцованы, содержат порфиробласты К-полевого шпата, кварц, плагиоклаз, мусковит, биотит. Сопровождаются интенсивным К-метасоматозом.

Двуслюдяные турмалин-содержащие *лейкограниты Нарва* (Nag) образуют вытянутый синкинематический плутон. Он прослеживается на российскую территорию в районе р. Хаапайоки. Разнозернистостые породы (от аплитовидных до пегматоидных и собственно пегматитов), сложены плагиоклазом, кварцем, К-полевым шпатом, мусковитом, биотитом, содержат ксенолиты рассланцованных вмещающих пород, гранат. Возраст по монациту подобных им лейкогранитов Луканваара 2696 млн лет.

Субщелочной комплекс Койтери (Ktg) образует крупный плутон, расположенный в СЗ части площади и секущий вмещающие толщи и мигматиты. Породы представлены рассланцованными крупнозернистыми монцонитами и К-гранодиоритами, серого цвета с вкрапленниками К-по-

левого шпата (до 5–6 см), содержат клинопироксен, роговую обманку, биотит, магнетит. Монцониты имеют повышенную магнитность.

На финской территории выделяются также узкие *высокомагнитные тела магнетит-пироксен-содержащих пород,* фиксируемые по результатам аэромагнитной съёмки [1]. Они могут коррелироваться: с телами габбро-пироксенитов или с магнетит-содержащими щелочными метасоматитами на участках Шаверки-1 и Каппала.

Оруденение. В приграничной полосе на финской территории известны месторождения Валкеасуо и Корпилампи и небольшие проявления. Они содержат Au, Mo, Bi, Te, W, B, As, Ag, Cu, Se, Pb, Zn. В ореоле рудных тел концентрация золота достигает десятые г/т (0,1–0,25 г/т), рудные тела содержат до 1–48 г/т Au.

В приграничной площади в Карелии по результатам исследований [3] были выделены несколько участков (Кадилампи, Каппала, Шаверки, Куслокки и некоторые др.), перспективных на благородные металлы (Au, ЭПГ, Mo). Благодаря литогеохимическому опробованию, были установлены первичные и вторичные ореолы рассеяния (Au 0,2 г/т): участки южнее оз. Куслокки, Киви, Ниж. Айттоярви (Cu, Zn), Кайдолампи (Au и Zn, Se), Перти (Cu, Zn, Ag до 112 г/т, Mo, Sb, As).

Перспективы участка Кадилампи-2 связаны с габбро-долеритами (PR1): в рудах количество титаномагнетита составляет 10–25 %, (FeO+Fe2O3) до 18,9 %, TiO2 до 3,66 %, V до 0,6 %, P2O5 до 0,36 %, Cu до 0,09 %, ЭПГ и Au в сумме до 0,1–0,48 г/т. Южнее в габбро-долеритах оз. Вуоттоярви - ЭПГ до 0,4 г/т, Au до 1 г/т.

На участках Кайдолампи, Кадилампи-1, Горный, Солуха, Куслокки большинство геохимических аномалий сосредоточено в субмеридиональной зоне, которую можно выделить как наиболее перспективную полосу протяженностью около 12 км при ширине до 300 м - шир-зону Кадилампи–Куслокки [3]. На участке Горном развиты щелочные метасоматиты, они содержат магнетит, сфен, апатит и секутся сульфидно-кварцевыми прожилками (геохимические аномалии совмещают химические элементы разных генетических типов минерализации). Метасоматиты хорошо выделяются по данным магниторазведки (по аномалиям dTa) и геохимии (по Mo, Au, Cu, Se, Te, Zn, Sb и P). Содержание Au достигает 0,34 г/т, Cu – 0,65 % (С-113); концентрации P до 3 %, Cu 0,17 %, Se 1,48 г/т (С-115). Зоны с халькопирит-молибденит-кварцевой вкрапленно-прожилковой минерализацией содержат Mo 0,017 %, Cu 0,1 %, Au 0,13 г/т.

К центральной части гранитного массива участка Кадилампи-1 приурочена кварцевая штокверковая зона с вкрапленной сульфидной минерализацией, представленная молибденитом, халькопиритом, пиритом, пирротином, сульфидами полиметаллов, шеелитом, золотом. Штокверковая зона (мощность около 100 м) представлена прожилками двух доминирующих направлений – СЗ и ССВ. Они содержат кварц с турмалином и сульфидами (молибенит, пирит, халькопирит). Молибденитовая минерализация (1–1,53 % Mo) в западной части участка сменяется золото-халькопирит-пиритовой (с Au 0,3-5,3 г/т, Cu, Se, Te).

Благодаря комплексным геолого-геофизическим исследованиям, проведенным на приграничной площади, прослежено продолжение свит северной части ЗП Хатту на российскую территорию, оконтурены гранитоидные массивы, выявлены высокомагнитные породы – магнетит-содержащие сланцы, дайки габбро-долеритов и щелочные метасоматиты с магнетитом. С габбро-долеритами связано титаномагнетитовое оруденение с ЭПГ и Au. К штокверку массива Кадилампи приурочена молибденитовая и золото-сульфидная минерализация. Он по своим геохимическим свойствам сопоставим с комплексами Куйттила и Вилуваара. В пределах площади установлены проявления золота Куслокки, Шаверка, Солуха, Кадилампи, Горное, Каппала. Массив Кадилампи и шир-зона Кадилампи–Куслокки представляются наиболее перспективными для обнаружения золото-сульфидной минерализации, выделяемой по аномалиям повышенного сопротивления. Щелочные метасоматиты с комплексной минерализацией хорошо выделяются в магнитном поле.

Литература

1. *Geological development*, gold mineralization and exploration methos in the Cate Archean Hattu Shist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Ed. by Pekka A. Nurmi and P. Sorjonen-Ward // Geological Survey of Finland. Sp. paper 17. Espoo. 1993. 386 p.

2. *Нилов М.Ю., Юдин С.Н., Кулешевич Л.В.* Геологическое строение и гефизические исследования Северной Приграничной площади зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Тулос // Гелология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. Вып. 9. 2006. С. 100-120.

3. *Юдин С.Н.* Информационный отчет о результатах поисков месторождений золота и МПГ на участке Приграничный Северный в пределах гранит-зеленокаменной области Ялонвара–Иломантси за 2004 г. Петрозаводск. ТГФ. 2004.

Докембрийские кимберлиты Восточно-Европейского кратона

Носова А.А.[1], Кононова В.А.[1], Самсонов А.В.[1], Ушков В.В.[2]

[1] ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail: nosova@igem.ru
[2] ГУП РК «Карельская ГЭ», г. Петрозаводск

Подавляющее большинство известных в Мире проявлений кимберлитов имеют фанерозойский возраст. Однако практически на всех древних кратонах известны единичные раннедокембрийские проявления алмазоносных ультраосновных пород, и в существенно большем количестве – позднедокембрийские.

Для архейского времени характерны алмазоносные породы коматиитового типа, а для палеопротерозоя – в большей степени кимберлитового. Палеопротерозойские кимберлиты установлены в Западной Африке (Габон, район Mitzic, 1.9-2.0 млрд. лет) и Южной Африке (Kuraman, 1.6-1.7 млрд. лет), в Австралии (Brockman Creek, 1.9 млрд. лет, и Turkey Well, 2.2 млрд. лет) и др.

Позднедокембрийские кимберлиты Южной Африки представлены в том числе такими высокопродуктивными трубками как Премьер (около 1200 млн. лет) и Венешиа (530 млн. лет), в Индии - Анантапур, (около 1100 млн. лет), в Австралии – Aries (около 1200 млн. лет). Это краткое перечисление показывает, что минерагенический потенциал докембрийских кимберлитов может быть весьма высоким.

Восточно-Европейская платформа в отношении проявлений докембрийских кимберлитов не является исключением среди древних кратонов: в ее пределах помимо промышленно-алмазоносных девонских кимберлитов Архангельской провинции, установлены докембрийские кимберлиты и лампроиты трех возрастных уровней. Эти возрастные уровни отвечают относительно коротким временным интервалам, в течение каждого из которых кимберлитовые проявления квазисинхронно формировались в различных частях платформы. Наиболее ранние проявления датируются *поздним палеопротерозоем* (около 2000 и 1800 млн. лет назад). Следующий момент проявления внутриплитного магматизма этого типа - *мезопротерозой* (средний рифей, около 1200-1100 млн. лет назад). Затем последовал *неопротерозойский* импульс кимберлитового магматизма (с возрастом около 600 млн. лет назад). Таким образом, докембрийские кимберлитовые проявления Восточно-Европейского кратона (ВЕК) имеют палео-, мезо- и неопротерозойский возраст.

Возраст и геодинамическая обстановка формирования. *Неопротерозойские* проявления кимберлитового магматизма на ВЕК представлены полями Каави-Куопио и Куусамо в Восточной Финляндии [11]. Они входят в число кимберлитовых проявлений обширной области пассивной окраины океана Япетус, открывшегося в ходе распада суперконтинента Родинии. Кимберлиты, связанные с этой геодинамической обстановкой, известны в пределах Востока Канады (проявления Torngats, Otish, 630-550 млн. лет) и Западной Гренландии (проявления Maniitsoq 564 млн. лет, Sarfartoq, около 600 млн. лет и др.). Кимберлитовые проявления сопровождаются развитием даек, силлов и покровов ультраосновных лампрофиров (ULM), иногда содержащих микроалмазы.

Кимберлиты Каави-Куопио имеют возраст 589–626 млн. лет (U-Pb определения по перовскиту; O'Brien, Tuni, 1999; 12], а для кимберлитов Куусамо аналогичным методом установлен возраст 759± 15 и 757± 2 млн. лет [11]. Алмазоносность кимберлитов Каави-Куопио не достигает промышленного уровня (только в нескольких трубках установлены содержания до 0,14-0,41 карат/т), подавляющая часть кристаллов сильно резорбирована и доля камней ювелирного качества невелика [16]. В отдельных телах кимберлитов Куусамо установлены микроалмазы [11].

В пределах российской части ВЕК кимберлиты этого возраста не установлены. Однако в Архангельской алмазоносной провинции (ААП), на Зимнем Берегу [7] и в Юго-Восточном Беломорье известны проявления ультраосновных лампрофиров (туфы, туффиты, маломощные покровы и жилы), приуроченные к поздневендским отложениям. Эти лампрофиры, вероятно, представляют восточное продолжение обширной неопротерозойской провинции щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма, охватывающей север Канады и Скандинавии, и включающей упомянутые выше кимберлитовые проявления. В таком случае территория ААП может быть перспективна на обнаружение вендских кимберлитов.

Кроме того, нельзя исключать возможности обнаружения неопротерозойских кимберлитовых проявлений в связи с щелочно-ультраосновным магматизмом Западного склона Среднего Урала, где для щелочных пикритов кусьинского, шпалорезовского, благодатского и др. комплексов предполагается глубинный мантийный источник, возможно алмазной фации [3, 5].

Мезопротерозойские лампроиты и кимберлиты были сформированы в северной части ВЕК в среднем рифее, около 1235 млн. лет назад, когда внедрились многочисленные дайки и трубки алмазоносных лампроитов, кимберлитов и ультраосновных лампрофиров (айлликитов) в области Костамукша-Кухмо-Лентиира в западной части Карельского кратона. Лампроиты Костомукшского проявления имеют возраст 1230 ± 5 млн. лет, (Rb-Sr метод, [1]), а для пространственно сближенных с ними лампроитов Кухмо-Лентииры возраст отдельных даек оценивается в 1250 млн. лет (U-Pb метод по перовскиту; [12]).

В близком временном интервале сформировано Черкасское проявление в южном архейском блоке на Украинском щите. Для псевдолейцитовых лампроитов Черкасского проявления проведенное нами [4] изучение изотопного состава породы позволило приблизительно ограничить ее возраст интервалом 1100–1200 млн. лет (благодаря высокому отношению $^{87Rb}/_{86Sr}$ в породе, равному 4.32).

Мезопротерозойский этап, для которого в Мире известны высокопродуктивные кимберлиты (Премьер), коррелируется с распадом суперконтинента Колумбия около 1200 млн. лет назад, когда рифтогенные процессы охватили и территорию ВЕК. В раннем мезопротерозое, когда Балтика входила в состав этого суперконтинента, составляющие ее континентальные домены находились в восточной (в современных координатах) части Колумбии и представляли единое целое с блоками Лаврентии, Амазонии, и, возможно, Сибири ([14, 2]. В начале среднего мезопротерозоя на крайнем западе ВЕП начинают проявляться события рифтогенного типа – развитие грабенов, формирование дайковых роев [9]; максимум рифтогенеза приходиться на поздний мезопротерозой (1270-1230 млн. лет) и его связывают с воздействием крупного плюма [10].

Наиболее ранние проявления кимберлитового магматизма ВЕК датируются *средним палеопротерозоем* (около 2000 млн. лет); они представлены Кимозерским проявлением алмазоносных кимберлитов. Палеопротерозойские проявления лампроитов известны также в южной части ВЕК, в Кировоградском блоке Украинского щита. Дайки лампроитов Кировоградского проявления были датированы возрастом 1770 ± 9.4 млн. лет (по валовой пробе и флогопиту основной массы породы, [8]).

Кимберлиты Кимозера, наиболее вероятно, формировались 1986±4 млн. лет назад (U-Pb датировка методом TIMS мантийных цирконов из кимберлитов, [6]. Кимберлиты содержат кристаллы и обломки кристаллов алмазов крупнее 1мм [17], но промышленная значимость проявления Кимозеро пока не ясна.

Внедрение кимберлитов происходило в обстановке формирования пассивной окраины и предшествовало раскрытию Свекофенского океанического бассейна, связанного с распадом суперконтинента Кенории. Вероятно, оно было синхронно становлению крупной трапповой провинции, представленной покровами, силами и дайками базитов Онежской структуры, Печенги и их аналогов [15].

Таким образом, представляется, что формирование всех известных докембрийских кимберлитов ВЕК синхронно процессам распада суперконтинентов. Это отличает их от палеозойского кимберлитового магматизма ВЕК, который проявился в девоне, в период активных орогенических процессов в обрамляющих кратон мобильных поясах. Эти процессы привели к объединению Балтики и Лаврентии, образовали континент Лавразию около 0.4 млрд. лет назад, и, в конечном итоге, сформировали суперконтинент Пангею.

Сравнительная характеристика докембрийских и девонских кимберлитов ВЕК. Геологический характер докембрийских кимберлитовых проявлений весьма схож: типичны дайковые тела и небольшие диатремы (до 1,0 -1,5 га) вытянутой формы. В фациальном отношении преобладают гипабиссальные (порфировые) кимберлиты и кимберлитовые брекчии; небольшое число неопротерозойских диатрем выполнены автолитовыми кимберлитовыми брекчиями (Каави-Куопио) и автолитовыми кимберлитами (Куусамо). Отмеченные особенности отражают глубокий эрозионный срез, который вскрывает преимущественно прикорневые части кимберлитовых построек. Кратерные фации, в том числе переотложенные кимберлитовые туффиты, сохранились в Кимозерском проявлении благодаря локальным особенностям тектонической структуры. В этом отношении докембрийские кимберлиты ВЕП значительно отличаются от фанерозойских Архангельской провинции, где эрозионным срезом вскрыты преимущественно диатремовые и часто кратерные фации.

Существенны различия кимберлитов по составу макрокристов и минералов-спутников. Для неопротерозойских кимберлитов их набор аналогичен типичному для фанерозойских разностей: пиропы, в том числе G10 типа, Mg-ильмениты, Cr-диопсиды, Cr-шпинелиды, однако в них практически отсутствуют макрокристы флогопита [11]. Для палеопротерозойских кимберлитов (Кимозеро) характерны прежде всего флогопиты, Cr-шпинелиды и муассониты, в меньшей степени Cr-диопсиды, рутилы, редко пиропы.

Поскольку ассоциация ксенокристов в кимберлитах определяется характером мантийного метасоматоза - составом и температурой астеносферных расплавов, генерируемых плюмом, и особенностями строения и состава литосферной мантии, с которой они взаимодействуют, то различия в их составе могут отражать изменение стиля мантийного метасоматоза при переходе от раннего докембрия к позднему докембрию и фанерозою. Наиболее ранние кимберлитовые расплавы, сформировавшие проявление Кимозеро, происходили из более высокотемпературной раннедокембрийской астеносферной мантии и взаимодействовали с со сравнительно «примитивной» литосферой, сформированной к концу архея и претерпевшей к моменту внедрения кимберлитов лишь один эпизод андерплейтинга около 2,5 млрд. лет назад. Поэтому особенности ксенокристов из наиболее древних кимберлитов Кимозера могут быть связаны со спецификой стиля мантийного метасоматоза в раннем докембрии и состава «досвекофенской» литосферы.

Особенности петрохимического состава позволяют отнести неопротерозойские кимберлиты к умеренно- и высокотитанистому типам, тогда как раннедокембрийские метакимберлиты характеризуются пониженными содержаниями титана. Геохимические характеристики неопротерозойских кимберлитов Каави-Куопио и Куусамо в общем сопоставимы с таковыми кимберлитов группы I Южной Африки, но несколько различаются между собой, в частности значительно более высоким Nb/Zr отношением в первых [13; 11]. Заметим, что аналогичные различия наблюдаются и между кимберлитами Золотицкого и Кепинского полей Архангельской провинции.

Геохимия палеопротерозойских метакимберлитов соответствует их низкотитанистому составу – они обеднены высокозарядными элементами и тяжелыми РЗЭ. В целом их геохимические особенности сопоставимы с высокоалмазоносными кимберлитами трубки им. Гриба Архангельской провинции и трубками Накынского поля Якутской провинции.

Sr-Nd изотопные характеристики неопротерозойских кимберлитов сходны с кимберлитами группы I по изотопному составу Sr, но значительно отличаются менее радиогенным составом Nd (εNd(T) около -1 ...+3; [13]). Изотопные параметры палеопротерозойских метакимберлитов Кимозера соответствуют величинам εNd(T) в пределах от 0 до -1 при низкорадиогенном изотопном составе Sr, который характеризуется величинами $^{87}Sr/^{86}Sr$ в пределах 0,701-0,703 [6]. Таким образом, имеет место определенное сходство Sr-Nd изотопных параметров докембрийских кимберлитов. В тоже время они отличаются от кимберлитов ААП как золотицкого типа, для которых эти параметры отвечают значениям, «переходным» между кимберлитами I и II групп, так и кепинского типа, близких к кимберлитам группы I. Мезопротерозойские лампроиты имеют такой же низкорадиогенный изотопный состав Sr как и докембрийские кимберлиты, но характеризуются значительными отрицательными величинами εNd (-8...-9; [13]).

Наблюдаемые различия докембрийских и фанерозойских кимберлитов севера ВЕК отражают эволюцию характера мантийных источников и особенностей литосферной контаминации ким-

берлитов, многократно внедрявшихся в пределах небольшого Карельского кратона на протяжении около 1.5 млрд. лет. Последовательность рифтогенных и орогенных событий (свекофенских, гренвильских, кадомских) на протяжении 2 млрд. лет приводила к трансформации состава литосферной мантии Карельского кратона; соответственно кимберлитовые расплавы более позднего возраста в краевой части кратона взаимодействовали с мантийной литосферой более сложной по составу и строению. Кроме того, можно полагать, что специфику раннедокембрийского кимберлитового мантийного метасоматоза определял также вклад в плюмовые расплавы архейской субдуцированной коры, ультрадеплетированной по сравнению с позднедокембрийскими и фанерозойскими слэбами.

Минерагенические перспективы. Докембрийские кимберлиты ВЕК являются алмазоносными, однако промышленно-алмазоносные разности среди них пока не установлены. Минерагенические перспективы докембрийских источников алмазов российской части севера ВЕП могут быть связаны: 1) с раннедокембрийскими проявлениями метакимберлитов типа Кимозеро 2) с обнаружением неопротерозойских кимберлитовых тел – возрастных аналогов объектов, известных в Восточной Финляндии, Западной Гренландии, Квебеке, и 3) с поисками древних некимберлитовых проявлений алмазов в вулканокластических ультрабазитовых (коматиитовых) породах (проявления типа Вава, Дачин).

Исследования поддержаны Программой ОНЗ РАН № 2 и грантом РФФИ № 08-05-00904.

Литература

1. Беляцкий Б.В., Никитина Л.П., Савва Е.В. и др. Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // Геохимия, 1997, № 6, с. 658-662.

2. Богданова С.В. Восточно-Европейский кратон: от палеопротерозойской Нуны (“Nuna”) к мезопротерозойской Родинии (“Rodinia”) /Фундаментальные проблемы геотектоники. Т.1. М.:Геос. 2007. С. 88-91.

3. Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П. Магматические комплексы пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: Пермский госуниверситет, 2002, с. 124-146.

4. Кононова В.А., Носова А.А., Первов В.А., Кондрашов И.А. Вариации составов кимберлитов Восточно-Европейской платформы как отражение сублитосферных геодинамических процессов // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 5. С. 662-667.

5. Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера, 205, №4. С.42-69.

6. Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б. и др. Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских метакимберлитов Кимозерского проявления (Центральная Карелия). Мат-лы IV Росс. конф. изотоп. геохронол. СПб. 2009. С.158-161.

7. Щукин В.С., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л. Поздне вендский ареальный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция)//Глубинный магматизм и проблемы плюмов. М.:Наука, 2002. С. 151-165.

8. Юткина Е.В., Кононова В.А., Цымбал С.Н. и др. Изотопно-геохимическая специализация мантийного источника кимберлитов кировоградского комплекса (Украинский щит) // Докл. АН, 2005, т. 402, №1. С. 87-91.

9. Connelly J., Ahall K.-I. Intermittent 1.53-1.13Ga magmatism in western Baltica; age constraints and correlations within a postulated supercontinent /Precambr. Res., 1998. V. 92, P. 1-20.

10. Elming S.A., Mattsson H. Post Jotnian basic Intrusions in the Fennoscandian Shield, and the break up of Baltica from Laurentia: a palaeomagnetic and AMS study // PRECAMBRIAN RES 2001. V. 108: (3-4) P. 215-236

11. O'Brien H., Bradley J. New kimberlite discoveries in Kuusamo, northern Finland. Extended Abstract 9th IKC. 2008. A-00346.

12. O'Brien H., Lehtonen M., Spencer R., Birnie A. Lithospheric mantle in Eastern Finland: a 250 km 3D Transect // 8th International Kimberlite Conference Long Abstract. 2003. P. 1-4

13. O'Brien H.E., Tyni M. Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland // In: Proc. 7th Int. Kimberlite Conf.. 1999. V. 2. P. 625-636

14. Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S., Pisarevsky S., D’Agrella-Filho M.S., Meert J.G.,. Schmidt P.W, Abrahamsen N., Bylund G. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics 375 (2003) 289– 324.

15. Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kroner A., Kulikov V.S., Kulikova V.V., Garbe-Schonberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plumerelated continental crustal growth in the Baltic Shield, Contrib. Mineral. Petrol. 130 (1998) 134–153.

16. Tyni M. Diamond prospecting in Finland – a review. In: Papunen H. (edit.), Mineral deposits: Research and Exploration, Where do They Meet? Proceedings of the 4th SGA Meeting, 1997, P. 789-791.

17. Ushkov, V.V.; Ustinov, V.N.; Smith, C.B.; Bulanova, G.P.; Lukyanova, L.I.; Wiggers de Vries, D.; Pearson, D.G. Kimozero, Karelia; a diamondiferous Palaeoproterozoic metamorphosed volcaniclastic kimberlite / 9IKC-A-00199.

Геодинамические обстановки образования, трансформации и минерагения Уфалейского докембрийского амфиболит-гнейсового комплекса (Средний Урал)

Огородников В.Н.[1], Сазонов В.Н.[1], Поленов Ю.А.[2]

[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail*:* Sazonov@igg.uran ru
[2]Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

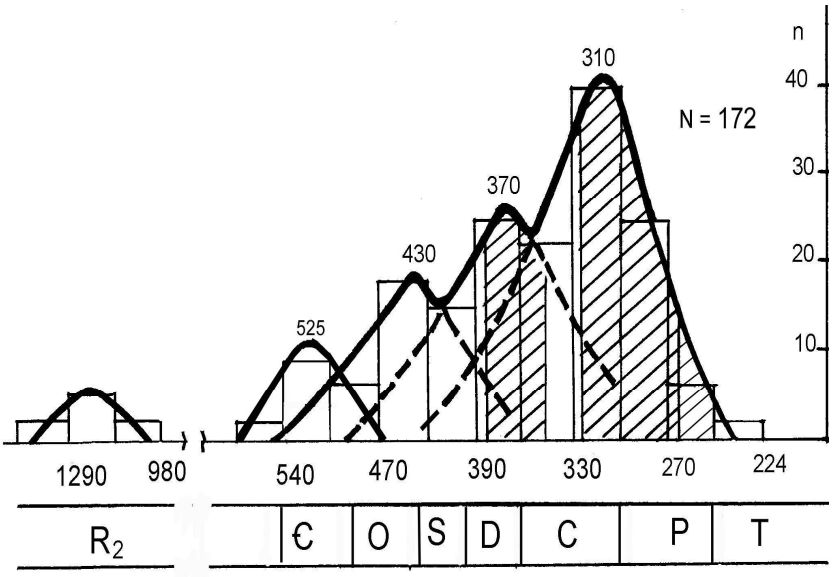
Из геологических и радиологических данных [1, 3, 5, 7, 9 и другие], материалов авторов и других исследователей следует, что в пределах Уфалейского амфиболит-гнейсового комплекса (рис.) проявились несколько этапов структурно-тектонических и метаморфических преобразований, каждый из которых сопровождался формированием вполне определенных магматических комплексов, которые в постмагматическую стадию продуцировали карбонатиты, пегматиты, разноформационные метасоматиты, кварц-жильные образования и др. (табл.).

Возрастной интервал 1,35 – 0,98 млрд. лет отвечает среднерифейскому возрасту рифтогенного преобразования блока фундамента Восточно-Европейской платформы. Минерагенические особенности среднерифейских рифтогенных структур, разделяющих архейско-нижнепротерозойские глыбы-блоки (Тараташский, Александровский, Уфалейский, Сысертско-Ильменогорский) предопределяются образованием офиолитовых ассоциаций в виде разобщенных тектонизированных фрагментов и представленных саитовским комплексом Сысертско-Ильменогорского блока, куштумгинским, куртинским и максютовским комплексами зоны Урал-Тау [4,8], породы которых вмещают ряд рудных и нерудных полезных ископаемых.

На этом этапе отмечается более интенсивная магматическая деятельность, формируется ряд крупных интрузий ультраосновного-основного состава. Они представлены стратифицированными массивами пироксенит-габбрового состава кусинско-копанского комплекса, а в районе Уфалейского блока - куртинским пироксенит-габбровым комплексом. Становление массивов сопровождается титаномагнетитово-ильменитовым оруденением.

Метаморфизм при диасхизисе связан с подъемом под большим давлением разуплотненного вещества глубинных зон мантии, внедрением и возникновением межлитосферной термальной аномалии, вызывающей высокотемпературные метаморфические преобразования комплексов кристаллического фундамента континентальной коры и верхней мантии.

Среднерифейский рифтогенный метаморфизм, соответствующий гранулитам алданской фации глубинности (парагенезисы, включающие гиперстен, диопсид, пироповый гранат), завершился процессами ультраметаморфизма [3] с образованием слюдяногорских щелочных биотитовых гнейсо-гранитов, калиевых гранитов (возраст по микроклину, биотиту 1100-1215 млн лет [7]; по цирконам из гнейсов 990-1180 млн лет [5]; различных мигматитов и анортоклазовых пегматитов с редкоземельной минерализацией, представленной иттроэпидотом, с возрастом 1100-1200 млн лет [6]. На гидротермальной постмагматической стадии образуются крупно-кристаллические кальцитовые метасоматиты, не содержащие собственных редкоземельных минералов, но концентрирующих редкоземельные элементы в в кальците 0,15-0,29 % TR_2O_3, в т.ч. 0,02-0,05 % Y, редкоземельные элементы преимущественно иттриевого состава, тогда как во вмещающих амфибол-биотитовых гнейсах сумма РЗЭ составляет 0,003-0,04%, в т.ч. 0,008-0,009 % Y, а в анортоклазовых пегматитах 0,001 % TR_2O_3, в т.ч. 0,0005 % Y .



Гистограмма распределения значений абсолютного возраста пород Уфалейского амфиболит-гнейсового комплекса. Заштрихованные области - возраст «мягкой» (ранней) и «жесткой» (поздней) коллизий

Временная сопряженность магматитов, метаморфитов, метасоматитов и оруденения Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса, образовавшихся в условиях различных геодинамических обстановок

Рифтогенная стадия (R2)	Океаническая стадия (O_1)	Островодужная стадия (O2 – S)	Ранняя коллизия (D2 – C1)	Поздняя коллизия (C_3 –P_1)
Магматизм				
Офиолитовый комплекс, метаморфизо-ванные пироксениты, горнблендиты, габброиды, щелочные граниты	Дунит-гарцбургитовая серия (альпинотипная) базальтоиды толеитового состава	Дунит-клинопироксенит-габбровая серия, нефелиновые и щелочные сиениты, граносиениты, лейкократовые, магнетитовые щелочные граниты	Плагиограниты, гранодиориты	Нормальные микроклиновые граниты
Метаморфизм				
Глубинный гранулитовой и амфиболитовой фаций, ультра-метамор-физм	Контактовый, автометамор-физм (лизарди-товая и хризотиловая серпентини-зация)	Контактовый, автометаморфизм	Зональный амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций, ультраметамор-физм	Дислокационный, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций
Метасоматоз и оруденение				
Титано-магнетиты, анортоклазовые пегматиты с редкоземель-ной минерали-зацией (иттроэпидот), кальцитовые карбонатиты	Антигоритиза-ция, хлоритизация. Хромиты, огнеупорное сырье, асбест, медные руды	Антигоритизация, амфиболитизация, карбонатизация альпинотипных ультрабазитов с образованием магнетитовых залежей и самородного золота. Альбититы с редкоземельной минерализа-цией (фергюссонит, самарскит, колумбит) Карбонатизация амфиболитов с образованием магнетитовых залежей. Перекристаллиза-ция рифейских кальцитовых карбонатитов с новообразованием магнетита, флогопита, пирротина	Слюдоносные пегматиты, метасоматические железистые кварциты, тела замещения (метасоматичес-кий кварц), кварцевые жилы перекристаллизации и выполнения. Эйситизация, березитизация- лиственитиза-ция, сопровождае-мые кварцевыми жилами с сульфидами	Керамические пегматиты, метасоматические кварциты (кианитовые, графитовые, слюдяные), кальцитовые, кальцит-доломитовые карбонатиты с флогопитом, апатитом, амфиболом, рутилом, сфеном, апатитом, ксенотимом. Жилы вторично-зернистого гранулированного кварца (кыштымский, уфалейский и егустинский типы), первично-зернис-того стекловидного кварца жил выполнения. Грейзенизация с образованием фенгита и молибденита

Полный раскол Восточно-Европейской платформы и подновление рифейских разрывных нарушений произошло в ордовике (480 млн лет). В истории развития Уральского палеоокеана в ордовике-силуре на Среднем-Южном Урале отчетливо проявились парные гипербазит-базитовые магматические комплексы. Ранний член таких комплексов – это стандартная офиолитовая триада (дунит-гарцбургит; габбро-базальт; кремнистые осадки), а поздний – постофиолитовая дунит-клинопироксенит-габбровая серия, нередко завершающаяся сиенитоидами, щелочными гранитоидами и карбонатными метасоматитами, которые несут акцессорную ниобий-редкометально-железорудную минерализацию. Постмагматическая стадия, связанная со становлением сиенитоидов и щелочных гранитов, во вмещающих амфиболитах, биотитовых гнейсах, щелочных гранитах и пегматитах проявляется в виде альбитизации и флогопитизации, которая сечет анортоклазовые пегматиты и кристаллы иттроэпидота среднерифейского возраста. С образованием альбититов связано появление редкоземельных, собственно иттриевых минералов - фергюссонита и колумбита.

Интервал 380-320 млн лет характеризует раннюю коллизию. В результате тангенциального сжатия Уфалейский гнейсово-амфиболитовый блок был сорван на нижних горизонтах и перемещен в верхние горизонты земной коры по таганайско-указарской шовной зоне смятия в западном направлении. Метаморфическая зональность среднепалеозойского этапа имеет отчетливую линейно-купольную форму, обусловленную развитием таганайско-указарской шовной зоны смятия со смещением теплового фокуса к востоку от нее. Главный коллизионный шов и Серебрянско-Слюдяногорская шовная зона представляли собой зону разуплотнения с широким развитием процессов гранитизации, мигматизации, многочисленных метаморфогенных жил перекристаллизации, сложенных грануломорфным кварцем, внедрения магматических масс тоналит-гранодиоритовой формации с формированием в надкровельном пространстве не вскрытых массивов многочисленных тел редкометальных и слюдоносных, мусковитовых пегматитов с достаточно мощными и протяженными зонами метасоматического мелкозернистого кварца, а также многочисленных кварцевых жил выполнения, сложенных гигантозернистым стекловидным кварцем. Метасоматический мелкозернистый кварц тел замещения (уфалейский тип), как и кварц-мусковитовый комплекс слюдоносных пегматитов отчетливо замещает смятые в складки карбонатные метасоматиты и сечет крупные зерна магнетита в кальцит-магнетитовых карбонатитах, с новообразованием мелких октаэдров магнетита. Образуются метасоматические тела кварц-магнетитовых кварцитов. Возраст слюды из пегматитов 330-365 млн лет. С гидротермальными образованиями плагиогранитных и гранодиоритовых интрузий, зон кислотного выщелачивания, окварцевания, концентрации редкоземельных элементов обычно не происходит [2].

Усложнение в метаморфическую зональность внесла позднепалеозойская «жесткая» коллизия (320-240 млн лет), основная роль в которой была отведена Главному коллизионному шву. Движения континентов в это время привели к почти полному поглощению палеоокеанических структур, и основной теплопоток устремился в шовную зону смятия Главного коллизионного шва, сформировав вдоль него высокотемпературное, до уровня амфиболитовой фации, высокобарическое эклогит-сланцевое обрамление Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса, и, метаморфизовав интенсивно дислоцированные толщи Маукско-Карабашской зоны на уровне низов амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В высокобарической обстановке метаморфизма формируются кварц-жильные поля гранулированного кварца, деформируются и гранулируются кварц-мусковитовые тела мусковитовых пегматитов и мигматитов. С этим этапом сопряжено возникновение гранулированного кварца за счет рекристаллизации ранних кварцевых жил стекловидного кварца, образованных в этап ранней коллизиии. Наряду с жилами гранулированного кварца в зоне влияния Главного коллизионного шва картируются кварцевые жилы сложенные стекловидным, реже молочно-белым кварцем. Этот этап сопровождался становлением микроклиновых гранитов, с которыми связано образование керамических пегматитов и поздних метасоматических кальцит-доломитовых метасоматитов с ксенотимом и имеющих вновь иттриевую специализацию. В зонах развития среднерифейских карбонатитов, наложенных на анортоклазовые пегматиты с иттроэпидотом, наблюдается перекристаллизация и новообразование крупных кристаллов иттроэпидота в гранулированном кварце, ксенотима, рутила, апатита, сфена. Возраст нормальных микроклиновых гранитов, керамических пегматитов, метасоматитов и карбонатитов 330-245 млн лет (см. рисунок).

Таким образом, Уфалейский амфиболит-гнейсовый комплекс – это сложное геологическое образование, претерпевшее неоднократную метаморфическую, структурно-тектоническую перестройку (трансформацию) с отчетливо проявленной разнообразной полигенной и полихронной минерализацией (оруденением). Поэтому при его дальнейшем изучении и освоении должны применяться адекватные подходы.

Литература

1. *Белковский А.И., Краснобаев А.А., Локтина И.Н. и др*. Состав, возраст домиаскитовых сиенитов и проблема возраста сиенит-миаскитовой формации Урала. //Уральский минералогический сборник, № 10, 2000. С. 132-141.

2. *Геология месторождений редких элементов* //Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах. Труды ВИМС, вып. 15, 1962. 106 с.

3. *Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра. 1974. 199 с.

4. *Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Парначев В.П. и др.* Офиолиты Южного Урала. Свердловск, Тр.Ильмен.запов. УрО АН СССР. 1986. 80 с.

5. *Краснобаев А.А.* Циркон как индикатор геологических процессов.//М.,Наука, 1986. 147 с.

6. *Минеев Д.А.* Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // ДАН АН СССР, 1959, т. 127, № 4. С. 865-868.

7. *Овчинников Л.Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала.//Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т.1, 1963;

8. *Парначев В.П.* Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала //Автореф. дисс…д.г.м.н., 1987. 38 с.

9. *Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Ронкин Ю.Л. и др.,* Новые данные о возрасте гранитоидов нижнеуфалейского массива //Ежегодник-2004, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 308-310.

Карта полезных ископаемых Фенноскандии (международный проект FODD)

Eilu Pasi[1], Корсакова М.А.[2] Мурадымов Г.Ш.[2] и рабочая группа FODD

[1]Geological Survey of Finland. Helsinki, e-mail: pasi eilu @ gtk. fi
[2]ГГУП «Специализированная фирма «Минерал»,
г. Санкт-Петербург, e-mail: Velikanova 45@ mail.ru

В 2008 году изданием карты металлических полезных ископаемых Фенноскандинавского щита масштаба 1:200 000 была завершена работа по созданию базы данных рудных полезных ископаемых Фенноскандинавского щита масштаба 1:2000 000 (FODD). Работа выполнялась в 2006-2007 г.г. геологическими службами Финляндии, Швеции, Норвегии и России (ГГУП «СФ «Минерал» и ВСЕГЕИ) по территории, охватившей Докембрийский щит и Каледониды. Ее создание диктовалось необходимостью выявления первоочередных перспективных объектов с целью привлечения инвестиций в этот регион, обладающий значительным рудным потенциалом, но недостаточно изученный. Регион включает значительные территории, где степень промышленного освоения полезных ископаемых является крайне низкой, в то время как рудный потенциал исключительно высок. Создание базы данных в единой информационной системе и на ее основе карты, их всесторонний анализ должны стать важным рабочим инструментом для современного изучения рудных провинций.

Финляндией, как координатором работы, была разработана структура базы данных, основанная на существующих картах и публикациях по типам месторождений рудных полезных ископаемых, их запасам, размерам и прочей информации. Каждой из участвующих сторон в предложенную структуру базы данных были внесены необходимые уточнения. В результате был выбран оптимальный перечень полей. Их список из 47 позиций приводится в таблице, из них обязательными для заполнения являются 19. В каждой стране существовали свои традиции изучения рудных полезных

ископаемых, своя терминология, поэтому расшифровка для данных каждого поля сделана так, что одни и те же особенности описаны с помощью одинаковых ключевых слов общих для всего региона. Для ряда полей, таких как «Группа металлов», «Подгруппа металлов», «Вмещающие и окружающие породы», «Возраст вмещающих пород, возраст минерализации», «Генетический тип» и др. приводятся опции, следование которым являлось обязательным. При этом использовались наиболее общепринятые международные классификации. В докладе приводятся таблицы используемых опций. Сведения в БД брались лишь из апробированных источников: балансов (для Российской части) и опубликованных баз данных стран участниц.

В FODD включались месторождения следующих металлов: Ag, Au, Be, Co, Cr, Cu, Fe, Li, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Pd, Pt, Rh, REE, Sc, Ta, Ti, U, V, W, Y, Zn и только такие их проявления, по которым имелись подсчитанные запасы или ресурсы (для российской части категории P_1 и P_2). Однако существующие российские стандарты для запасов и ресурсов и данные по ним в других Скандинавских странах не могли быть вполне сопоставимы с международными стандартами, например IORC кодом. Для определения категории месторождения различных металлов и из различных стран, запасы полезных ископаемых определялись в миллионах тонн руды, в их естественном залегании. Это позволило подразделить все месторождения на шесть категорий по размерам: «Очень большие», «Большие», «Средние», «Мелкие», «Проявления» и «Потенциально большие». Для определения границ между категориями класса была использована процедура оценки как эквивалент средней стоимости меди за 1995-2005 годы: между «Средними» и «Мелкими» как эквивалент 100 000 т меди, нижняя граница для класса «Мелкие» как 1/100 границы «Средние – Мелкие» и нижняя граница для класса «Большие» как граница «Средние – Мелкие». Такие оценки классов месторождений являются более корректными, однозначно всеми понимаемыми, что позволило при сравнительном изучении дать более объективную картину минеральных ресурсов каждой из стран, и Фенноскандии в целом.

Нужно сказать, что при такой системе оценки часть проявлений на российской части перешла в разряд мелких месторождений, т.е. значимость их возросла.

Всего в базе данных содержится информация о более чем 900 объектах полезных ископаемых для всей Фенноскандии, из них 292 в Финляндии, 154 в Норвегии, 237 в России и 259 в Швеции. При этом к месторождениям категории «Очень большие» относятся только четыре: Кирунаваара, Костомукша, Кеми и Ждановское. Крупных месторождений насчитывается больше 70, из них 40 приходится на российскую часть, 13 – на Финляндию, 14 – на Швецию и 7 на Норвегию.

На карту в силу большой ее загруженности вынесены только месторождения; проявления содержатся в базе данных.

Карта металлических полезных ископаемых, иллюстрирующая базу данных, составлена на единой модифицированной геологической основе, также созданной геологическими службами четырех стран в 2002 г., что безусловно повышает ее эффективность для использования в оценке потенциала щита и в привлечении инвестиций. На карту вынесены названия всех месторождений и их основная рудная специализация. Для районов с большой насыщенностью месторождениями (Печенга, Костомукша, Кируна и др.) сделаны более детальные врезки.

Таким образом, карта металлических полезных ископаемых Фенноскандинавского щита и сопровождающая ее база данных представляют собой богатейшую фактографическую основу для составляемой в настоящее время металлогенической карты Фенноскандии. База данных доступна через Интернет бесплатно. Предусмотрено ежегодное обновление базы данных.

Литература

1. *Eilu P., Hallberg, A.,Bergman, T., Feoktistov, V, Korsakova, M., et al*. 2008. Mettalic Mineral Doposit Map of the Fennoscandian Shild, 1:2000 000. Geological Survey of Finland, Geological Survey of Norway, Geological Survey of Sweden, The Federal Adency of Use of Mineral Resources of the Russian Federation.

2. *Eilu P., Hallberg, A.,Bergman, T., Feoktistov, V, Korsakova M., Lampio, S., Litvinenko, V., Nurmi P., A.,Often, M., Philippov, N., Sandstad I. S, Stromov, V., Tonti, V., 2007*. Fennoscandian Ore Deposit Database – explanatory remarks to the database. Geological Survey of Finland, Report of Inverstigation 168, 19p.

Новые данные по минерагении неопротерозойских углеродистых сланцев Центрально-Уральского поднятия на Среднем и Северном Урале

Петров Г.А.[1], Маслов А.В.[2]

[1]ОАО УГСЭ, Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: Georg_Petrov@mail.ru
[2]Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: Maslov@igg.uran.ru

Золото-платинометальное оруденение в черных сланцах во многих районах мира достигает промышленных концентраций и формирует крупные месторождения. Л.И. Гурская [3] указывает три палеообстановки, наиболее благоприятные для формирования золото-платинометальных руд в углеродистых сланцах: 1) бассейны пассивных континентальных окраин на ранних стадиях их развития, в которых формируются углеродистые терригенно-карбонатные толщи, вмещающие платиносодержащие медно-полиметаллические (силезский и канадский типы), урановые и уран-ванадиевые (онежский и австралийский типы) месторождения; 2) бассейны активных континентальных окраин с золото- и платина-содержащими колчеданными рудами (байкало-патомский, уральский типы); 3) рифтогенные континентальные осадочные бассейны, вмещающие богатые платинометально-золотые, золото-платинометально-медно-никелевые месторождения южнокитайского и кызылкумского типов. Необходимым условием для возникновения высоких концентраций благородных металлов в осадочных бассейнах является поступление богатого ими эндогенного вещества в виде гидротермальных растворов и (или) обломочного материала. То есть, эпохи формирования золото-платинометальных руд в палеобассейнах должны приблизительно соответствовать периодам эндогенной активности.

Большой вклад в изучение проблем минерагении неопротерозойских толщ западного склона Среднего Урала внесли Р.Г. Ибламинов и Г.В. Лебедев [5 и др.], М.Т. Крупенин [7], Ф.А. Курбацкая [8 и др.] и другие исследователи. В последнее время, новые данные по содержанию благородных металлов в неопротерозойских магматических, гидротермально-метасоматических и осадочных образованиях Западного склона Среднего Урала получены Ю.А. Волченко [1, 2], К.К. Золоевым [4], а также специалистами ОАО УГСЭ и «Пермгеолкарта».

Неопротерозойские толщи западного склона Среднего Урала слагают Кваркушско-Каменногорский антиклинорий и входят в состав трех серий – басегской (верхний рифей), серебрянской (нижний венд) и сылвицкой (верхний венд). Басегская серия представлена существенно карбонатной клыктанской свитой, перекрываемой кварцевыми и аркозовыми песчаниками ослянской свиты, вулканитами щегровитской, углеродистыми филлитами с прослоями базальтов федотовской и песчаниками усьвинской свит. В восточных разрезах Кваркушско-Каменногорского антиклинория разрез аналогов басегской серии менее полный, здесь выделяются клыктанская и перекрывающие ее кырминская (кварциты, углеродистые филлиты, линзы известняков) и вильвинская (песчаники, вулканиты) свиты. В тектоническом блоке зоны Главного Уральского разлома уровню федотовской, щегровитской, кырминской и вильвинской свит, вероятно, соответствует колпаковская свита, включающая слюдистые кварциты, углеродистые сланцы и метабазальты. Углеродистые сланцы известны в составе федотовской, кырминской и колпаковской свит, выделенных в разных районах структуры и являющихся латеральными аналогами. В состав серебрянской серии входят (снизу вверх): танинская (тиллоидные конгломераты), гаревская (песчаники, алевропесчаники), койвинская (алевролиты, известняки, доломиты, трахибазальты), бутонская (углеродистые сланцы, прослои песчаников), керносская (кварцевые песчаники, гравелиты, трахибазальты и их туфы). Завершающая неопротерозойский разрез сылвицкая серия имеет терригенный полимиктовый состав и не содержит пачек углеродистых сланцев и вулканитов (хотя и в ней присутствуют прослои кристаллотуфов).

Проведенные нами исследования геохимии и модельного возраста тонкотерригенных пород серебрянской и сылвицкой серий западного склона Среднего Урала [9] показали, что существенная смена состава пород в источниках сноса произошла в начале бутонского времени раннего венда: до

этого на палеоводосборах преобладали палеопротерозойские кристаллические породы и гранитоиды, а начиная с бутонского уровня в составе источника сноса появляются породы ультраосновного и основного состава.

Таким образом, в неопротерозойских последовательностях западного склона Среднего Урала зафиксированы два уровня накопления углерод-содержащих тонкотерригенных осадков: *басегский* (федотовская, кырминская, колпаковская свиты) и *серебрянский* (бутонская свита).

На Северном Урале, в составе Ишеримского антиклинория, первому уровню соответствует позднерифейская велсовская свита, в состав которой также входят углеродисто-кварцевые, углеродисто-серицит-кварцевые сланцы, кварциты, доломиты и метабазальты. Потоки лав основного состава известны в разрезах свит первого уровня; в составе бутонской свиты вулканиты неизвестны, но они присутствуют в залегающей ниже койвинской и перекрывающей керносской свитах.

Выполненные за последние 10 лет несистематические анализы содержания золота и металлов платиновой группы (МПГ) в углерод-содержащих сланцах из неопротерозойских толщ в различных районах Среднего и Северного Урала [1, 4 и др.], показали наличие их высоких содержаний, в ряде случаев соответствующих рудным параметрам. Продуктивные углерод-содержащие пачки наиболее широко распространены среди отложений ***басегской серии*** и ее возрастных аналогов.

В составе *кырминской свиты* позднего рифея в среднем течении р. Серебрянная в ходе проведения ГДП-200 геологами ОАО УГСЭ [10] в пределах локального геохимического ореола (горизонт В) с содержаниями хрома до 1% (по данным ПКСА), серебра – 0,4 г/т, фосфора – 0,15%, свинца – 0,021%, марганца – 0,5%, молибдена – 0,06%, выявлены углеродисто-кварцевые сланцы, содержащие тонкие (0,5–1 см) ленточные прослои густой тонкой сульфидной вкрапленности, крупные (до 3 см) порфиробласты пирита и кварцевые жилы. Содержания Pd в этих породах достигают 5,6 г/т, Pt – 0,48 г/т, Au – 0,5 г/т. По результатам опробования канав, шурфов и керна скважин установлены высокие содержания следующих элементов (по данным ПКСА и химического анализа): вольфрама – до 0,1%; серебра – 8 г/т, свинца – 0,071%, цинка – 0,104%, кобальта – 0,1%, лития – 0,031%. Аномалия, расположенная в районе рудопроявления, названного Григорьевским [4], характеризуется высококонтрастными содержаниями меди – 0,149%, вольфрама – 0,028%, свинца – 0,021%, цинка – 0,104%, иттербия – 0,0027%, марганца – 1,43%; бария – 0,131%. Шурфами и скважинами вскрыта еще одна рудоносная зона с содержанием палладия до 0,57 г/т, серебра – 2,8 г/т, марганца – 1,2%, свинца – 0,042%, бария – 0,169%, вольфрама – 0,039%. Высокие уровни концентрации МПГ и золота отмечаются в углеродисто-серицит-кварцевых сланцах кырминской свиты северо-западнее Григорьевского рудопроявления, в районе пос. Теплая Гора и на р. Койва (устное сообщение И.Н. Новикова) – содержания золота в этом районе составили (по 9 пробам) – 0,2–1,2 г/т (в среднем – 1,04 г/т); Pt – 0,5–5,0 г/т (в среднем – 2,48 г/т); Pd – 0,12–1,7 г/т (в среднем – 0,91 г/т) и при среднем отношении Pt/Pd – 3,3.

В углеродистых филлитах с охристо-кварцевыми жилками *федотовской свиты* в полосе между с. Серебрянка и пос. Кедровка установлены рудогенные содержания Ag (4,84 г/т), Au (0,22 г/т) и W (21,36 г/т). Содержание Pt (0,04 г/т) не достигает рудогенного уровня, но концентрация этого металла в черных сланцах в несколько раз превышает кларк. О наличии признаков рудогенного процесса свидетельствует и повышенное содержание Pb (27,49 г/т).

В поле развития отложений *колпаковской свиты* небольшой объем анализов на МПГ был выполнен попутно в процессе проведения поисковых работ на золото [4]. Содержания МПГ обычно составляют 0,3–0,5 г/т, но в ряде случаев превышают 2–4 г/т (в сумме), при этом чаще при больших содержаниях превалирует Pt. В 4-х пробах, отобранных на Хионинском участке из канав и проанализированных нами в лаборатории ГЕОХИ РАН, содержание золота составило 0,35–2,3 г/т, Pt – 0,10–1,0 г/т и Pd – 0,12–0,80 г/т. Отношение Pt/Pd варьирует от 0,2 до 7,5.

В полях распространения черносланцевых отложений *велсовской свиты* небольшой объем опробования проведен в бассейнах рр. Велс и Вагран. В долине р. Велс из сульфидизированных и содержащих кварцевые штокверки углеродисто-серицит-кварцевых сланцев отобрано и проанализировано 6 бороздовых проб (интервал опробования 1 м), содержания благородных металлов в которых составили (г/т): Au – 0,005–0,23 (в среднем 0,013); Ag – 0,35–2,18 (0,98); Pt – 0,04–0,23 (0,1);

Pd – 1,01–6,3 (2,82); Rh – 0,005–0,023 (0,011); Ru – 0,014–0,063 (0,028); Ir – 0,007–0,045 (0,019). В бассейне р. Вагран известна Сурьинская золоторудная зона, связанная со сланцами велсовской свиты, содержащими прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию и кварцевые прожилки. Помимо рудных уровней содержания золота (до 8 г/т) , анализы по нескольким отобранным пробам показали также значимые содержания МПГ (Pt+Pd до 3,71 г/т).

В областях распространения пород ***серебрянской серии*** пачки углерод-содержащих тонкотерригенных пород приурочены, главным образом, к *бутонской* свите. Платиноносность черносланцевой толщи *бутонской* свиты изучалась геологами «Пермьгеолкарты» в районе верховьев рек Кадь, Губь и Яйва, на стыке Среднего и Северного Урала [6]. По аналогии с Южно-Китайскими месторождениями, пермские геологи относят данные проявления к стратиформному типу. Единственным и существенным отличием является отсутствие промышленно-значимых содержаний в черносланцевых породах бутонской свиты Ni и Mo. В настоящее время выявлено 9 пунктов Pt минерализации. Содержание платины в породах бутонской свиты изменяется от 0,2 г/т до 1,7 г/т с преобладанием значений порядка 0,6 г/т. Наиболее высокие содержания Pt тяготеют к приконтактовой части нижней сланцевой и верхней песчано-алевритовой толщ бутонской свиты, где они фиксируются в черных и темно-серых сланцах с линзовидными прослойками мелкокристаллической пиритовой минерализации. В этом же интервале, по данным химического анализа, отмечаются повышенные содержания вольфрама (до 0,05%), меди (0,053%) и цинка (0,035%). Кроме того, в целом по площади в Pt-содержащих сланцах встречается повышенное содержание ванадия, никеля, кобальта, титана, вольфрама, молибдена, меди и цинка, однако устойчивой корреляции платины с этими элементами не наблюдается.

Подводя итоги, можно отметить, что в неопротерозойских образованиях Центрально-Уральского поднятия на Среднем и Северном Урале есть предпосылки для окрытия новой золото-платинометальной рудной провинции, вмещающей крупные рудные узлы на двух стратиграфических уровнях неопротерозоя – басегском и серебрянском.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН «Реконструкция источников поступления вещества в осадочные бассейны Северной Евразии: обстановки седиментогенеза, потенциальная рудоносность».

Литература

1. *Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. и др.* Платиновые металлы и золото в углеродсодержащих черносланцевых толщах Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы региональной научно-практической конференции. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2001. С. 104–107.

2. *Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Нестерова С.И., и др.* Новые платино-палладиевые проявления дайкового пояса на западном склоне Среднего Урала // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 340–347.

3. *Гурская Л.И.* Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

4. *Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др.* Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ДПР по УрФО, ОАО УГСЭ, ИГГ УрО РАН, УГГГА, 2001. 199 с.

5. *Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* К минерагении Пермского края // Проблемы минерагении, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 8. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2005. С. 74–101.

6. *Коротков И.В., Гай В.В., Рыбьякова Н.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000, издание второе. Серия Пермская. Лист O-40-V (Усть-Тылай). Пермь: Пермьгеокарта, 2003. 181 с.

7. *Крупенин М.Т.* Минерагения верхнедокембрийских блоков западного склона Южного и Северного урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2001. С. 91–93.

8. *Курбацкая Ф.А*. К вопросу о методике выделения осадочных формацний Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестник Пермского университета. 1997. Вып. 4. Геология. С. 27–30.

9. *Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др.* Систематика редкоземельных элементов и модельный возраст Nd в аргиллитах венда западного склона Среднего Урала // Докл. АН. 2005. Т. 401. № 5. С. 668–672.

10. *Петров Г.А., Тристан Н.И., Николаев Н.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000, издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-XVIII. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1999. 275 с.

Некоторые черты сходства и различия углеродсодержащих сланцев зеленокаменных поясов КМА (на примере Старооскольского и Михайловского железорудных районов Центральной России)

Понамарева М.М., Боброва Е.М.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж

Курско-Воронежский регион располагается в пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ) – крупного сегмента Восточно-Европейской платформы, ограниченного структурами, заложившимися в рифее (Пачелмский и Днепровско-Донецкий авлакогены) и палеозое (Оршанская и Прикаспийская впадины). ВКМ состоит из двух мегаблоков Хоперского и Курского (КМА), которые разделены Лосевской шовной зоной. В пределах мегаблока КМА выделены два позднеархейских зеленокаменных пояса северо-западного простирания - Белгородско-Михайловский и Орловско-Тимской (рис.1). Пространственно сопряженные рифтогенные структуры раннего карелия с Белгородско-Михайловским зеленокаменным поясом характеризуются широким развитием осадочных пород (курская и оскольская серии) при ограниченной роли в их составе вулканитов. А рифтогеные структуры сопряженные с Орловско-Тимским поясом характеризуются преобладанием на ранних стадиях нижнепротерозойских терригенно-осадочных отложений (курская серия) и возрастающей ролью углеродистых вулканогенных и вулканогенно-осадочных (оскольская серия) с широким проявлением дифференцированных пикрит-толеитбазальт-трахибазальт-трахиандезитовых и бимодальных базальт-риолитовых вулканитов [2].

Старооскольский рудный район (Белгородская область) пространственно сопряжен с Орловско-Тимским зеленокаменным поясом. Типовым объектом является Лебединское месторождение. В данном районе выделяются два типа углеродистых сланцев. Среди курской серии - внутрирудные золото-платиносодержащие слюдяные и хлоритовые сланцы мощностью от 2-5 до 30-40м. Содержание углеродистого вещества в сланцах составляет 22,06% [3]. С ними ассоциирует комплекс рудных минералов (пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит). Оруденение характеризуется неравномерностью и приуроченностью внутрирудным углеродсодержащим сульфидизированным сланцам курской серии [4]. Наиболее значительные концентрации ЭПГ и Au локализованы преимущественно среди терригенно-углеродистой черносланцевой формации нижнетимской подсвиты оскольской серии, перекрывающей курскую серию. Почти все углеродсодержащие сланцы в различной степени обогащены сульфидами (халькопирит, сфалерит, пентландит, пирротин, марказит, арсенопирит и др.). Исключение представляют разновидности пород, в которых сульфиды имеют отчетливо выраженный наложенный характер. Комплекс акцессорных минералов включает монацит, апатит, барит, перовскит, шеелит, бадделиит, сфен и др.

Кроме того, золото-платинометалльное оруденение приурочено к средне-низкотемпературным углеродистым метасоматитам по вулканитам и сланцам тимской свиты.

Михайловский рудный район (Курская область) пространственно сопряжен с Белгородско-Михайловским поясом. Типовым объектом распределения ЭПГ и Au в железистых кварцитах курской серии является Михайловское месторождение. Здесь выделяют два типа внутрирудных и надрудных углеродсодержащих черных сланцев [1]. Первый метаморфогенно-метасоматический, представленный стратиформными залежами, средняя мощность которых составляет около 78м, а протяженность до 70км: а) сульфидизированные контактовые зоны (Au=0,54-6,18; Pt=0,12-0,3; Pd=0,58-0,77 г/т) и б) внутрирудные углеродистые сланцы (Au=2,6-36,6; Ag=91,0-540,0; Pt=0,14-0,28; Pd= до 0,57 г/т) [4]. Содержание углеродистого вещества в сланцах состав-

ляет 5-10%. Состав рудной минерализации определяется ведущей ролью пирита в ассоциации с пирротином, халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, марказитом. Для гидротермально-метасоматического типа (Au=0,6-6,2, иногда до 35,8; ЭПГ- до 0,3-0,5 г/т) характерны жилы, линзо- и жилообразные тела мощностью до 3-5м и протяженностью первые сотни метров среди железистых кварцитов [3].

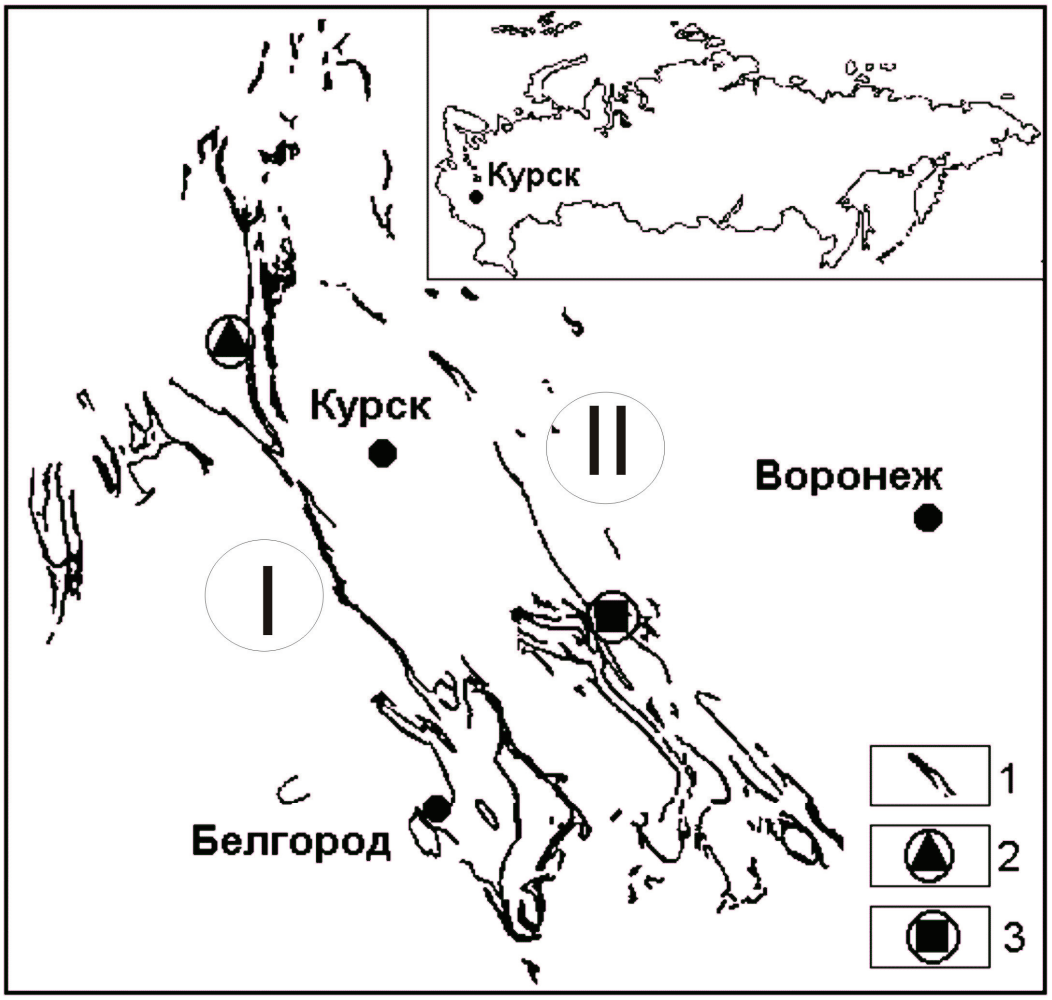


Схема местоположения Белгородско-Михайловского (I) и Орловско-Тимского (II) зеленокаменных поясов КМА [3]: 1-железистые кварциты (железисто-кремнисто-сланцевая формация нижнего карелия); 2-Михайловское месторождение; 3-Лебединское месторождение

Авторы выражают благодарность чл.-корр. РАН, доктору геолого-минералогических наук, профессору Н.М. Чернышову и канд. геол. наук Н.В. Попковой за предоставленный материал и консультации при проведении исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента РФ «Ведущие научные школы» (НШ-2211.2008.5) и РФФИ, грант № 08-05-00158а.

Литература

1. *Попкова Н.В.* Золотоносность докембрийских образований Михайловского рудного узла (КМА): Автореф. дис…канд.геол.-минерал.наук. СПб; 2003. 21с.

2. *Чернышов Н.М.* Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия): Монография / Н.М. Чернышов; Воронеж. гос. ун-т. – Воронеж: Из-во ВГУ, 2004. 448 с.

3. *Чернышов Н.М.* Золото-платинометалльное оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона (Центральная Россия): Монография/ Н.М. Чернышов; Воронеж. гос. ун-т. – Воронеж: Из-во ВГУ, 2007.- 177с.

4. *Чернышов Н.М.* Минералы благородных металлов в рудах черносланцевого типа Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Журнал «Записки Российского минералогического общества», 2009. №1. С. 36-51.

Оценка перспектив алмазоносности Карелии (по результатам ГМК-500)

Путинцева Е.В.[1], Житникова И.А.[1], Полякова Е.И.[1], Зеленецкий Д.С., Жданова Л.А. [2]

[1]ГГУП «СФ Минерал», г. Санкт-Петербург
[2]ЗАО «ВИРГ- Рудгеофизика»

В рамках ГМК-500 на алмазы ГГУП «СФ «Минерал» выполнено прогнозно-минерагеническое районирование Карелии и прилежащих территорий. Выделены перспективные площади ранга прогнозируемых районов и полей.

Перспективные на алмазы площади комплексно рассматривались и картировались как полихронные AR-PZ очаговые структуры, локализованные в зонах ТМА**.** Очаговые структуры представляют собой локализованные в пространстве аномальные области. В их пределах, согласно принятой концепции, проходил полихронный цикл становления алмазоносных пород. Последний включает алмазообразование, формирование промежуточных базит-гипербазитовых очагов с сопутствующей флюидно-эманационной эксплозивной деятельностью и на завершающих стадиях – формирование кимберлитовых (лампроитовых) диатрем и/или дайковых тел. В результате работ выявлены также очаговые структуры, предположительно не прошедшие полного цикла или с несохранившимися мантийными корнями.

Для картирования (прогнозирования) очаговых структур использована совокупность разноранговых и разнотипных критериев и признаков как общепринятых, так и разработанных в ходе выполнения ГМК-500(энтропия, морфоструктурные и т.д.). К критериям отнесены наблюденные или расчетные неоднородности физико-геологической среды, выраженные аномальностью ее строения, структурированности и/или состава.

Критерии разработаны на основе анализа и обработки материалов КС, физических полей, сейсмических данных, топографических. Они условно разделены на следующие типы:

Структурно-тектонические – фиксируют преимущественно линейно-блоковые глубинные физико-геологические неоднородности. К ним относятся:

а) области «палеоподнятий» нижнекоровых-верхнемантийных слоев, выявленные по геологическим, гравиметрическим и сейсмическим данным. В геологическом плане представлены широким развитием комплексов диорит-тоналит-плагиогранитов саамско-лопийского возраста. В поле силы тяжести выделяются по региональным повышенным аномалиям поля Δg. На сейсмо-геологических разрезах земной коры (по данным ГСЗ, и МОВ ОГТ) характеризуются купольными и другими формами поднятий нижнекоровых-верхнемантийных уровней (рис.1) и осложнениями залегания поверхности Мохо;

б) глубинные тектонические зоны, активизированные на разных временных срезах в разных кинематических условиях - как зоны проницаемости (растяжения) и зоны распределения (сжатия-напряжения), а так же области их пересечения, благоприятные для кимберлитообразования.

Результаты анализа глубинного строения исследуемой территории, и его пространственной связи с уже известными проявлениями алмазоносного магматизма дали возможность выделить области развития данных физико-геологических неоднородностей как основы потенциально перспективных таксонов *ранга алмазоносного района*. При этом известные алмазоносные проявления (кимберлитовые тела и дайки лампроитов) тяготеют к краевым частям «палеоподнятий» и тектоническим зонам, активизированным в более позднее время и ограничивающим эти глубинные структуры.

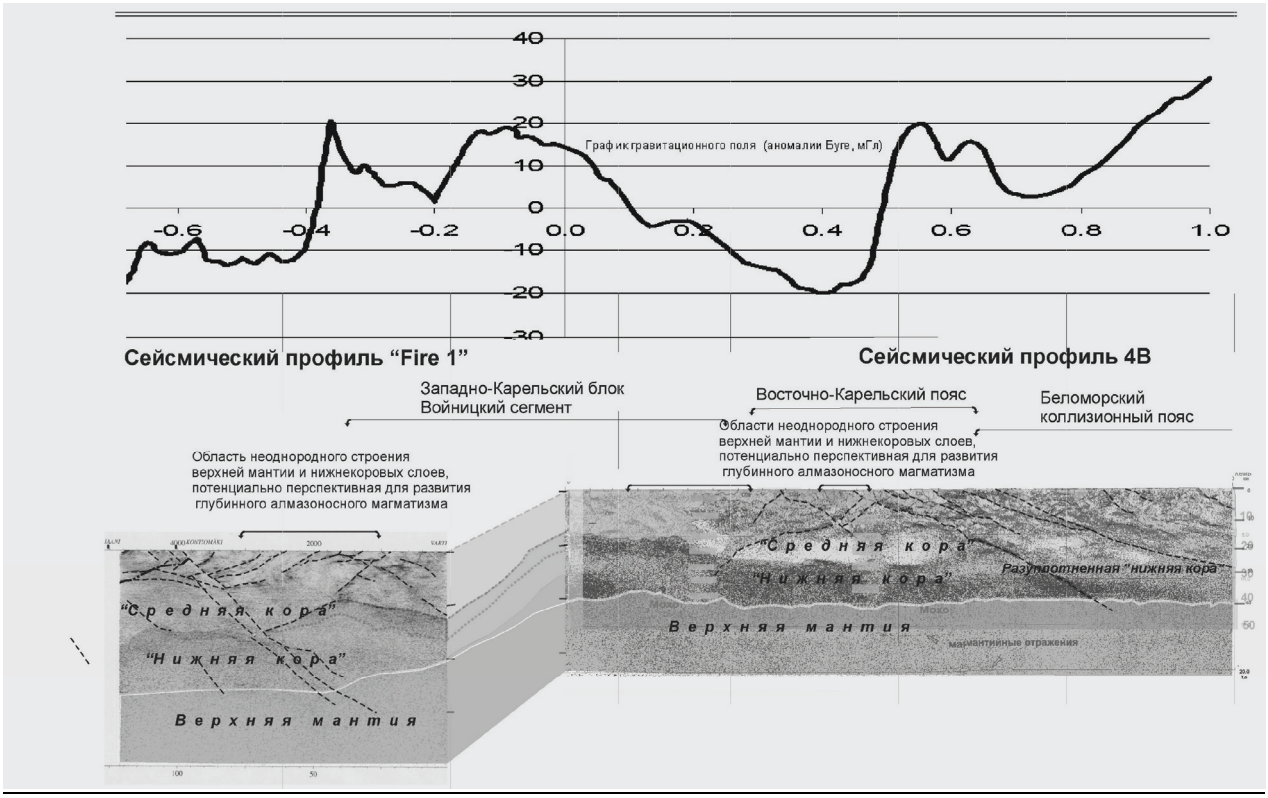


Рис.1. Геолого-геофизические разрезы вдоль сейсмических профилей Fire 1 и 4В.

Структурно-очаговые – определяют локализованные, приближенные к блоково-кольцевым глубинные неоднородности (рис.2):

Рис 2. Структурно-очаговые мантийно-коровые неоднородности территории Карелии и Ленинградской области.

- коро-мантийные геофизические неоднородности, выделенные в результате трансформаций гравитационного поля. Они дифференцированы на четыре типа с различной прогнозной значимостью по особенностям поведения на глубине и с привлечением вещественных критериев;
- очаговые структуры по КС с локализованными в них перспективными участками, рассчитанными по мере сходства с мировыми эталонными алмазоносными площадями;
- области повышенной энтропии значений величины и направленности гравимагнитных полей;
- кольцевые осложнения регионального магнитного поля (центры эндогенной активности);

Проявления полихронного «очагового» магматизма – базитового, гипербазитового, щелочного базит-гипербазитового, а также проявления архейского ареального низкобарического высокотемпературного гранулитового метаморфизма, связанного с мантийным диапиризмом.

Морфоструктурные – фиксируют и дополняют выделенные глубинные неоднородности. К ним относятся: блоки, с различной направленностью новейших движений, кольцевые структуры разного ранга, разломы и их зоны, локальные новейшие структуры и т.д. Использовались для прогнозной оценки площадей, а также для интерпретации данных шлихоминералогического опробования.

Признаки прогнозирования включают: выявленные проявления алмазоносного магматизма, алмазы, МИА и их ореолы в четвертичных отложениях, не потерявшие связь с прогнозируемым источником. Учитывая, что вещественные признаки, с одной стороны, указывают на перспективность площади, но при этом зависят и от степени ее изученности, они использовались как эталонные для выработки критериев и, в тоже время, обозначают перспективность выделенных площадей.

Экспертная оценка суммарного веса критериев позволила ранжировать по перспективности прогнозируемые районы алмазоносного магматизма в следующей последовательности: Онежский, Западно-Карельский, Соколозерский, и выделить еще ряд районов, а в их пределах (с учетом вещественных признаков) – порядка тридцати прогнозируемых полей. Уточнены прогнозные ресурсы алмазов исследуемой территории.

Результатом явилась постановка работ ЦНИГРИ совместно с ГГУП «СФ «Минерал», в ходе которых в пределах Западно-Карельского района (Войницкая площадь), достаточно уверенно локализовано потенциально перспективное Войницкое поле и постановка ГДП-200 Северо-Онежской площади.

Новый тип золото-платинометального оруденения на Полярном Урале

Пыстин А. М.,[1] Пыстина Ю.И.,[1] Генералов В.И.,[2] Потапов И.Л.[1]

[1]Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: pystin@geo.komisc.ru
[2]ЗАО УГРК «Уранцветметгеологоразведка», г. Москва

На Полярном Урале давно известны эндогенные проявления платиноидов в хромитоносных ультрабазитах палеозойской офиолитовой ассоциации. Минералы платиновой группы представлены здесь относительно тугоплавкими разновидностями Ru–Os–Ir состава при подчиненном значении Pt, Pd и Rh. В 2002 г. при геологическом доизучении масштаба 1: 200 000 в бассейне р. Хараматалоу было открыто рудопроявление малосульфидных медных руд [1] , в которых впервые для региона были установлены минералы Au и Ag в ассоциации с минералами Pd, Bi и Te [2] . Позднее нами были также выявлены минералы Pt [3].

По современным представлениям рудопроявление, получившее название Озерное,приурочено к кершорскому плутоническому комплексу, представляющему собой существенно габброидную часть войкарского офиолитового комплекса. В результате проведенных нами исследований установлено, что рудовмещающий верлит-клинопироксенитовый массив (1.0 х 4.0 км), названный Дзелятышерским, резко отличается от окружающих его базит-гипербазитовых образований псевдостратификацией пород, выраженной субпластовой ритмичной вещественной дифференциацией, ориентировкой первичных структур (поперечной к уральским) и особенностями химического соста-

ва пород и породообразующих минералов. По этим признакам массив интерпретируется нами как фрагмент древнего (докембрийского) основания уралид, тектонически совмещенного с породами палеозойской офиолитовой ассоциации [4].

Породы, слагающие Дзелятышерский массив, представлены (в порядке убывания): оливиновыми клинопироксенитами, клинопироксенитами, верлитами и оливинитами. Судя по имеющимся химическим анализам, породы образуют непрерывную серию составов от безоливиновых клинопироксенитов до оливинитов. Ритмичная субпластовая вещественная дифференциация массива, выражается в перемежаемости перечисленных выше пород. Исключение составляют оливиниты, которые наряду с согласными с элементами «расслоенности» телами встречаются также в виде жил. Толщина отдельных элементов ритмов от нескольких сантиметров до десятков метров. Общая мощность вскрытого на рудопроявлении фрагмента верлит-клинопироксенитового составляет 400–600 м. В нижней его части (видимая мощность 150 м) преобладают клинопироксениты, в средней части разреза (от 150 до 300 м в разных частях рудопоявления) доминируют оливиновые клинопироксениты и верлиты,и, наконец, выше – снова клинопироксениты (видимая мощность около 30 м).

Плоскости первичной неоднородности (псевдостратификации) обычно залегают полого. Углы наклона «пластов» чаще всего не превышают 20^0. Складки, образованные плоскостями «расслоенности», как правило, слабо выражены, но иногда отмечаются сжатые складки, в том числе запрокинутые. Преобладающее простирание складок северо-западное. Шарниры складок погружаются на юг-юго-восток. Вдоль осевых поверхностей складок часто отмечаются жилы, сложенные либо клинопироксеном, либо оливином. Жильным материалом также выполнены ядерные части некоторых складок. Учитывая высокотемпературный характер жильного материала, выполняющего отслоения вдоль осевых поверхностей ранних складок, можно утверждать, что наблюдаемые складки сформировались в еще не полностью остывшем массиве на постмагматической стадии.

Сравнение средних содержаний пород верлит-клинопироксенитового ряда из различных природных ассоциаций (по [5]), показывает, что породы Дзелятышорского комплекса (верлиты, оливиновые клинопироксениты и клинопироксениты) отличаются пониженными содержаниями TiO_2 и K_2O от ультрамафитов щелочно-ультраосновных комплексов. Средние содержания оксидов в породах других природных ассоциаций перекрываются. Более информативными являются отношения TiO_2 к Al_2O_3 и MgO к FeO. По абсолютным значениям этих отношений породы Дзелятышорского комплекса отличаются от ультрамафитов габброидного комплекса офиолитов и сопоставимы с породами расслоенных интрузивов и ультрамафитами дунит-пироксенит-габбровой (платиноносной) ассоциации.

При изучении РЗЭ в породах Дзелятышерского комплекса установлено «горизонтальное» и «вогнутое» распределение спектров, не свойственное для ультрамафитов офиолитовых комплексов.

Дополнительную информацию о генезисе пород можно получить при анализе состава первичных породообразующих минералов.

Оливины в породах Дзелятышорского массива имеют в своём составе 12-30% фаялитового компонента. Столь относительно высокая железистость и большие вариации этого показателя для оливинов в одном массиве свойственны породам расслоенных интрузивов (9-27% fa, по [5]). По железистости клинопироксениты в породах Дзелятышорского массива (9-21%) также наиболее близки аналогичным минералам в породах расслоенных интрузивов (6-19%, по [5]). В отличие от клинопироксенов в породах зональных комплексов Платиноносного пояса Урала они не обнаруживают сопряженный рост железистости и глиноземистости и демонстрируют тренд вариаций составов, свойственный клинопироксенам зональных комплексов платформенного типа (Кондерский и Скергаардский массивы).

Таким образом, химические особенности пород и породообразующих минералов Дзелятышорского массива подтверждают геолого-структурные данные, свидетельствующие о том, что этот массив не относится к образованиям кэршорского пироксенит-габброидного комплекса войкарской офиолитовой ассоциации. Это фрагмент либо расслоенного интрузива, либо ультрамафитового комплекса дунит-пироксенит-габбровой (платиноносной) ассоциации. Судя по особенностям состава породообразующих минералов, Дзелятышорский комплекс, возможно, является фрагментом расслоенного интрузива.

Благороднометальная минерализация в Дзелятышерском массиве приурочена к оливиновым пироксенитам, которые в наблюдаемом разрезе занимают средне-верхнее положение.

Минералы благородных металлов представлены самородными образованиями Au, Ag, Pt, интерметаллидами Au, Ag и платиноидов, арсенидами, теллуридами, антимонидами и висмутидами Pt и Pd. Общий список минералов благородных металлов в рудоносных породах проявления Озерное включает:

– самородное золото Au
– самородное серебро Ag
– золото-серебряные фазы, в которых соотношения Au и Ag изменяются от 1:1 до 1:6, в том числе отвечающие формулам электрума Au и Ag и кюстелита $AuAg_3$
– золото-медные фазы с изменением составов от медистого золота до золотистой меди, в том числе отвечающие формулам купроаурида $(Cu,Pd)_{3Au2}$, аурикуприда $AuCu_3$ и тетракуприда AuCu
– самородную платину Pt
– железистую платину Fe_2Pt_5
– палладистую медь $PdCu_3$
– золото-палладистую медь $AuPd_2Cu_8$
– брэггит (Pt,Pd)S
– высоцкит PdS
– сперрилит $PtAs_2$
– арсенопалладинит Pd_3As - $Pd8As_3$
– палладоарсенид Pd_2As
– маякит (Pd,Ni)As
– атенеит $(Pd,Hg)_3As$
– изомертиит Pd_5AsSb
– мончеит $PtTe_2$
– меренскит $PdTe_2$
– котульскит PdTe
– таркианит $(Pd,Ag)_2Te$
– гессит Ag_2Te
– майченерит $Pd(Te,Bi)_2$
– соболевскит PdBi
– фрудит $PdBi_2$
– мертиит Pd_5Sb_2
– стибиопалладинит $Pd_3(Sb,Te)$

Самородные образования и интерметаллиды благородных металлов, а также сульфиды Pt и Pd ассоциируются с первичными силикатами и рудными минералами, образуя в них мелкие включения. Отмечаются сростки минералов благородных металлов с первичными сульфидами. Au – Ag фазы с низким содержанием Au сменяются при низкотемпературном изменении пород фазами с высоким содержанием Au, а также Au-Cu.

Арсениды, теллуриды, антимониды, висмутиды образуют две генетические группы. Одна из них включает продукты замещения и полные псевдоморфозы по самородным платиноидам, интерметаллидам и сульфидам. Минералы этой группы, как и замещаемые ими минералы благородных металлов, образуют включения в первичных силикатах и рудных минералах. Другая генетическая группа представлена самостоятельными новообразованиями в ассоциации с вторичными силикатами и рудными минералами. В общем балансе благороднометального вещества доминирующая роль принадлежит минералам благородных металлов, ассоциирующимся с вторичными силикатами и рудными минералами.

Для платиноидов характерна изменчивость состава в пределах отдельных зерен. Она связана с процессами распада первичных благороднометальных минералов, процессами замещения одних благороднометальных минералов другими и, вероятно, одновременной кристаллизацией нескольких минеральных фаз с образованием сростков минералов благородных металлов. Сростки минера-

лов наиболее характерны для относительно низкотемпературных платиноидов (арсенидов, антимонидов, теллуридов и висмутидов).

Предлагается следующая рабочая модель формирования и накопления рудных элементов:

- При формировании массива благородные металлы и медь накапливалась в магнезиальных породах (богатых оливином клинопироксенитах), которые в доступном для изучения разрезе занимают средне-верхнее положение.

- Гидротермально-метасоматические процессы, связанные с внедрением и остыванием габбровых интрузий привели к формированию и накоплению золото-медной сульфидной минерализации вдоль границ с габбровыми интрузиями и в зонах параллельных им. Эти же процессы привели к трансформации платиноидов в сульфидную форму, но очевидно, не сопровождались существенным перераспределением элементов в пространстве.

- Низкотемпературные изменения пород, выражающиеся в основном в их серпентинизации, привели к перераспределению и накоплению золота и сульфидов меди в зонах субширотной и, возможно, субмеридиональной (север-северо-западной) ориентировки. Эти же процессы способствовали кристаллизации платиноидов в форме арсенидов, антимонидов, висмутидов.

Литература

1. *Котельников В.Г., Романова Н.В.* Новый тип медного платино-золото-палладиевого оруденения на восточном склоне Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 40-42.

2. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Войкаро-Сынинского массива на Полярном Урале / *С. К. Кузнецов, В. Г. Котельников, С. А. Онищенко, В. Н. Филиппов* // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, № 5. 2004. С. 2-4.

3. Платинометальная минерализация в рудах проявления Озерное (Полярный Урал) / *А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина, И.Л. Потапов, В.Н. Филиппов* // Структура и разнообразие минерального мира. Материалы международного минералогического семинара. Сыктывкар. 2008. С. 176–177.

4. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Потапов И.Л., Ронкин Ю.А.* Медно-благороднометальная минерализация в докембрийских клинопироксенитах на Полярном Урале //Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Петрозаводск, 2007. С.329-331.

5. Магматические горные породы. Т. 5 / О.А. Богатиков и др. М.: Наука, 1988. 510 с.

Морфогенетические типы сульфидных минералов железистых кварцитов Стойленского месторождения (КМА) в связи с оценкой их золото-платиноносности

Резникова О.Г.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail: Reznikova_O@bk.ru

Одной из проблем при комплексной отработки богатейших золото-платиносодержащих железных руд КМА является наличие серы, которая с одной стороны является вредной примесью при получении высококачественных металлургических сплавов, а с другой – обогащенные этим элементом сульфидизированные зоны объемного катаклаза, интенсивной трещиноватости и сланцеватости, а также контакты железистых кварцитов и углеродсодержащих межрудных сланцев аккумулируют повышенные концентрации благородных металлов [2]. Особенности геологии, состава железных руд и распределения в них сульфидных минералов рассматриваются на примере типового для Старооскольского рудного района Стойленского месторождения (рис.1), которое имеет отчетливо выраженный слоистый характер строения залежей железистых кварцитов с перемежаемостью в разрезе пластов магнетитовых, железнослюдково-магнетитовых, силикатно-магнетитовых и слаборудных кварцитов.

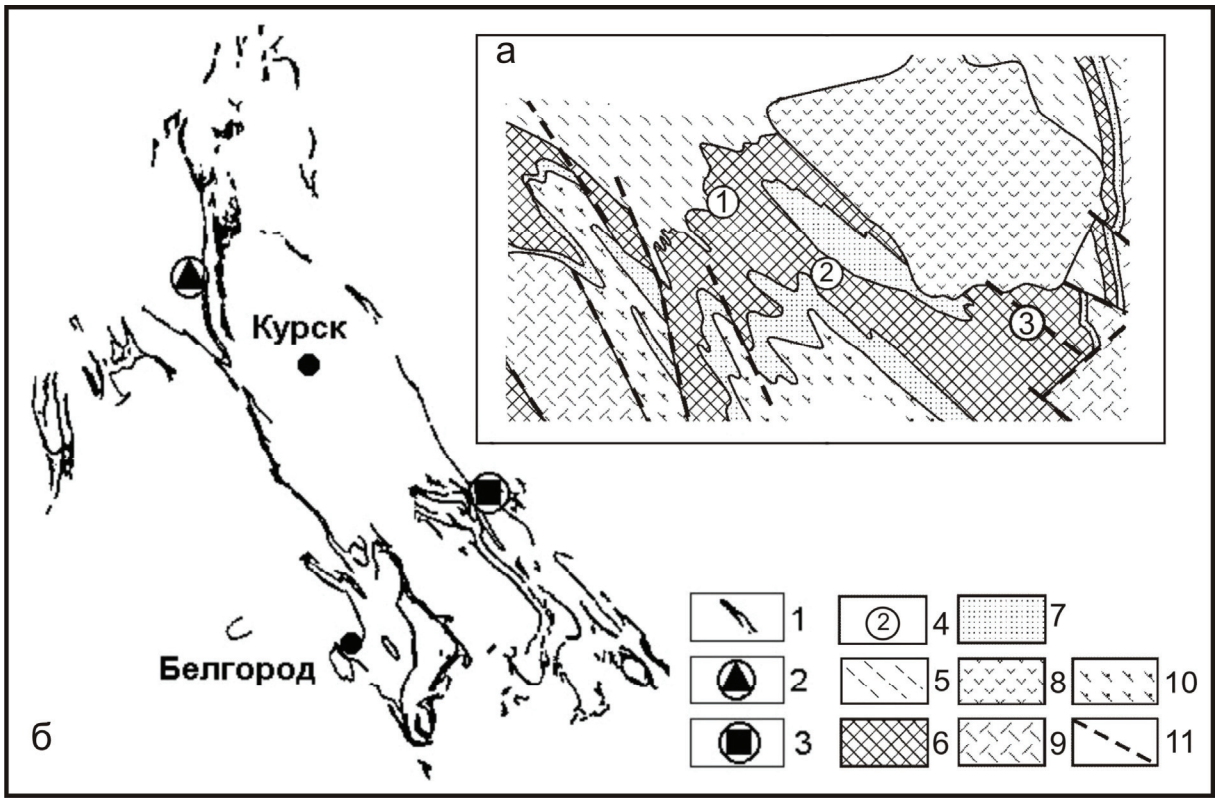


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Старооскольского рудного узла (а) и его положение в структуре КМА (б) [2]:

1-железистые кварциты (железисто-кремнисто-сланцевая формация нижнего карелия); 2–Михайловское месторождение; 3-Старооскольский рудный узел; 4-месторождения: 1-Лебединское, 2-Стойло-Лебединское, 3-Стойленское; 5- коробковская свита: верхняя сланцевая подсвита (PR11kr4); 6- верхняя и нижняя железорудные подсвиты с внутрирудной (нижней) сланцевой подсвитой ($Pr11kr3_{-1}$); 7-стойленская свита (PR11st); 8-габбродиориты, кварцевые диориты стойло-николаевского комплекса (γδPR11sn); 9-нерасчлененный гранитогнейсовый комплекс (mγ(AR-PR11))-гранитогнейсы, мигматиты, гнейсы, прослои и линзы амфиболитов; 10-михайловская серия (AR2mh); 11-разломы.

Внутренняя структура Стойленского месторождения, подобно другим месторождениям КМА определяется наличием 2-х железорудных подсвит в составе коробковской свиты (рис.1) и нижней сланцевой курской железорудной серии [1].

Существенную роль на распределение, степень концентрирования и формы нахождения золота и платиноидов оказывает место сульфидных парагенезисов в общем длительном процессе формирования благороднометалльного оруденения в высокожелезистых рудообразующих системах.

С этим процессом связано и многообразие форм проявления преобладающих среди железистых кварцитов сульфидов – пирита и пирротина и сложные их взаимоотношения с оксидами (магнетитом, гематитом) и силикатами [3].

В железистых кварцитах Стойленского месторождения наблюдаются зоны с аномально высокими концентрациями сульфидных минералов. В результате детального минераграфического исследования железистых кварцитов выявлено несколько различных для каждого минерала морфогенетических типов.

Наиболее распространенным сульфидным минералом является пирит. По морфологическим признакам он подразделяется на: а) мелкий, распределенный преимущественно в нерудной массе (рис. 2), количество зерен в аншлифе не превышает 1-2 об.%; б) пирит хорошо оформленный (5-7 об.%), с кубическими кристаллами; в) ксеноморфный (до 7-10 об.%) в нерудных прослоях, имеющий довольно крупные размеры зерен и включения (халькопирит, пирротин, магнетит); г) ксеноморфный (7-15 об.%) пирит в рудных прослоях в интерстициях, преимущественно без включений; д) массивный (до 50 об.%), слитой пирит в метасоматитах.

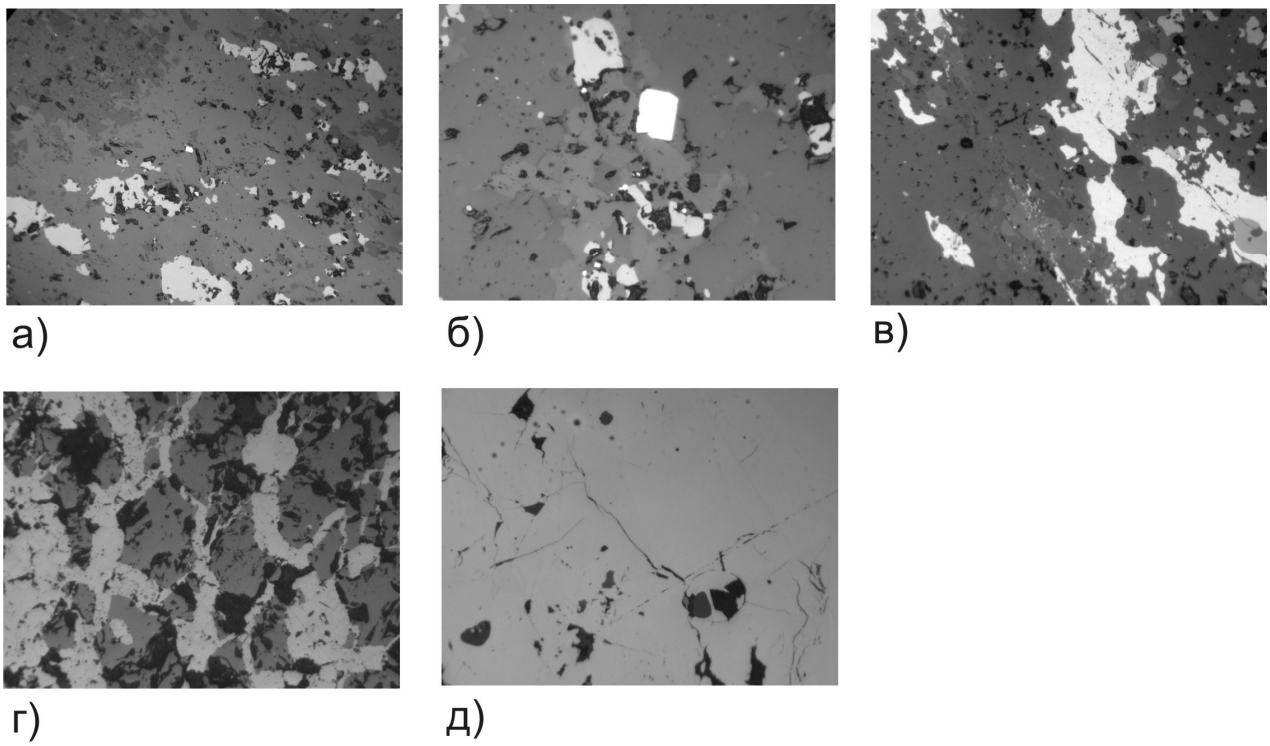


Рис.2. Морфогенетические типы пирита: а) мелкий пирит, распределенный в нерудной массе, увеличение 35*; б) кубический кристалл пирита, увеличение 35*; в) ксеноморфный пирит в нерудных прослоях с включением халькопирита, увеличение 35*; г) ксеноморфный пирит в интерстициях среди магнетита, увеличение 35*; д) массивный пирит, увеличение 35*.

Более ограниченно развитый пирротин представлен четырьмя отчетливо выраженными морфотипами: а) пирротин (рис.3) в сростках с магнетитом (от 2 до 7 об.%); б) пирротин (до 1 об.%) в виде включений в пирите; пирротин, как мельчайшее включение в магнетите, кол-во до 1 об.%; в) ксеноморфный (до 7 об.%), образующий отдельные зерна .

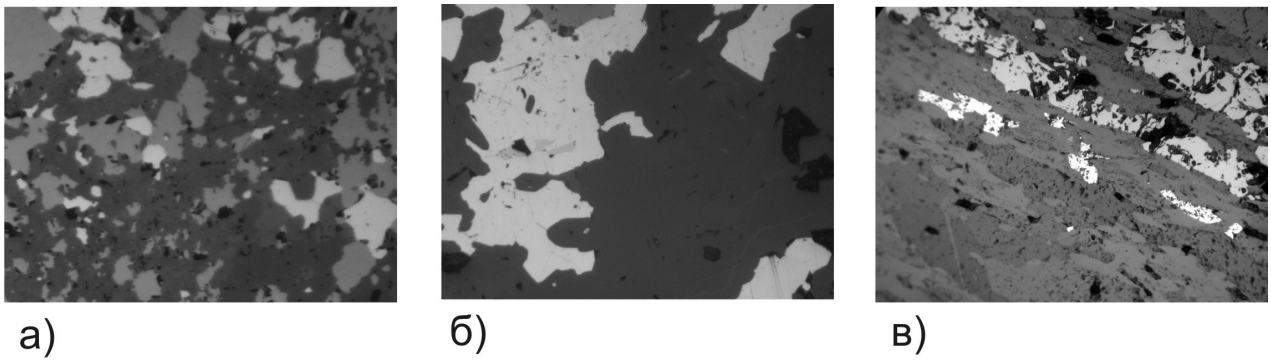


Рис.3. Морфогенетические типы пирротина: а) пирротин в сростках с магнетитом, увеличение 35*; б) пирротин в виде включений в пирите, увеличение 35*; в) ксеноморфный пирротин, увеличение 35*.

Для халькопирита (рис.4) характерно наличие двух основных морфогенетических типов: ксеноморфный (до 7 об.%) с относительно крупными размерами зерен, образующий сростки с магнетитом и пирротином, а также в виде включений (до 1 об.%) в ксеноморфном пирите.

Для каждого минералого-технологического вида железистых кварцитов (магнетитовые; силикатно-магнетитовые; железнослюдково-магнетитовые; слаборудные) характерен определенный набор не только силикатных минералов, но и различных морфотипов сульфидов.

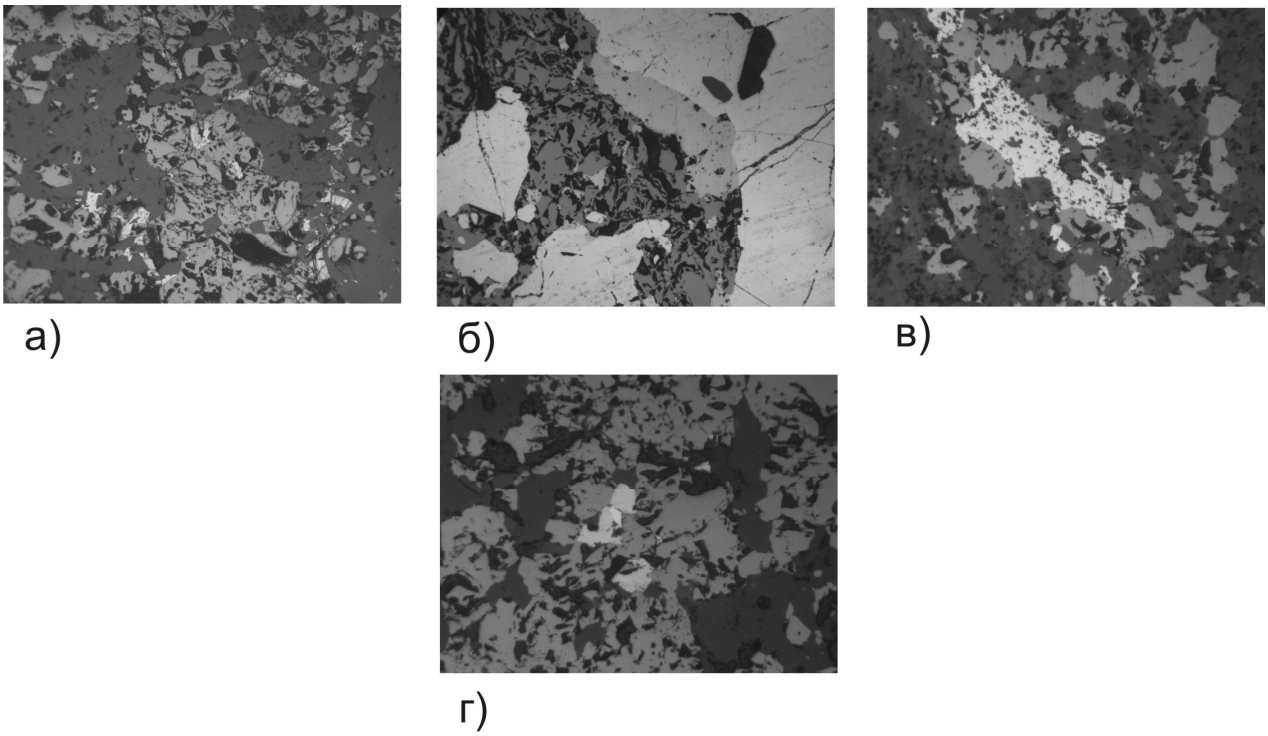


Рис.4. Морфогенетические типы халькопирита: а) ксеноморфный халькопирит, увеличение 35*; б) ксеноморфный халькопирит, образующий сростки с пиритом, как включение в нем, увеличение 35*; в) халькопирит с пирротином, увеличение 35*; г) ксеноморфный халькопирит, увеличение 35*.

Среди слаборудных установлены: 1) куммингтонит-биотит-магнетитовый кварцит с массивным пиритом; 2) биотит-магнетитовый с ксеноморфным пиритом и халькопиритом в нерудных прослоях. В железнослюдково-магнетитовых кварцитах ксеноморфный пирит встречен в единственном образце.

Силикатно-магнетитовые железистые кварциты характеризуются повышенной сульфидизацией по сравнению со слаборудными и гематитсодержащими. В них наблюдаются следующие минеральные ассоциации: 1) биотит-карбонат-щелочноамфибол- магнетитовая с хорошо оформленными, кубическими кристаллами и ксеноморфными зернами пирита в рудных и нерудных прослоях, нередко с включениями халькопирита в них; 2) биотит-актинолит-магнетитовая с карбонатом и ксеноморфным пиритом; 3) куммингтонит-щелочноамфибол-биотитовая с магнетитом и ксеноморфным пиритом; 4) куммингтонит-магнетитовая с карбонатом, мелкозернистым пиритом, а так же с ксеноморфными зернами пирита и халькопирита, 5) щелочноамфибол-эгирин-магнетитовая с мелким пиритом; 6) карбонат-биотит-магнетитовая с ксеноморфным пиритом.

В магнетитовых железистых кварцитах установлены следующие ассоциации: 1) карбонат-куммингтонит-магнетитовая с биотитом и ксеноморфными зернами пирита и пирротина; 2) щелочноамфибол-магнетитовая с карбонатом, биотитом, с хорошо оформленными кубическими кристаллами и ксеноморфными зернами в рудных и нерудных прослоях пирита и халькопирита, а также последнего в виде включений; 3) актинолит-магнетитовая с карбонатом и ксеноморфным пиритом в рудных и нерудных прослоях; 4) куммингтонит-щелочноамфибол-магнетитовая с карбонатом и ксеноморфным халькопиритом.

Второстепенными рудными минералами зон сульфидизации являются марказит и галенит. Помимо этих, ранее выявленных на месторождении минералов, впервые обнаружен и изучен состав ряда новых: золото и висмут самородные, висмутин, тетрадимит и значительно более редко наблюдаются жозеит и лиллианит, а так же шеелит, барит и уранинит, содержащий значительную примесь радиогенного свинца [4].

Таким образом: а) среди выделенных минералого-технологических типов магнетит-гематитовые кварциты отличаются пониженным содержанием сульфидов; б) слаборудные железистые квар-

циты (в том числе их биотитсодержащие разности) характеризуются повышенными содержаниями массивного ксеноморфного в нерудных прослоях пирита; в) в силикатно-магнетитовых кварцитах преобладающим морфогенетическим типом является ксеноморфный пирит в рудных прослоях; г) магнетитовые железистые кварциты отличаются повышенным содержанием пирита ксеноморфного пирита. В целом среди выделенных морфогенетических типов сульфидов преобладают ксеноморфные пириты и халькопириты, а так же пирротины в виде сростков с магнетитом.

Особый интерес представляют вростки сульфидов в магнетите, поскольку этот минерал является главным в технологии получения концентрата. Во всех разновидностях кварцитов ведущим сульфидом является пирит различных кристалломорфологических типов.

Выполненные исследования состава сульфидных включений в главном продукте концентрата-магнетите Стойленского и Лебединского месторождений позволили выявить следующие особенности: 1) среди сульфидов преобладает пирит и пирротин; 2) широкое развитие этих сульфидов требует выбора в пределах действующих рудников железистых кварцитов с минимальным содержанием сульфидов, а с другой стороны организовать складирование сульфидсодержащих пород и руд в качестве одного из источников Au и Pt.

Литература

1. *Голивкин Н.И., Кононов Н.Д., Орлов В.П. и др.* Железные руды КМА / Под ред. В.П. Орлова, И.А. Шевырева, Н.А. Соколова.//М.: ЗАО «Геоинформмарк» 2001 – С. 616.

2. *Чернышов Н.М.* Платиноносные формации Курско-Воронежского региона. - Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 2004. – 448 с.

3. *Чернышов Н.М., Коробкина Т.П.* Особенности распределения и формы концентрирования платиноидов и золота в железистых кварцитах Лебединского месторождения КМА// Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геол. – 2005. - № 1. С. 140-152.

4. *Чернышов Н.М., Кузнецов В.С., Резникова О.Г.* О золотоносности пород и руд Стойленского месторождения // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геол. – 2009. № 1. – (в печати)

От стабильной водной дисперсии графеновых фрагментов к вариации текстурных характеристик шунгитового углерода

Рожкова Н.Н.

Учреждение РАН Институт геологии Карельского научного центра РАН,
г. Петрозаводск, e-mail: rozhkova@krc.karelia.ru

Введение

Высокоразвитая поверхность наночастиц углерода (НЧ) определяет их высокую активность и большие скорости в обменных реакциях массо- и теплопереноса по сравнению с микро- и макрочастицами. Однако более активные НЧ легко агрегируют уже на стадии формирования. С этой проблемой пришлось столкнуться при разработке углеродных материалов нового поколения, к которым относятся фуллереноподобные НЧ, нанотрубки, луковичные НЧ и наноалмазы, а также НЧ углерода шунгитов [1,2]. Поэтому для эффективного использования наноуглерода необходимо определить условия стабилизации НЧ в различных средах. Решение фундаментальных и прикладных задач агрегации и стабилизации НЧ в воде, водорастворимых полимерах и биополимерах особенно важно в связи с перспективами биомедицинского применения НЧ. Эти задачи включают изучение физической природы сил дальнего и парного взаимодействия между высокомолекулярными составляющими, включая фуллерены, их кластеры, также как основные (минимальные) структурные элементы шунгитового углерода (ШУ). Эти силы ответственны за термодинамическую и/или кинетическую устойчивость водных дисперсий НЧ углерода, и могут изменяться при изменении состава дисперсионной среды, добавки ПАВ или ионов электролитов, а также при изменении термобарических условий и диэлектрических свойств среды [3,4].

НЧ углерода играют важную роль в биологических и геохимических процессах, влияют на экологическую обстановку, являясь строительным материалом почв и базовым элементом органических отходов. Несмотря на высокую активность НЧ, которая проявляется даже при микроколичествах, идентифицировать присутствие некристаллического углерода в воде существующие методы не позволяют [5].

Во многих потенциальных применениях НЧ углерода изучают в форме водных дисперсий. Однако для большинства синтетических НЧ (фуллеренов, фуллеренсодержащей сажи, нанотрубок, наноалмазов) устойчивые дисперсии могут быть получены только при модифицировании НЧ, например с помощью поверхностных кислородсодержащих групп [2,7].

Сравнительный анализ НЧ углерода шунгитов, фуллеренов и наноалмазов в устойчивых водных дисперсиях показал их морфологическое подобие [8]. Это позволило контролировать агрегацию кластеров ШУ и определить его минимальный структурный фрагмент.

Наноразмерные элементы ШУ достаточно подвижны в различных по природе средах. Этим определяется плохая воспроизводимость свойств порошка шунгитов с частицами микронных размеров, а также нестабильность свойств композиционных материалов, в которые вводился порошкообразный шунгитовый наполнитель. НЧ могут высвобождаться с различных уровней в зависимости от условий переработки шунгитсодержащего материала [9].

Наибольший интерес представляет изучение подвижности минимального структурного фрагмента (менее 1 нм) ШУ и анализ свойств агрегатов, образующихся при структурировании этих фрагментов в различных условиях, прежде всего в воде, что позволит моделировать формирование ШУ в природе и управлять его свойствами во вновь создаваемых материалах.

Объекты и методы

Структурные и текстурные характеристики ШУ исследовали в серии экспериментов на высокоуглеродистых шунгитовых породах (шунгитах I разновидности) месторождений Шуньга, Максово, Нигозеро, Чеболакша [10].

Водные дисперсии получали из порошка (частицы< 40 мкм) шунгита I разновидности (Шуньга) при ультразвуковой обработке [11]. Концентрация НЧ углерода в дисперсии после фильтрации и центрифугирования составляла 0.1 мг/мл. Средний размер частиц в устойчивой водной дисперсии по данным динамического светорассеяния составлял 50 нм [12].

Высушенная дисперсия была проанализирована с помощью просвечивающей электронной микроскопии и электронной дифракции. Размер частиц ШУ составил 10-100 нм [13].

Морфологию пленок, полученных при высушивании водных дисперсий шунгитового наноуглерода, изучали с помощью атомно-силовой микроскопии (АСМ), используя в качестве подложки пиролитический графит [14].

ЯМР ^{13}C и ^{1}H высокого разрешения в твердом теле были применены к исходным порошкам и высушенным дисперсиям ШУ. Были использованы данные по моделированию спектров фуллеренолов и экспериментальные результаты, полученные на наноалмазах. Масса основных структурных элементов, образующих дисперсии была определена с помощью время пролетного масспектрометра MALDI-TOF [15].

Методы малоуглового рентгеновского (МУРР) и нейтронного рассеяния (МУНР) позволили охарактеризовать изменение структурных параметров ШУ в диапазоне углов 0.5-10о при различных воздействиях на углерод (МУРР) [10] и подтвердить двухуровневую структурную иерархию с минимальными (основными) структурообразующими фрагментами < 1 нм (МУНР) благодаря методу контрастирования. Этот же прием позволил подробно описать пористую структуру высокоуглеродистых шунгитов [16].

Адсорбционные методы были использованы для характеристики текстуры исходных шунгитов разновидности и высушенных водных дисперсий. Эти работы были проведены на химическом факультете МГУ [17].

Результаты

Реструктурирование-модифицирование наноструктурных элементов ШУ наблюдается при различных внешних воздействиях, что свидетельствует о метастабильности структуры. Например,

при термообработке и измельчении шунгитов образуются полиэдрические частицы размером десятки нанометров в результате слиянии многослойных глобул 6-10 нм, имеющих внутреннюю пору [8].

Предложена модель двухуровневой структурной организации ШУ [10, 16]. Агрегаты размером десятки-сотни нм описаны с помощью АСМ и просвечивающей электронной микроскопии высокого разрешения (ПЭВМР) – в диапазоне размеров от единиц до десятков нм, состоят из фрагментов менее 1 нм. Структурная иерархия ШУ показана на схеме рис.1.

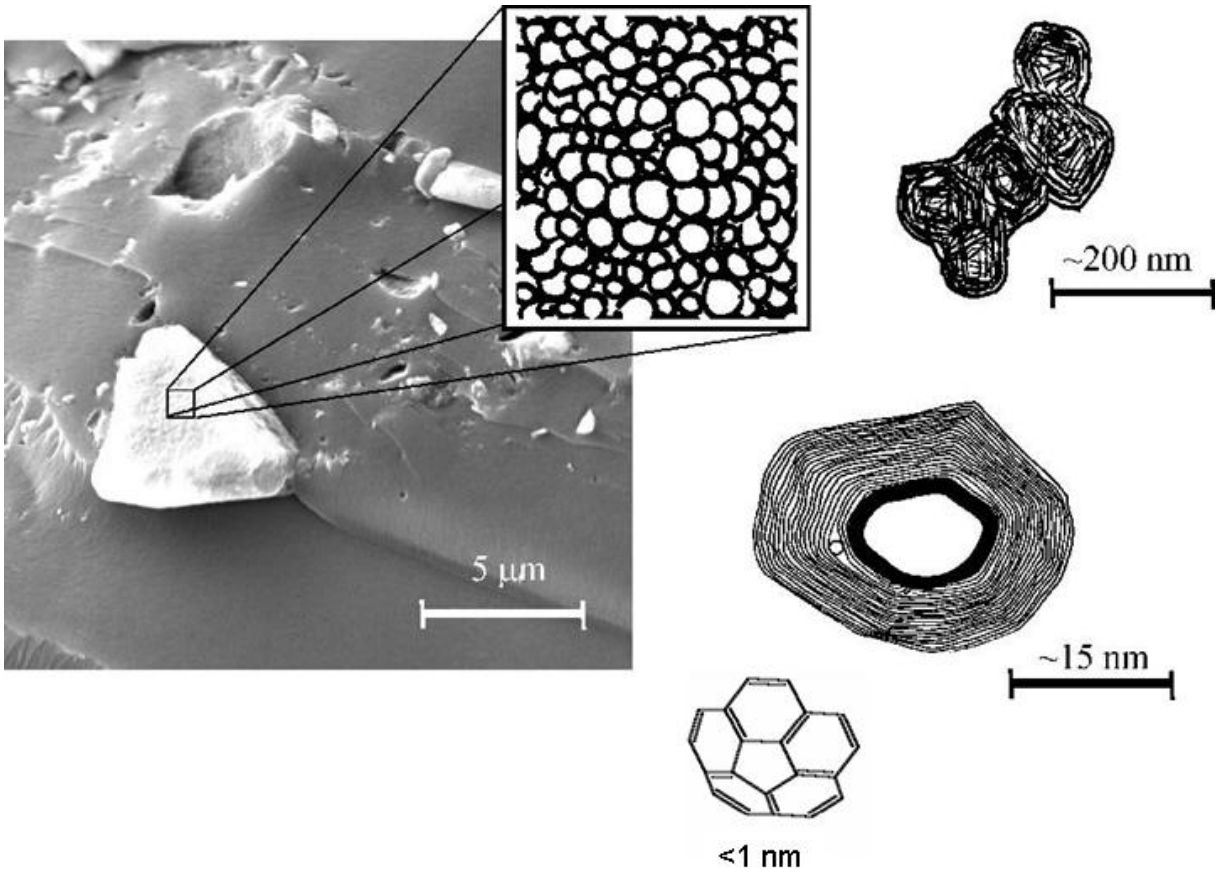


Рис. 1. Схематическое изображение двухуровневой агрегации наночастиц шунгитового углерода.

Спектр ЯМР ^{13}C высокого разрешения ШУ существенно изменяется при переводе наночастиц в воду. Наблюдается смещение основного пика в высокопольную часть спектра (при 116 ppm). Сравнение полученных различных углеродных структур с переходными sp^2 и sp^3 формами гибридизации позволяет сделать вывод относительно базовой структуры ШУ как изогнутой графеновой плоскости, напоминающей «чашку» (см. схему на рис.1) [2].

Используя экранирующее влияние протона на углеродное ядро, метод кросс-поляризации позволил оценить расстояние между атомом углеродом нанофрагмента и атомом водорода, которое составило ~ 0.8 нм.

Спектр ЯМР ^{1}H, полученный от образца ШУ, высушенного из водной дисперсии, состоящий из двух узких пиков 0.40 и 3.16 ppm, характеризует обменное взаимодействие молекул воды с ШУ: с образованием комплексов (0.40 ppm) и адсорбированной воды (3.16 ppm).

Масс-спектр водной дисперсии ШУ имеет максимумом интенсивности при ~284 m/z, что соответствует массе основного элемента в дисперсии, практически совпадает с данными, полученными при лазерной абляции исходного шунгита (Шунига) [15].

Дипольный момент, определенный на разбавленных растворах наночастиц ШУ в толуоле и бензоле составляет ~6.5D. Высокое значение дипольного момента позволяет объяснить активность и структурирующую способность ШУ в различных средах [18].

Формирование сетки наноразмерных агрегатов при осаждении из водной дисперсии ШУ исследовали с помощью МУРР и АСМ. Рост интенсивности сигнала, соответствующего размерности рассеивателя ~ 0.5 нм (при $2\theta_{Br}$=17о), а также уменьшение фрактальной размерности с 2.2 для исходного до 1.8 после обработки водяным паром, получены с помощью МУРР. Кластеры двух размеров превалируют в пленке, осажденной из водной дисперсии (4.7 нм, 7.7 нм) и > 30 нм по данным МУРР и АСМ. Эти размеры совпадают с размерами глобул и их агрегатов ранее полученные для исходного шунгита [14]. См. рис.2.

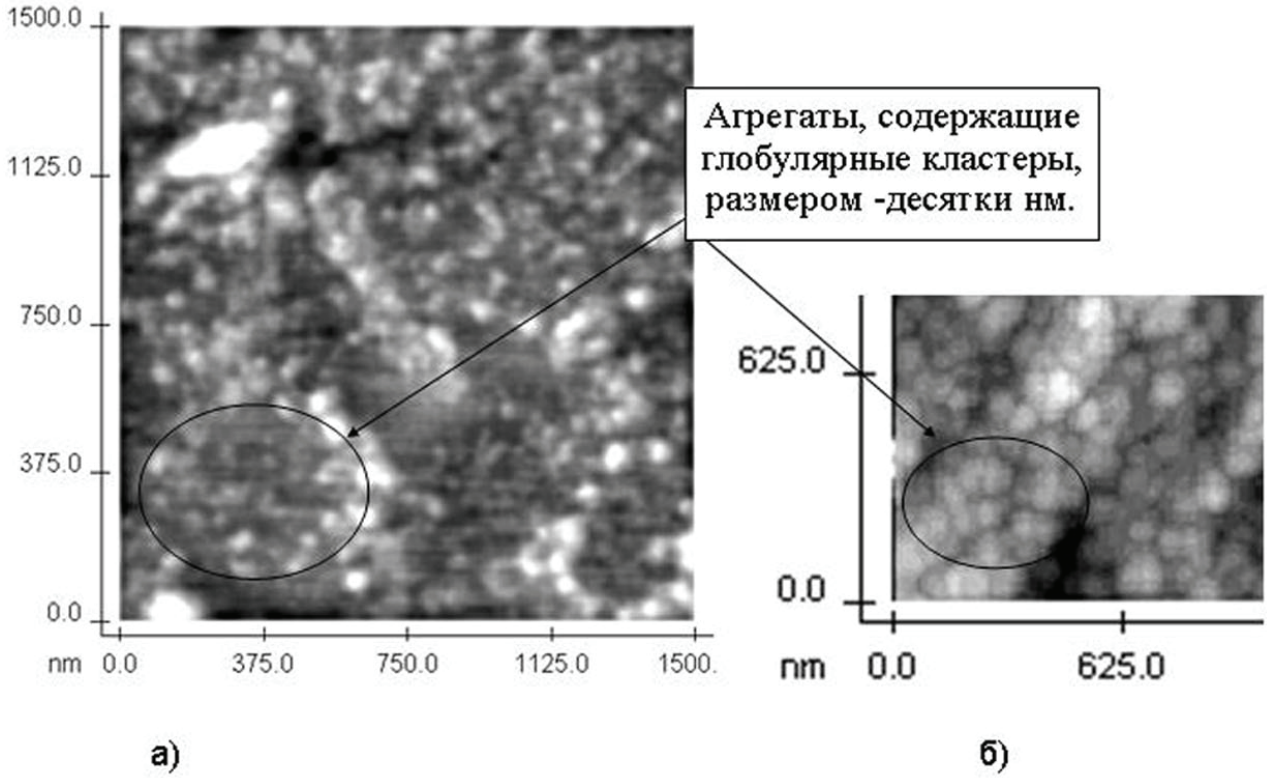


Рис. 2. АСМ изображение: (а) водной дисперсии наночастиц шунгитового углерода, осажденных на графитовой подложке, (б) скола исходного шунгита (Шуньга).

Несмотря на различие величин удельной поверхности и пористости шунгитов различных месторождений, средний диаметр пор всех образцов имеет близкие значения 5-7 нм (табл.1). Эти значения коррелируют со стадией агрегации наночастиц при высушивании устойчивой водной дисперсии, охарактеризованной с помощью МУРР.

Адсорбционные характеристики природных шунгитов в сравнении с шунгитовым углеродом, осажденным из устойчивой водной дисперсии

Образцы шунгита	Удельная поверхность, $м^2/г$*	Объем пор, $см^3/г$	Средний размер пор, нм	Размер пор, нм ДР**
Шунгит (Шуньга)	25.9	0.03	2.6	2.6
Шунгит (Чеболакша)	19.7	0.07	3.0	2.9
Шунгит (Нигозеро)	325.0	0.44	2.5	3.1
ШУ после воднойдисперсии	325.4	0.45		

* Метод БЭТ; **ДР – по Дубинину-Радушкевичу.

Текстурные особенности Нигозерского шунгита полностью воспроизводятся при высушивании устойчивой водной дисперсии наночастиц шунгитового углерода (табл.).

Выводы

Непланарный графеновый фрагмент (<1 нм) – минимальный структурный элемент углерода шунгитов, благодаря своему размеру и кривизне поверхности обладает достаточной полярностью для образования комплексов с водой, что позволяет стабилизировать в воде подвижные наноуглеродные агрегаты.

Перевод ШУ в форму стабильной водной дисперсии – один из видов его активации. В тоже время, он позволяет консервировать наночастицы, т.е. сохранить важные свойства ШУ, например, пористость и адсорбционные свойства. Адсорбционные свойства порошка, полученного при высушивании водной дисперсии ШУ (Шуньга), изменяются до показателей, характеризующих текстуру шунгита (Нигозеро), сформировавшегося в результате гидротермального переотложения углерода.

Работа поддержана грантами ОНЗ РАН-5 и SI Visby project 00996/2008.

Литература

1. *Ōsawa E.*, Monodisperse single nanodiamond particulates//Pure & Appl. Chem.2008. V.80. P.1365-1379.

2. *Рожкова Н.Н., Грибанов А.В.* К вопросу обосновном структурном элементе шунгитового углерода // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских отложений Карелии. Петрозаводск 2007. С. 6-89.

3. *Deguchi S., Allargova R.G., Tsujii K.,* Stable Dispersions of Fullerenes, C60 and C70 in Water. Preparation and Characterization. Langmuir. 2001. V.17.P. 6013-6017.

4. *Топоров Г.Н., Семенов В, Елисеева Р.А., Хачатурьян Т.К., Татаренко В.А.* Получение коллоидно-графитовых препаратов без стабилизирующих добавок // Коллоидный журнал.1978. Т. 40, № 3.С. 575-577.

5. *Prilutski Yu., Durov S., Yashchuk V.* Theoretical Predictions and Experimental Studies of Self-Organized C60 Nanoparticles in Water Solution and on the Support,Eur. Phys.J. D. 1999.P. 341-348.

6. *Ozawa M., Inakuma M., Takahashi M., Kataoka F., Kruger A., Ōsawa E*. Preparation and Behavior of Brownish, Clear Nanodiamond Colloids Adv.Mater. 2007.V 19.P.1201-1206.

7. *Osswald S., Yushin G., Mochalin V., Kucheyev S.O., Gogotsi Y.* Control of sp2/sp3 Carbon Ratio and Surface Chemistry of Nanodiamond Powders by Selective Oxidation in Air,//J.Am.Chem. Soc. 2006. V.128. P.11635-11642

8. *Zaidenberg A.Z., Rozhkova N.N., Kovalevski V.V., Lorents D.C., Chevallier J.* Physical chemical model of fullerene-like shungite carbon// Mol. Mat. 1996. V.8. P. 107-110.

9. *Rozhkova N.N.* Role Fullerene-like structures in the reactivity of Shungite carbon as used in New Materials with advanced properties. E. Osawa (Ed)/Perspectives of Fullerene Nanotechnology, Kluwer Academic Pub. Dordrecht, 2002.P.237-251.

10. *Рожкова Н.Н., Голубев Е.А., Сиклицкий В.И., Байдакова М.В*. Структурная организация шунгитового углерода./ Ред. П.А. Витязь и др. Сб. Фуллерены и фуллереноподобные структуры. Мн.: ИТМО БАН. 2005. с.100-107.

11. *Рожкова Н.Н., Андриевский Г.В.* Фуллерены в шунгитовом углероде.//Сб. научных трудов Ред. В.А. Пилипенко, Н.А. Поклонский, Минск:БГУ, 2000. С.63-68.

12. *Rozhkova N.N., Emel'yanova G.I., Gorlenko L.E., Lunin V.V.* Stabilization conditions of carbon nanoclusters in water//Karbo, 2007.V.111.P.7330-7334.

13. *Рожков С.П., Ковалевский В.В., Рожкова Н.Н.* Фуллеренсодержащие фазы, получаемые из водных дисперсий наночастиц углерода. //Журн. физ. химии. 2007. т. 81, № 5, с.1-8.

14. *Голубев Е.А., Рожкова Н.Н., Филиппов В.Н.* АСМ-исследование агрегатов углеродных наночастиц из водных коллоидных растворов шунгитов и фуллеренов // Поверхность, 2007. № 10. С. 47-52.

15. *Rozhkova N.N*., *Gribanov A.V., Khodorkovskii M.A.* Water mediated modification of structure and physical chemical properties of nanocarbons//Diamond and related materials. 2007.V.16.P. 2104-2108.

16. *Avdeev M.V., Tropin T.V., Aksenov V.L., Rosta L., Garamus V., Rozhkova N.N., Pore structures in shungites as revealed by small-angle neutron scattering.// Carbon. 2006. V.44. P.954-961.*

17. *Рожкова Н.Н., Емельянова Г.И., Горленко Л.Е., Лунин В.И.* Шунгитовый углерод и его модифицирование//Рос.Хим.Ж.2004, т. XLVIII, № 5. С. 107-115.

18. *Gladchenko S.V., Rozhkova N.N., Tupolev A.G., Malinovskaya V.P., Khairyllin A.R., Gribanov A.V.* Dipole Moment of Fullerene and basic Structural Unit of Shungite Carbon//Abstracts 6-th International Symposium "Molecular Order and Mobility in Polymer Systems". St.Petersburg, 2008, 28.

Становление древних кратонов, первые осадочные бассейны и особенности их металлогении

Розен О.М.

Геологический институт, г. Москва, e-mail: roseno@ilran.ru

Показано, что к позднему архею появились первые стабильные структуры (Каапваль, Пилбара), отвечающие необходимому набору свйств кратонов: 1) Существование достаточно мощного осадочного чехла, развивавшегося длительно, в течение ~ 500 млн. лет и более. 2) Специфический внутриплитный магматизм - кимберлиты, лампроиты, дайковые рои, крупные мафические расслоенные плутоны. 3) Присутствие под кратоном, в верхней мантии, деплетированного по железу алмазоносного горизонта до глубин ~ 300-400 км, - литосферного киля пониженной плотности, который обусловливает положительную плавучесть и сохранность кратонов в геологической истории и некоторые особенности породообразования, в частности – локализацию кимберлитов и присутствие в них алмазов.

Среди древнйших осдочных бассейнов выделены Уарравуна - мелководные осадки на платобазальах (3.46-3.32 млрд. лет) и Витватерсранд - сложная платформенная струкутра (2.8-1.8 млрд. лет) с продолжительностью прогибания ~1 млрд. лет.

Отмечены наиболее ранние в итсории, уникальные проявления крупных месторождений - расслоенный плутон Бушвельд, золотоносные конгломераты разреза Витватерсранд.

Сделан вывод, что в начале неоархея (2.8 млрд. лет) зародились гигантские структуры платформенного типа, известные на протяжении всей дальнейшей геологической истории, а в части полезных ископаемых - появились гигантские объекты, не повторявшиеся в дальнейшей истории - золотоносные конгломераты Витватерсранд.

Условия образования и высокоточный прогноз метаморфогенных месторождений

Ройзенман Ф.М.

Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва, e-mail: feliksmr@gmail.com

1. Общие закономерности образования метаморфогенных месторождений.

Метаморфогенные месторождения, как правило, имеющие докембрийский возраст, представляют обширный и наиболее сложный для изучения класс полезных ископаемых, имеющий огромное промышленное значение. К метаморфогенным относятся месторождения, образовавшиеся в течение всего метаморфического цикла. В результате комплексных исследований Алданского и Балтийского щитов (Карелия, Кольский полуостров), Урала и других докембрийских комплексов установлены некоторые общие закономерности образования и развития метаморфогенных месторождений.

1. Во всех изученных комплексах развитие происходило циклически, в течение ряда последовательных этапов: 1) регионального метаморфизма (изохимического); 2) регионального метасоматоза-ультраметаморфизма (базификации, регионального скаринирования, гранитизации, анатексиса, палингенеза и др.); 3) регрессивного метасоматоза, включающего две стадии: а) рассеянного, бедного оруденения, б) концентрированного,богатого оруденения. Совокупность указанных этапов составляет **«метаморфический цикл».**

2. Все этапы метаморфического цикла могут быть рудообразующими. По отношению к конкретному полезному ископаемому геологические процессы, происходящие на определенном этапе метаморофического цикла могут быть: а) индифферентными (не влияющими на рудообразование); б) рудоподготавливающими (создающими непромышленное или бедное оруденение); в) рудообразующими; г) рудоразрушающими.

3. В образовании промышленных рудных тел метаморфогенных месторождений важную роль играла смена планов тектонических деформаций. Имеющие важное генетическое и рудообразующее значение косо-секущие разрывы в линейно-складчатых комплексах на этапе линейной складчатости формировались в условиях сжатия, на следующем этапе (поперечной складчатости) – попадали в условия растяжения, а на заключительном этапе (послескладчатом) – снова возвращались в условия сжатия. Явления закономерной смены сжатия и растяжения определяли локализацию геологических процессов: магматических, метасоматических и рудообразующих [1].

4. Важным условием формирования концентрированных, богатых руд являлось закономерное изменение состава рудообразующих растворов, выражающееся в прохождении в остывающих растворах «углекислотной волны». Под воздействием «углекислотной волны» происходила переработка бедных, рассеянных руд с формированием промышленных богатых, в том числе – крупнокристаллических руд. Такие процессы могли происходить только в закрытых геологических ловушках [1, 2].

5. Характерной чертой метаморфического цикла является проявленная на всех его этапах дифференциация вещества, которая в ряде случаев приводила к формированию маломинеральных (в пределе – мономинеральных) горных пород. Эти природные технологические процессы обогащения способствовали концентрации отдельных минералов в виде обособленных и, нередко, достаточно мощных тел, которые в ряде случаев представляют собой богатые рудные тела.

2. Условия рудообразования на разных этапах метаморфического цикла.

Как видно в таблице, для каждого этапа метаморфического цикла характерны свои условия температурного режима и концентрации CO_2 в рудообразующих растворах. Так, для этапа регионального метаморфизма на исследованных месторождениях характерны высокие температуры (880-640^o) и концентрации CO_2 в растворах (13.8 - 59 моль/кг H_2O). На этапах регионального скарнирования и ультраметаморфизма существенно снижаются и температуры (750-480^o), и концентрации CO_2 (1.8 - 4.1 моль/кг H_2O). Две стадии регрессивного метасоматоза резко различаются между собой. На стадии 1 (бедного, рассеянного оруденения) отмечаются температуры 550-320^o и сравнительно низкие концентрации CO_2 – 1.2 - 6.4 моль/кг H_2O. Для стадии 2 (богатого, концентрированного оруденения) характерны более низкие температуры – 360-120^o и намного более высокие концентрации CO_2 – 13.3 – 22.3 моль/кг H_2O. Высокие концентрации CO_2 на стадии 2 обусловлены прохождением «углекислотной волны» в закрытых геологических ловушках.

Условия рудообразования на разных этапах метаморфического цикла

Полезное ископаемое	Этапы метаморфического цикла									
	Региональный метаморфизм		Региональное скарнирование		Ультра-метаморфизм, мигматизация, гранитизация		Регрессивный метасоматоз			
							1 стадия		2 стадия	
	Тд	CO_2	Тд	CO_2	Тд	CO_2	Тд	CO_2	Тд	CO_2
Диопсидовое сырье	820-640	59	640-480	4.1	720-600	1.8	480-320	1.2	320-140	13.8
Полевошпатовое сырье	Н-О	Н-О	660-500	2.1	750-550	2.4	550-320	6.4	320-140	13.3
Графит	880-720	13.8	720-520	3.4	760-660	2.8	550-360	5.1	360-120	22.3
Редкие металлы	Н-О	Н-О	Н-О	Н-О	600-480	2.3	480-320	2.9	320-140	17.3
Флогопит	Н-О	Н-О	660-480	4.9	640-480	4.9	480-320	1.2	320-100	14.0
Мусковит	Н-О	Н-О	Н-О	Н-О	Н-О	Н-О	480-300	2.6	300-100	13.1

Примечания: 1 – Тд – температура декрепитации газово-жидких включений (в градусах Цельсия); 2 – CO_2 - концентрация CO_2 в газово-жидких включениях (моль/кг H_2O);
редкие металлы – литий, рубидий, цезий, тантал, ниобий, бериллий. Н-О – полезное ископаемое на данном этапе не образовывалось. 1 стадия – рассеянного, бедного оруденения, 2 стадия – концентрированного, богатого оруденения.
Редкие металлы – Вороньетундровское рудное поле (Кольский полуостров), мусковит – Мамско-Чуйский район и Сев. Карелия, остальные полезные ископаемые – Алданский район.

3. Система количественного локального прогноза метаморфогенных месторождений.

За последние десятилетия в геологической отрасли произошли коренные изменения. В результате интенсивных поисково-разведочных работ фонд легко открываемых на поверхности ме-

сторождений в значительной мере исчерпан. На передний план уже давно выдвинулись проблемы глубинного прогноза месторождений. Это принципиально меняет задачи прогноза. Если на поверхности можно карьером рентабельно добывать и сравнительно мелкие и бедные месторождения, то для шахтной отработки нужны только достаточно крупные и богатые промышленные объекты. Таким образом, проблема глубинного прогноза, это проблема целенаправленного прогноза на глубине крупных и богатых месторождений, с высоким качеством минерального сырья.

Для решения указанной задачи автором разработана и в течение 30-ти лет апробирована система количественного локального прогноза метаморфогенных месторождений. Эта система позволяет после поисково-оценочных работ и до разведочных горно-буровых работ давать точные (количественные) ответы на следующие вопросы: 1) каковы размеры прогнозируемого рудного тела, 2) запасы в нем полезного ископаемого, 3) его содержания, 4) каково качества сырья. Кроме того, рассчитывается вероятность обнаружения рудного тела (определяется достоверность прогноза), и путем комплексирования поисково-оценочных критериев достоверность прогноза выводится на уровень выше 80%. Основой для такого точного прогноза является крупномасштабная геологическая карта, построенная по формально- однозначной методике Б.М. Роненсона. Установленный по такой карте геологический поисковый критерий обеспечивает достоверность прогноза на уровне 50-70%. Для достижения достоверности прогноза выше 80% к геологическому критерию добавлялся термобарогеохимический критерий (флогопитовые месторождения Алдана, мусковитовые месторождения Мамско-Чуйского района и Сев. Карелии, редкометальные месторождения Кольского полуострова); на графитовых месторождениях добавлялся геофизический критерий (Алдан, Ю. Карелия и Урал); на редкометальных месторождениях – геохимический критерий (Кольский полуостров).

Высокоточный прогноз основан на установлении закономерных количественных соотношений между исследованными параметрами (геологическими, геофизическими, геохимическими, термобарогеохимическими и др.) и промышленными параметрами (размерами и запасами рудных тел, содержаниями и качеством сырья).

В результате заверки 76-ти прогнозов, сделанных с применением разработанной системы количественного прогнозирования, открыто и разведано 70 промышленных тел 18-ти полезных ископаемых: флогопита, мусковита, графита, лития, рубидия, цезия, диопсидового и полевошпатового сырья, облицовочного камня и др. Общая стоимость минерального сырья в этих месторождениях 17 млрд. долларов, добыто сырья на 0.7 млрд. долларов. Среди открытых – 4 крупных месторождения, государственного и мирового значения (самое богатое в мире месторождение высококачественного графита с его содержанием 27% и др.).

Эффективность геологоразведочных работ увеличилась с применением новой системы прогноза, в среднем, в 10 раз. Объемы поисково-разведочного бурения удалось сократить в 5-10 раз. Так, на графитовом месторождении Чебере на Алдане объемы бурения были сокращены на 10 000 пог. м, по сравнению с проектным объемом бурения, запланированным в соответствии с существующими инструкциями и методическими руководствами.

4. Методы исследований для установления условий образования метаморфогенных месторождений и для их количественного прогноза.

1) Формально-однозначное геологическое картирование рудных полей и месторождений.

Геологическая съемка по принятым в стране инструкциям и методическим руководствам характеризуется неоднозначностью результата, так как включает значительную роль субъективизма. Построение геологической карты производится на основе личного опыта авторов, а этот опыт часто весьма различный. В результате, по одной площади имеются многие, иногда принципиально различные варианты геологических карт. Как показывает опыт, по этим картам невозможно установить необходимые количественные критерии прогноза. Эти критерии были установлены только при использовании методики формально-однозначного геологического картирования, разработанной Б.М. Роненсоном. В этой методике все операции (составление классификации и легенды документации горных пород, стратиграфическое расчленение метаморфических комплексов, площадная геологическая съемка) производятся на строгой математической (статистической) основе. В результате, у различных авторов получаются одинаковые, достоверные геологические карты.

2) Геохимические работы должны проводиться обязательно с учетом минералого-петрографического состава горных пород. Так, в Вороньетундровском рудном поле (Кольский полуостров) при стандартной (по сетке) геохимической съемке масштаба 1 : 25 000 была пропущена крупная (1200 м х 500 м) аномалия редких щелочных металлов. При проведенном автором геохимическом опробовании с учетом минерально-петрографического состава горных пород во всех пробах вмещающих пород были установлены высокие содержания редких щелочных металлов (в частности – цезия от 0.01% до 0.10%).

3) Термобарогеохимические исследования и картирование должны базироваться на новой теории флюидного рудообразования под воздействием «углекислотной волны» [1, 2]. Так, для декрептометрической съемки и прогноза разработан «поисковый декрептометрический коэффициент»: Кд = С(100-300^{o}) : С (100-600^{o}), где С(100-300^{o}) и С(100-600^{o}) – суммы микровзрывов газово-жидких включений в интервалах температур 100-300^{o} и 100-600^{o}С. При использовании углекислотнометрического поискового критерия показателем рудоносности является концентрация CO_2 в интервале температур богатого оруденения (стадия 2 регрессивного метасоматоза) – 100-300^{o}С. Этот критерий позволяет не только оконтуривать промышленные рудные тела, но и определять в них содержания полезного ископаемого.

Общие выводы.

1) В результате комплексных исследований метаморфогенных рудных полей и месторождений установлены важные общие закономерности их образования и разработаны критерии их высокоточного количественного прогноза.

2) Применение новой системы прогноза, с количественным определением промышленных параметров рудных объектов (их размеров и запасов, содержаний и качества сырья) позволило повысить эффективность прогноза в 10 раз. Об этом свидетельствуют результаты заверки 76-ти прогнозов, при которой открытии и разведаны 70 рудных тел 18-ти полезных ископаемых со стоимостью минерального сырья 17 млрд. долларов (добыто на 0.7 млрд. долларов).

3) Представляется, что дальнейшее развитие и применение разработанной методики позволит установить закономерности формирования многих метаморфогенных полезных ископаемых и осуществить высокоточный количественный прогноз не выходящих на поверхность метаморфогенных месторождений, что даст большой экономический эффект.

Литература

1. *Ройзенман Ф.М.* Условия образования и количественный локальный прогноз метаморфогенных месторождений. М.: Щит-М, 2004. 276 с.

2. *Ройзенман Ф.М.* Теория богатого флюидного рудообразования под воздействием «углекислотной волны». М.: МЮИ, 2008. 84 с.

Особенности структуры свекофеннских рудо-, пегматитоконтролирующих зон сдвиговых дислокаций в гнейсах чупинской толщи (беломорский комплекс пород Балтийского щита)

Ручьев А. М.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

Совокупность гетерогенных геологических образований беломорского комплекса пород, отвечающая области распространения чупинской и хетоламбинской толщ беломорид, интерпретируется как позднеархейский рифтогенный энсиалический Беломорский зеленокаменный пояс (БЗП), подвергшийся повторному раннепротерозойскому рифтингу. Минерагеническая особенность БЗП – отчетливо выраженная пегматитовая, а также медно-никелевая и благороднометалльная специализация. Его площадь может рассматриваться как новая рифтогенная неоархейско-па-

леопротерозойская золото-платиноидная субпровинция с условиями благоприятными для формирования рудных объектов крупнообъемного типа, близких по свойствам к полигенным месторождениям и рудопроявлениям полиметалльной формации углеродсодержащих пород и продуктов их преобразования [5].

Свекофеннский структурно-метаморфический комплекс пород выделен как потенциально промышленно золотоносный [3 и др.]. Новая информация о строении свекофеннских зон деформации, выявленных на территории Лоушского пегматитового поля [2], получена с использованием метода идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса [4, 6, 8, 9].

Субмеридиональные дислокации и сингенетичные им двуслюдяные гнейсы-4_2, (классификация метаморфических разновидностей и естественных минеральных фаций гнейсов чупинской свиты опубликована [3]) детально исследованы в Восточнослюдозерской зоне. Ее строение, по результатам анализа пространственной ориентировки сланцеватости-полосчатости гнейсов-4_2 и пегматитов мусковитовой формации, определяется сочетанием структурных элементов не менее 43 сдвиговых парагенезисов, в том числе: 13 – {RR′L}; 5 – {R′PT}; 5 – {R′PLT}; 3 – {RLT}; 3 – {R′LT}; 2 – {RPLT}; 1 – {RR′PT}; 1 – {PLT}; 1 – {RPT}; 1 – {RR′LT}; 1 – {RR′T}; 7 – не индентифицированных ({R′PL}?, {RR′P}?) парагенезисов (буквенные обозначения плоскостей соответствуют принятым в тектонофизической модели средней части зоны скалывания [1], на основе которой проводится интерпретации фактических материалов).

Субширотные дислокации и сингенетичные двуслюдяные гнейсы-4_3, более поздние, чем субмеридиональные, изучены в Северослюдозерской зоне. Наличие в ней реликтов кианит-гранат-биотитового гнейса-3_2 указывает на развитие зоны в ходе не менее двух тектоно-метаморфических этапов. К третьему, досвекофеннскому, этапу относятся выявленные при анализе ориентировки плоскостных структурных элементов гнейса-3_2 27 сдвиговых структурных парагенезисов, в том числе: 14 – {RR′L}, 1 – {RPL} и 12 – ({R′PL}?, {RR′P}?). На четвертом этапе эндогенеза, судя по результатам анализа ориентировки плоскостных структурных элементов двуслюдяных гнейсов-4_2, -4_3 и пегматитов, был сформирован 41 парагенезис, в том числе: 14 – {RR′L}, 1 – {RPL}, 1 – {RR′PL}, 2 – {R′PT}, 2 – {RLT}, 2 – {R′LT}, 2 – {PLT}, 2 – {RR′PT}, 2 – {R′PL}, 1 – {R′PLT}, 1 – {RR′P}; и 11 – ({R′PL}?, {RR′P}?).

Важной металлогенической чертой БЗП является развитие свекофеннских зон сдвиговой деформации и диафтореза в границах шовных структур третьего этапа, сингенетичные породы которых уже были обогащены золотом относительно вмещающих их гнейсов-2 [3, 5]. Особенности механизма «тектонического наследования» выясняются при анализе строения Северослюдозерской субширотной зоны. Сравнение диаграмм выделенных парагенезисов приводит к выводу, что применительно к отдельному эпизоду сдвиговой деформации активизация выражается в избирательной регенерации в качестве элементов новообразующегося парагенезиса одного, или двух плоскостных элементов ранее сформированной тектонической структуры. Нередко парой активизируются парагенетичные R′- и P-сколы, которые в новом парагенезисе могут «обменяться ролями». При полиэлементности структуры зон сдвиговой деформации третьего этапа полнота «тектонического наследования» в общем случае пропорциональна количеству фаз наложенной свекофеннской деформации. Разумеется, чем чаще «подновляется» система нарушений сплошности породы, тем больший объем флюида может пройти по ней и выше вероятность рудоотложения.

Продуктивной в металлогеническом отношении считается также ситуация «сопряженного развития разломов», являющаяся, скорее всего, частным вариантом явления активизации кинематических плоскостей. Установлена принципиальная возможность функционирования в единой флюидопроводящей системе разновозрастных структурных элементов зон сдвиговых дислокаций, ориентированных под большим углом друг к другу. Анализ совмещенных диаграмм максимумов предпочтительной ориентировки структурных элементов в свекофеннских зонах субмеридиональных и субширотных дислокаций свидетельствует о наличии закономерных угловых соотношений между максимумами, относящимися к разным зонам. Выделено не менее пятнадцати отвечающих потенциальным сдвиговым парагенезисам систем статистических плоскостей. Последние соответствуют наиболее частотным структурным элементам. Совпадение L-сколов в трети парагенезисов с глав-

ными плоскостями структурных элементов поздних субширотных дислокаций позволяет предполагать, что в соответствующие фазы активизации основную роль играла Северослюдозерская зона, и именно по ней вероятны наибольшие смещения. Совпадение плоскости генерального сдвигания со структурными элементами субмеридионального и северо-восточного простирания позволяет объяснить проявления наложенной сланцеватости соответствующих направлений в свекофеннских субширотных зонах – минеральное выполнение L-сколов, самых поздних образований, вполне может пересекать более ранние парагенетичные структурные элементы.

Диафториты кианит-биотит-мусковитовой фации в зонах субмеридиональных дислокаций образовались ранее, чем в субширотных, и неоднократно «подновлялись» при активизации, то есть суммарно дольше были в условиях, способствующих концентрации золота в породах. Следовательно, относительно более высокое содержание благородного металла вероятнее в диафторитах субмеридиональных структур.

Пегматиты мусковитовой формации, максимумы предпочтительной ориентировки которых дают свойственные элементам сдвигового структурного парагенезиса угловые соотношения с максимумами полосчатости двуслюдяных гнейсов, выполняют трещины отрыва, неоднократно возникавшие при формировании свекофеннских субмеридиональных дислокаций и сингенетичных диафторитов. Подтверждается связь процесса пегматитогенеза и с более поздними деформационными событиями. При анализе ориентировки пегматитов и полосчатости гнейсов-4_3 в Северослюдозерской зоне субширотных дислокаций выделены структурные парагенезисы, в которых положение уже существующих жильных тел повторно совпадает с трещинами отрыва. На длительность пегматитообразования также может указывать соответствие ориентировки жильных тел трещинам отрыва в потенциальных структурных парагенезисах «сопряженного» функционирования кинематических плоскостей субортогональных зон сдвиговых дислокаций.

Долгое время оставался без ответа вопрос о пегматитогенезе в зонах рассланцевания, выполненных гнейсами-3. Сопоставление диаграмм ориентировки пегматитов и структурных элементов в гнейсе-3_2 указывает на отсутствие какой-либо парагенетической связи, то есть в Северослюдозерской зоне субширотных дислокаций процессы, формировавшие гнейсы третьей фациальной группы, вообще не продуцировали пегматитовых тел. Наличие мусковитовых пегматитов на участках в границах выделенного в 1951-56 г. г. при съемке масштаба 1:50000 одиннадцатого «горизонта» чупинской свиты, в котором преобладает гнейс-3, обусловлено локальным проявлением «наложенных» свекофеннских процессов.

Выявлены заслуживающие внимания обстоятельства формирования пегматитов: соответствие предпочтительной ориентировки некоторых жильных тел плоскостям одинаково ориентированных, но принадлежащих различным структурным парагенезисам трещин отрыва в гнейсах (регенерация, «приоткрывание» трещин отрыва); наличие признаков формирования одних и тех же жильных тел в пересекающихся (?) различно ориентированных трещинах отрыва. Многоактность формирования пегматитовмещающих камер и их минерального выполнения подтверждается и тем, что пространственная ориентировка кристаллов мусковита отвечает угловым соотношениям структурных элементов сдвиговых парагенезисов, а число последних в некоторых промышленных пегматитовых телах достигает трех десятков. В металлогеническом аспекте полициклическое функционирование трещин отрыва оценивается как способствующее рудной минерализации.

Результаты структурно-парагенетического анализа в совокупности с уже имеющимися материалами приводят к следующим выводам.

Естественные минеральные фации гнейсов чупинской свиты, образование которых стимулировалось сдвиговой деформацией, являются продуктами аллохимического стресс-метаморфизма, определявшего своеобразие развития БЗП и в неоархее, и в палеопротерозое [7]. Метаморфизму подвергались породы, прежде всего, в местах разрядки девиаторных напряжений (ассоциации новообразованных минералов маркируют созданную сдвиговой деформацией структурно-текстурную субплоскостную анизотропию гнейсов и сланцев). Релаксационные физические и химические эффекты уже сами по себе являются действенными факторами минерагенеза, кроме того, деформация обусловила инфильтрационный флюидный тепло-, массоперенос, способствовавший изменению химического состава гнейсов и их рудной минерализации в границах зон полифазной сдвиговой деформации.

Свекофеннский структурно-метаморфический комплекс представлен разновозрастными различно ориентированными сублинейными зонами сдвиговых дислокаций и сингенетичных пород четвертой минеральной фации. Сложная внутренняя структура крупноразмерных линиаментных зон дислокаций и диафторитов определяется сочетанием, как правило, большого числа пространственно совмещенных различных типов сдвиговых парагенезисов структурных элементов. Каждый такой парагенезис соответствует отдельному эпизоду деформации, следовательно, наблюдаемая ныне структура – продукт многократной разрядки девиаторных напряжений в условиях меняющихся реологических свойств пород, о чем свидетельствует вариация угла скалывания почти во всем диапазоне возможных значений.

Субплоскостные структурные элементы, сохраняя свою первоначальную ориентировку, неоднократно функционировали в составе разновозрастных сдвиговых парагенезисов, формировавшихся в неодинаковых деформационных условиях. При активизации в ходе отдельной фазы (эпизода) деформации могла происходить избирательная регенерация в качестве элементов новообразующегося сдвигового парагенезиса одного или двух плоскостных элементов ранее сформированной структуры. Этот механизм обеспечивал поступательную реализацию широко проявленного тектонического «наследования». Установлена возможность регенерации и функционирования в единой системе, соответствующей сдвиговому парагенезису, структурных элементов разновозрастных зон дислокаций, ориентированных под различными, в том числе, и большими углами друг к другу. Все это свидетельствует о потенциальной многовариантности «оживления» структуры гнейсовой толщи и ее высокой флюидопроницаемости в условиях деформации. Возможно, именно эти тектоноструктурные особенности определяли специфику формирования рудных объектов большеобъемного типа (относительно равномерное рассредоточение рудной компоненты в огромном объеме дислоцированных пород).

Вероятно, долгоживущие зоны сдвиговых дислокаций и их системы играли роль фидеров, достигавших астеносферного уровня: аккумуляция углеродистого вещества в гнейсах, связанная с аллохимическими процессами при повышенном потенциале калия, а также присутствие в диафторитах многих халько- и сидерофильных металлов в самородной форме – признаки действия глубинных восстановленных флюидов. Породы в границах таких зон – наиболее доступный для исследований продукт взаимодействия мантийного и корового вещества.

В новом аспекте аргументируется генетическая связь пегматитов мусковитовой формации с зонами сдвиговых дислокаций и сингенетичных им пород метаморфической фации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов и сланцев: ориентировка большинства пегматитовых тел соответствует трещинам отрыва в свойственных диафторитам парагенезисах структурных элементов с преимущественно субмеридиональным, северо-восточным и, в меньшей степени, субширотным простиранием плоскости главного сдвигания. Выявлены признаки деформационно обусловленной многоактности формирования жильных тел и слагающих их минералов. Поскольку пегматиты являются атрибутом свекофеннских зон сдвиговой деформации, в качестве одного из поисковых признаков последних могут рассматриваться системы эшелонированных пегматитовых жил.

Структурные особенности свекофеннских зон сдвиговых дислокаций, потенциальных рудоконтролирующих и рудоподводящих структур, позволяют считать их полихронными образованиями. Имея это в виду, следует подходить и к изучению разнообразных, иногда экзотических, ассоциаций многочисленных рудных минералов в диафторитах.

Литература

1. *Гинтов О. Б., Исай В. М.* Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1988. 228 с.

2. *Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И.* Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. С. 176.

3. *Ручьев А. М.* Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 47-58.

4. *Ручьев А. М.* Структурный анализ сдвиговых дислокаций // Новые идеи в науках о Земле // VIII международная конференция. Доклады. Т. 1. S-1. М., 2007. С. 298-301.

5. *Ручьев А. М.* О перспективах выявления благороднометалльных объектов в беломорском комплексе пород // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России // Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск, 12-15 ноября 2007 г. // Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 340-345.

6. *Ручьев А. М.* Идентификация структурных элементов сдвиговых дислокаций и решение обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Т. 1. – М.: ИФЗ, 2008. С. 94-96.

7. *Ручьев А. М.* Аллохимический стресс-метаморфизм пород беломорского комплекса Балтийского щита // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. В 2-х томах. Т. 2. – М.: ИФЗ, 2008. С. 69-71.

8. *Ручьев А. М.* Сдвиговые структурные парагенезисы верхнекоровых тектонических дислокаций в беломорском комплексе пород Балтийского щита // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными // Материалы четырнадцатой международной конференции. Часть 2. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008. С. 158-161.

9. *Ручьев А. М.* Новый подход к структурно-парагенетическому анализу рудоконтролирующих зон рассланцевания (опыт исследования благороднометалльных объектов на территории Карелии) // Проблемы рудогенеза докембрийских щитов // Труды Всероссийской научной конференции, посвященной 90-летнему юбилею члена-корреспондента РАН Г.И. Горбунова. Апатиты. 17-18 ноября 2008. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2008 д. С. 137-141.

Структурно-парагенетический анализ при исследовании процессов минерагенеза в условиях сдвиговой деформации

Ручьев А. М.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН,
г. Петрозаводск, e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

При изучении тектонического фактора минерагенеза целесообразен структурно-парагенетический анализ геологических объектов. Метод идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса, специально разработанный для анализа сложнодислоцированных докембрийских образований [3-6], позволяет: выявлять природные сдвиговые парагенезисы трех и большего числа структурных элементов, а также идентифицировать их; вычислять угол скалывания пород в условиях природной деформации; реконструировать пространственную ориентировку потенциальных структурных элементов сдвигового парагенезиса и осей главных нормальных напряжений.

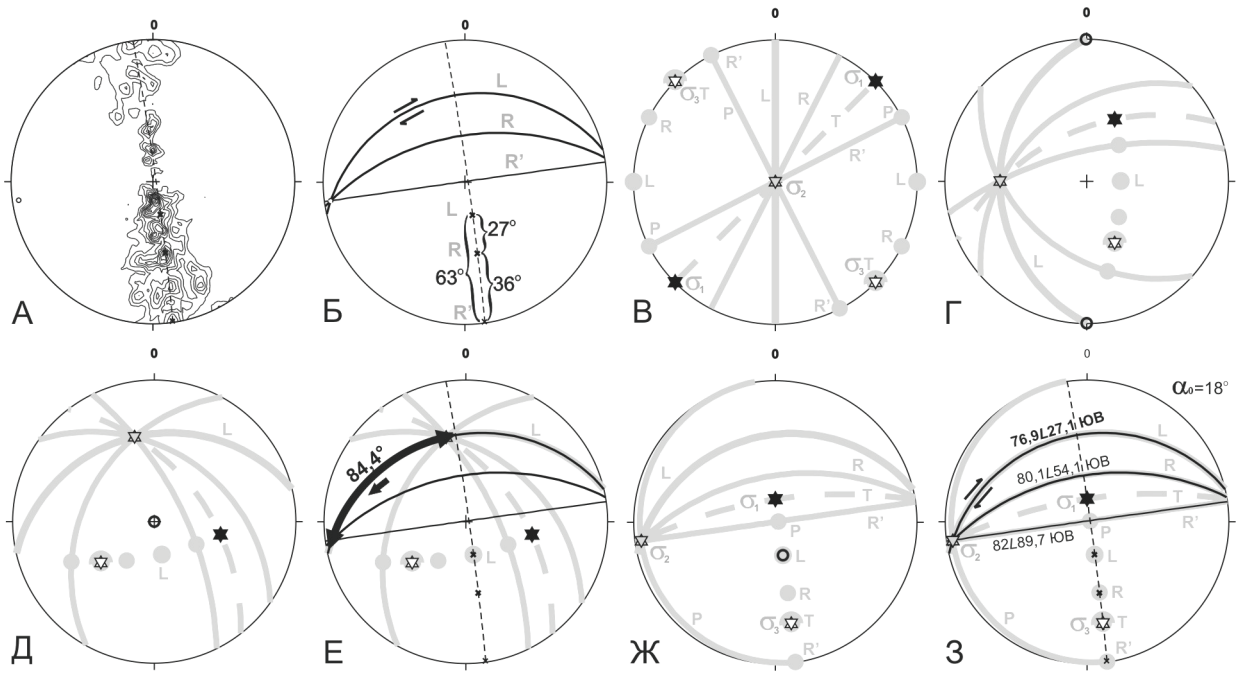
Исходный материал для анализа – данные о пространственной ориентировке плоскостей деформационной анизотропии пород. Их элементы залегания при полевой работе определяются или непосредственным измерением, или рассчитываются по замерам не менее двух линий пересечения искомой плоскости с поверхностью рельефа обнажения. Обязательны систематические наблюдения возрастных соотношений структурных элементов, направления смещения по ним, характера минерального выполнения.

При статистической обработке первичных данных и в дальнейшем для минимизации затрат труда и времени целесообразно применять компъютор и специализированные программы, позволяющие построить, детализировать πS-диаграмму, точно определить координаты статистических максимумов, провести моделирование.

При анализе и интерпретации фактического материала используются составляющие основу тектонофизической модели средней части зоны скалывания [1, 2] сведения об элементах идеализированного сдвигового структурного парагенезиса (ИССП): *R*-, *R′*-сколы Риделя формируются на ранней стадии деформации, они ориентированы плоскостями базисных участков под углом скалы-

вания (α_0) к оси максимального главного напряжения σ_1, расположены с разных сторон от оси и под углами соответственно $\pi/4-\alpha_0$ и $\pi/4+\alpha_0$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; *P*-сколы формируются после *R*-, *R'*-сколов, ориентированы плоскостями базисных участков под углом α_0 к оси минимального главного нормального напряжения сжатия σ_3 и под углом $\pi/4-\alpha_0$ к осевой плоскости зоны скалывания, располагаются зеркально-симметрично плоскости *R*-сколов; *T* – трещины отрыва – перпендикулярны оси σ_3 и компланарны оси σ_1, ориентированы плоскостями базисных участков под углом $\pi/4$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; *L*-сколы формируются на заключительной стадии деформации, параллельны осевой плоскости зоны скалывания (плоскости генерального смещения); плоскости, соответствующие базисным участкам элементов сдвигового структурного парагенезиса пересекаются по линиям, параллельным оси σ_2.

Анализ фактических данных включает: выделение на πS-диаграммах поясов трех и большего числа максимумов предпочтительной ориентировки структурных элементов (рис. А); измерение углов между однопоясными максимумами (рис. Б); проверку гипотезы о парагенетичности с использованием критерия соответствия угловых соотношений статистических плоскостей закономерностям пространственной ориентировки элементов ИССП (табл.), в ходе которой, если гипотеза верна, определяется величина угла α_0.



Пример последовательности действий при анализе и моделировании.

А – исходная πS-диаграмма и выделенный на ней пояс трех максимумов; Б – измерение углов между максимумами, предварительная идентификация плоскостей, вычисление α_0 по системе уравнений {RR′L} (табл.); В – составление исходной диаграммы элементов ИССП для правостороннего сдвига при α_0=18°; Г-Ж – преобразование исходной диаграммы элементов ИССП: Г – после правого поворота на 62,9° вокруг оси 00°∠00° (выделена жирным кружком); Д – после правого поворота на 76,9° вокруг оси 00°∠90°; Е – определение угла и направления поворота вокруг нормали к совмещенным L-плоскостям; Ж – результат левого поворота на 84,4° вокруг оси 346,9°∠62,9° – готовая модель; З – проверка адекватности модели – «сложение» диаграмм «Б» и «Ж». Стереографическая равноугольная проекция, верхняя полусфера; *L*, *R*, *R'*, *P* – сдвиговые (сколовые) плоскости (гнейсовидность, сланцеватость, кливаж), *T* – плоскость трещин отрыва; σ_1, σ_2, σ_3 – оси главных нормальных напряжений сжатия ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$).

Для вычисления α_0 выбирается система уравнений, отражающая закономерности взаиморасположения тех структурных элементов ИССП (табл.), с которыми сопоставляются анализируемые статистические плоскости, отвечающие предполагаемому природному парагенезису. После нахождения α_0 по угловым соотношениям плоскостей можно установить, каким элементам ИССП они со-

ответствуют. При идентификации статистических плоскостей учитываются полевые наблюдения последовательности формирования реальных структурных элементов и направления смещения по ним. Отсутствие, или недостаток таких сведений резко снижают возможности метода. При идентификации структурных элементов только по данным об их пространственной ориентировке следует иметь в виду, что при отсутствии сведений о трещинах отрыва носителями однозначной и исчерпывающей информации о деформационных условиях являются лишь парагенезисы {RR′L} и {RR′PL}. По парагенезису {RPL} можно оценить величину α_0, но он не дает сведений о направлениях смещения по сдвиговым плоскостям, что препятствует выбору исходной модели ИССП. Идентификация трехкомпонентных «девяностоградусных» парагенезисов проблематична, только по угловым соотношениям структурных элементов их различить не удается, для обоснования правомерности использования той или иной расчетной схемы требуются более полные полевые наблюдения.

Модельные угловые характеристики наиболее часто встречающихся природных парагенезисов структурных элементов сдвиговых дислокаций

Парагенезис	Угол между элементами ИССП	Идентификационные признаки (при $0° < \alpha_0 < 45°$)	Системы уравнений для вычисления α_0
{RR′L}	$R\hat{}L = \pi/4 - \alpha_0$ $R'\hat{}L = \pi/4 + \alpha_0$ $R\hat{}R' = 2\alpha_0$	«асимметричный»; $R\hat{}L < 45°$; $45° < R'\hat{}L < 90°$	$\alpha_0 = \pi/4 - R\hat{}L$ $\alpha_0 = R'\hat{}L - \pi/4$ $\alpha_0 = R\hat{}R'/2$
{RPL}	$R\hat{}L = \pi/4 - \alpha_0$ $P\hat{}L = \pi/4 - \alpha_0$ $R\hat{}P = \pi/2 - 2\alpha_0$	«симметричный»; $R\hat{}L = P\hat{}L < 45°$	$\alpha_0 = \pi/4 - R\hat{}L$ $\alpha_0 = \pi/4 - P\hat{}L$ $\alpha_0 = (\pi/2 - R\hat{}P)/2$
{RR′P}	$R'\hat{}R = 2\alpha_0$ $R\hat{}P = \pi/2 - 2\alpha_0$ $R'\hat{}P = \pi/2$	«девяностоградусный»; $R'\hat{}P = 90°$	$\alpha_0 = R\hat{}R'/2$ $\alpha_0 = (\pi/2 - R\hat{}P)/2$
{R′PL}	$R'\hat{}L = \pi/4 + \alpha_0$ $P\hat{}L = \pi/4 - \alpha_0$ $R'\hat{}P = \pi/2$	«девяностоградусный»; $R'\hat{}P = 90°$	$\alpha_0 = R'\hat{}L - \pi/4$ $\alpha_0 = \pi/4 - P\hat{}L$
{RR′PL}	$R\hat{}L = \pi/4 - \alpha_0$ $R'\hat{}L = \pi/4 + \alpha_0$ $P\hat{}L = \pi/4 - \alpha_0$ $R\hat{}R' = 2\alpha_0$ $R\hat{}P = \pi/2 - 2\alpha_0$ $R'\hat{}P = \pi/2$	«девяностоградусный четырехкомпонентный»; $R\hat{}L = P\hat{}L < 45°$; $45° < R'\hat{}L < 90°$; $R'\hat{}P = 90°$	$\alpha_0 = \pi/4 - R\hat{}L$ $\alpha_0 = R'\hat{}L - \pi/4$ $\alpha_0 = \pi/4 - P\hat{}L$ $\alpha_0 = R\hat{}R'/2$ $\alpha_0 = (\pi/2 - R\hat{}P)/2$
{RR′LT}	См. {RR′L} $R\hat{}T = R'\hat{}T = \alpha_0$ $L\hat{}T = \pi/4$	«сорокапятиградусный»; признаки {RR′L}, а также: $R\hat{}T = R'\hat{}T = \alpha_0 < 45°$; $L\hat{}T = 45°$	Уравнения {RR′L} $\alpha_0 = R\hat{}T = R'\hat{}T$
{RPLT}	См. {RPL} $R\hat{}T = \alpha_0$ $P\hat{}T = \pi/2 - \alpha_0$ $L\hat{}T = \pi/4$	«сорокапятиградусный»; признаки {RPL}, а также: $L\hat{}T = 45°$; $R\hat{}T < 45°$; $P\hat{}T > 45°$	Уравнения {RPL} $\alpha_0 = \pi/2 - P\hat{}T$ $\alpha_0 = R\hat{}T$
{RR′PT}	См. {RR′P} $R\hat{}T = \alpha_0$ $P\hat{}T = \pi/2 - \alpha_0$	«девяностоградусный»; признаки {RR′P}, а также: $R\hat{}T = R'\hat{}T < 45°$; $P\hat{}T > 45°$;	Уравнения {RR′P} $\alpha_0 = \pi/2 - P\hat{}T$ $\alpha_0 = R\hat{}T = R'\hat{}T$
{R′PLT}	См. {R′PL} $R'\hat{}T = \alpha_0$ $P\hat{}T = \pi/2 - \alpha_0$ $L\hat{}T = \pi/4$	«сорокапяти- и девяностоградусный»; признаки {R′PL}, а также: $R'\hat{}T < 45°$; $P\hat{}T > 45°$; $L\hat{}T = 45°$	Уравнения {R′PL} $\alpha_0 = \pi/2 - P\hat{}T$ $\alpha_0 = = R'\hat{}T$
{R′PT}	$R'\hat{}P = \pi/2$ $R'\hat{}T = \alpha_0$ $P\hat{}T = \pi/2 - \alpha_0$	«девяностоградусный»; $R'\hat{}P = 90°$; $R'\hat{}T < 45°$; $P\hat{}T > 45°$; $L\hat{}T = 45°$	$\alpha_0 = = R'\hat{}T$ $\alpha_0 = \pi/2 - P\hat{}T$

Решение обратной тектонофизической задачи – определение ориентировки осей главных нормальных напряжений, отвечающих природному структурному парагенезису, достигается моделированием соответствующего ему ИССП. Моделирование включает: построение диаграммы элементов ИССП и осей главных нормальных напряжений сжатия при вычисленном α_0 (удобен исходный вариант при вертикальном положении оси σ_2 и меридиональной ориентировке плоскости *L*-скола, рис. В); преобразование (поворот) модельной диаграммы до совмещения проекции выбранного на ней структурного элемента с проекцией одноименного на статистической диаграмме, при этом проекции оси σ_2 и линии пересечения плоскостей, соответствующих статистическим максимумам, должны совпасть (рис. Г-Ж). При моделировании проверяется правильность идентификации структурных элементов природного парагенезиса. Адекватность модели качественно оценивается степенью совмещения проекций элементов анализируемого (рис. Б) и идеализированного (рис. Ж) структурных парагенезисов при «сложении» диаграмм (рис. З). Ориентировка осей главных нормальных напряжений определяется по приемлемой модельной диаграмме.

Последовательность деформационных событий реконструируется с учетом возрастных соотношений структурных элементов, принадлежащих различным парагенезисам.

С учетом возможностей, которые дает метод, он применим для решения следующих задач.

Корреляция процессов структурообразования и металло-, минеро-, петрогенеза. Выделение и идентификация парагенезисов структурных элементов позволяет обоснованно согласовывать макро- и микроскопические наблюдения, создает базу, необходимую для детального изучения связи деформационных и вещественных преобразований горных пород.

Разработка структурно-возрастных шкал. Каждый сдвиговый парагенезис структурных элементов соответствует отдельному эпизоду деформации, шкалы, отражающие их последовательность, оцениваются как максимально детальные и наиболее реалистично характеризующие природные особенности исследуемого объекта.

Получение исходных данных для геометризации поисково-разведочных объектов. Расмотренный метод анализа сдвиговых дислокаций дает объективную информацию об их структуре и ее развитии. Он позволяет определить среднестатистическую ориентировку структурных элементов, например, потенциальных минерализованных трещин отрыва, или плоскости главного сдвигания, то есть ответить на важный вопрос о простирании и падении рудоконтролирующей или рудоподводящей зоны в целом, даже если ее границы не вскрыты.

Реконструкция полей палеонапряжений. Опыт работ показывает, что почти на каждом участке рассланцованных (кливажированных) горных пород можно получить данные, необходимые и достаточные для решения обратной тектонофизической задачи.

Литература

1. *Гинтов О. Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: «Феникс», 2005. 572 с.

2. *Гинтов О. Б., Исай В. М.* Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. - Киев: Наук. думка, 1988. 228 с.

3. *Ручьев А. М.* Структурный анализ сдвиговых дислокаций // Новые идеи в науках о Земле // VIII международная конференция. Доклады. Т. 1. S-1. М., 2007. С. 298-301.

4. *Ручьев А. М.* Идентификация структурных элементов сдвиговых дислокаций и решение обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. В 2-х томах. Т. 1. – М.: ИФЗ, 2008 а. с 94-96.

5. *Ручьев А. М.* Сдвиговые структурные парагенезисы верхнекоровых тектонических дислокаций в беломорском комплексе пород Балтийского щита // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными // Материалы четырнадцатой международной конференции. Часть 2. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008 в. С. 158-161.

6. *Ручьев А. М.* Новый подход к структурно-парагенетическому анализу рудоконтролирующих зон рассланцевания (опыт исследования благороднометалльных объектов на территории Карелии) // Проблемы рудогенеза докембрийских щитов // Труды Всероссийской научной конференции, посвященной 90-летнему юбилею члена-корреспондента РАН Г.И. Горбунова. Апатиты. 17-18 ноября 2008 г. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2008 д. С. 137-141.

Пегматитогенез при аллохимическом стресс-метаморфизме парагнейсов беломорского комплекса Балтийского щита (на примере Лоушского пегматитового поля)

Ручьев А. М.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН,
г. Петрозаводск, e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

Пегматиты Западного Беломорья как промышленный источник мусковита, полевого шпата и кварца долго были объектом поисково-разведочных, горнодобывающих и научных работ. Сочетание детального картирования, петрологических и структурных наблюдений позволило уточнить историю тектоно-метаморфического формирования гнейсов чупинской свиты и выделить участки, перспективные для поисков мусковитовых пегматитов, но ряд особенностей механизма формирования последних остался не вполне раскрытым.

Новые сведения о характере связи пегматитов с зонами сдвиговых дислокаций и сингенетичных диафторитов кианит-биотит-мусковитовой фации – гнейсов-4, а также о структурной позиции жильных тел в них, рассматриваемые на примере Лоушского пегматитового поля [1] (рис. 1), основываются на материалах анализа (рис. 2), выполненного методом идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса [2-4].

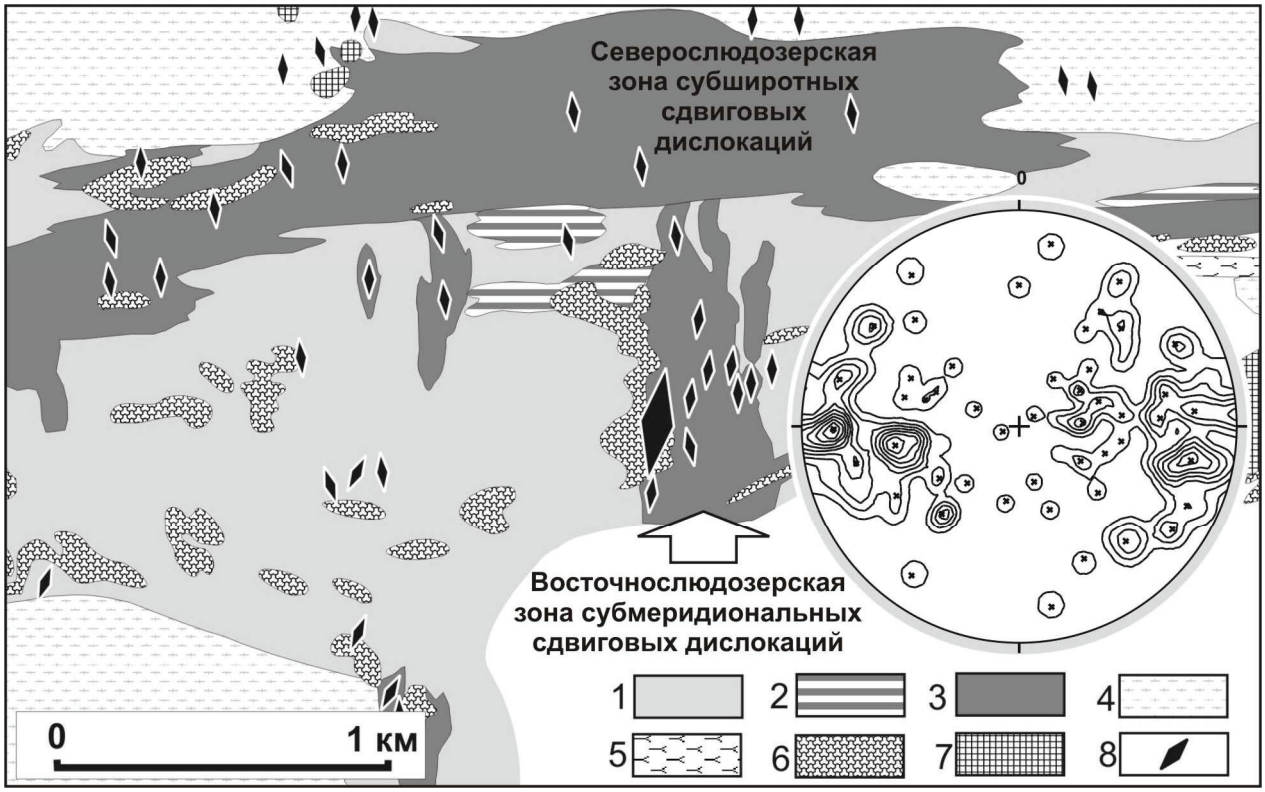


Рис. 1. Геологическая схема Слюдозерского участка Лоушского пегматитового поля

1 – гнейс-2 с реликтами гнейса-1; 2 – гнейс-3; 3 – гнейс-4; 4 – аллохтонные блоки гранитоидов ТТГ-серии с реликтами мафических пород; 5 – амфиболиты; 6 – позднеархейские интрузивные гранитоиды; 7 – базиты комплекса лерцолитов-габброноритов; 8 – пегматитовые тела (крупным значком отмечена «слепая» пегматитовая жила № 30); на врезке – πS-диаграмма ориентировки пегматитовых тел, n=133, изолинии 1-2-…-10; здесь и далее равноугольная стереографическая проекция, верхняя полусфера.

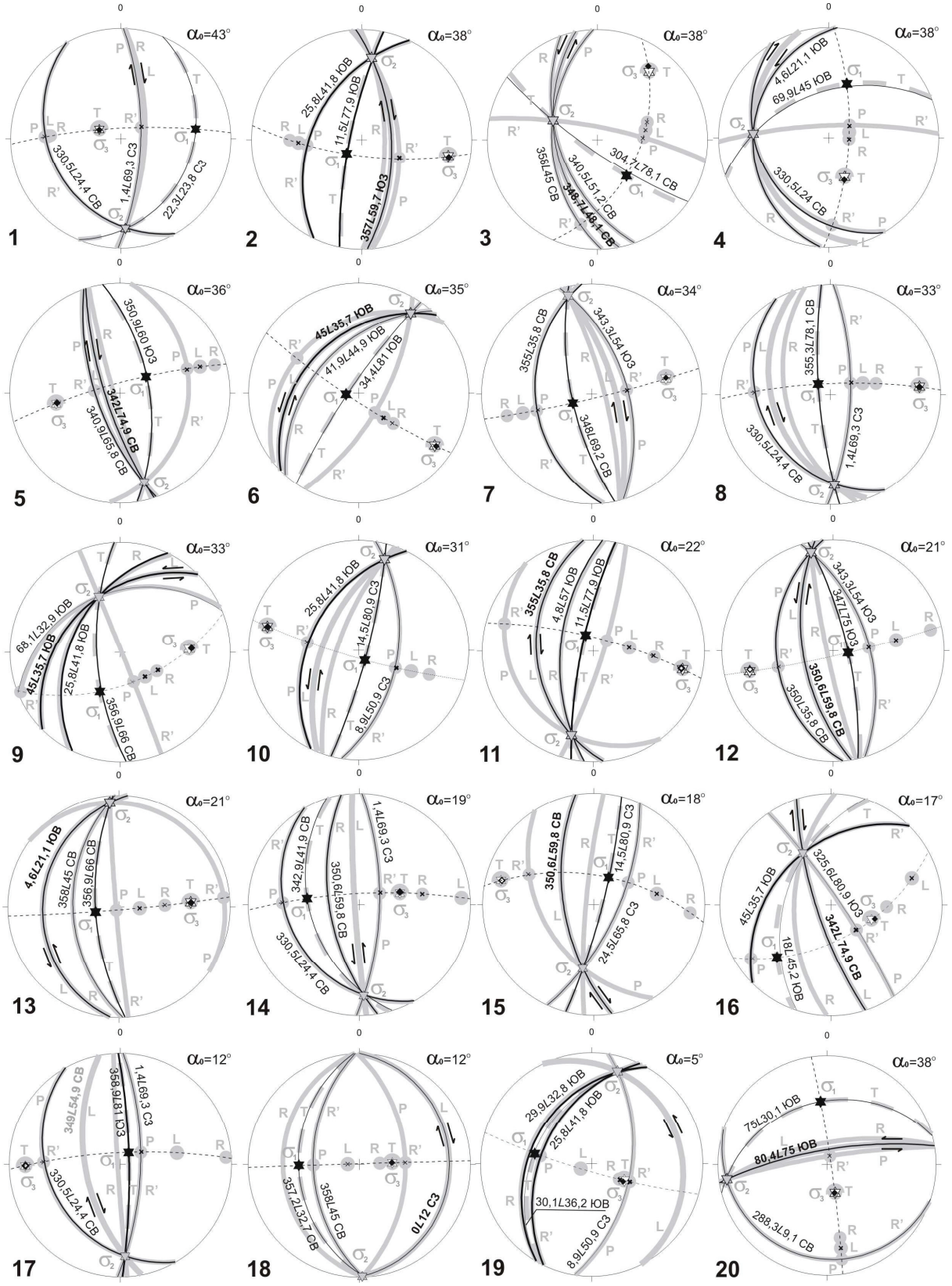


Рис. 2. Материалы анализа пространственной ориентировки структурных элементов субмеридиональной Восточнослюдозерской и субширотной Северослюдозерской зон сдвиговых дислокаций, а также жильных тел пегматитов. Пояснения в тексте.

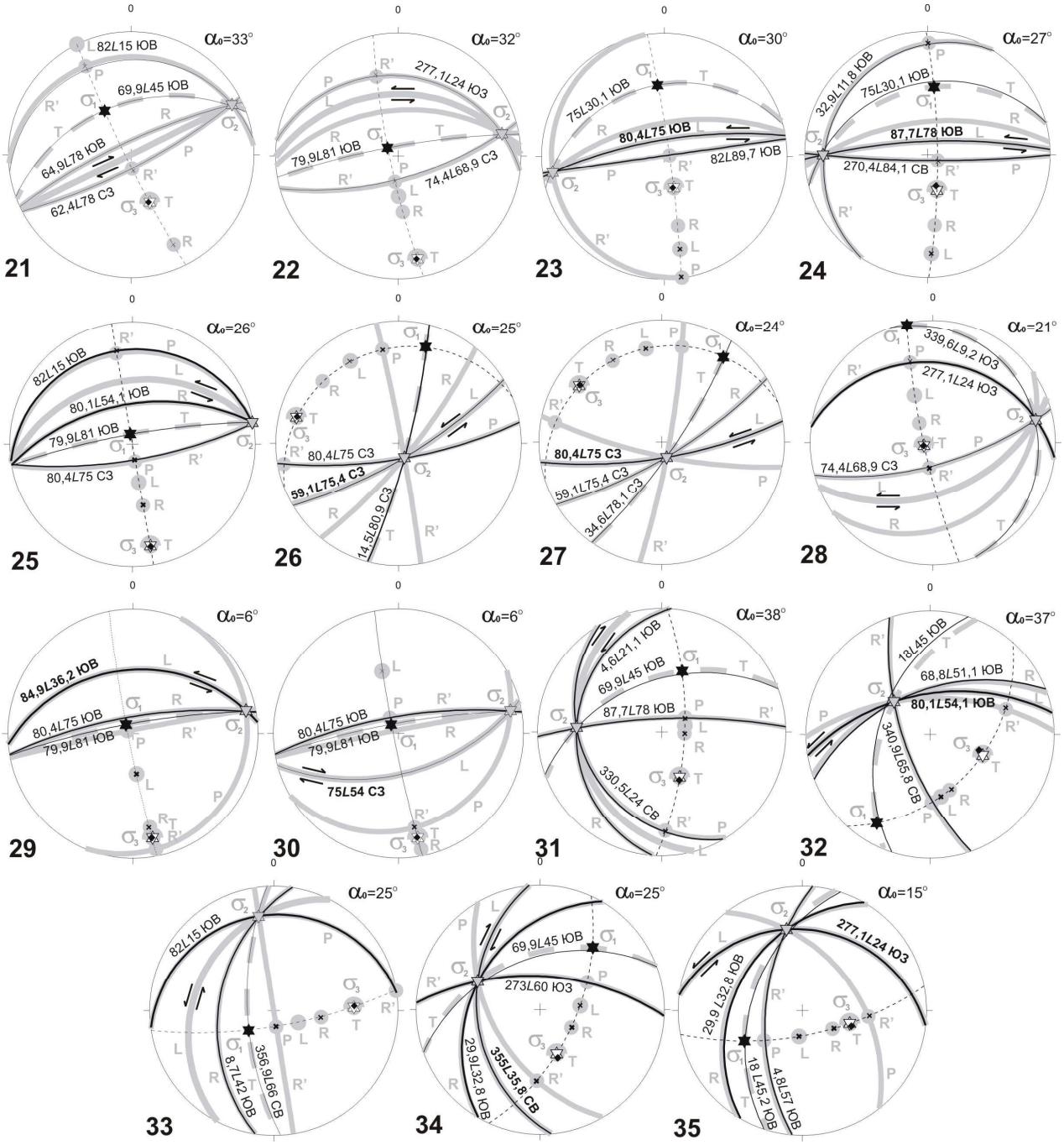


Рис. 2. Продолжение. Гномостереографические проекции максимумов предпочтительной ориентировки: пегматитов – черные ромбы, сланцеватости-полосчатости гнейсов – черные кресты; серым цветом показаны структурные элементы моделируемого парагенезиса: *L*, *R*, *R'*, *P* – сдвиговые (сколовые) плоскости, *T* – плоскость трещин отрыва; σ_1, σ_2, σ_3 – оси главных нормальных напряжений сжатия ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$); α_0 – угол скалывания.

Пегматиты характеризуется πS-диаграммой (рис. 1), позволяющей выделить 28 сдвиговых парагенезисов «сколовых» структурных элементов, что ранее привело к выводу об их исключительной контролирующей роли [2-4]. Однако это заключение не вполне согласуется с результатами анализа всей совокупности фактических данных, а сам по себе интересный факт закономерной ориентировки жильных тел еще не имеет исчерпывающего объяснения.

На изученной площади [1] большая часть слюдоносных пегматитов локализована в зонах деформации с субмеридиональным простиранием главной плоскости сдвигания. В одной из них, Восточнослюдозерской, максимумы полосчатости гнейсов-4 имеют свойственные элементам сдвигового структурного парагенезиса угловые соотношения с максимумами предпочтительной ориентировки жил, соответствующих трещинам отрыва в парагенезисах {R′PT}, {R′PLT}, {RLT}, {R′LT}, {RR′PT}, {RPLT}, {PLT} (рис. 2, диаграммы 1-19).

Подтверждена связь пегматитогенеза с субширотными дислокациями, более поздними, чем субмеридиональные. При анализе ориентировки пегматитов и полосчатости гнейса-4 в Северослюдозерской зоне выделены парагенезисы {R′PT}, {R′PLT}, {RLT}, {R′LT}, {RR′PT}, {PLT}, где жилы занимают позицию трещин отрыва (рис. 2, диаграммы 20-31).

Соответствие ориентировки жильных тел трещинам отрыва в парагенезисах структурных элементов, отвечающих активизации «сопряженных» кинематических плоскостей в Восточно- и Северослюдозерской субортогональных зонах сдвиговых дислокаций (рис. 2, диаграммы 32-35) позволяет предполагать весьма длительный период развития пегматитов.

Выявленные закономерности – новое свидетельство сингенетичности мусковитовых пегматитов и гнейсов-4, составляющих единый структурно-метаморфический комплекс.

Совпадение ориентировки пегматитовых тел с плоскостями трещин отрыва различных структурных парагенезисов в гнейсах, указывает на возможность неоднократной регенерацию пегматитов при тектонической активизации. Ориентировка слюд в пегматитах также подчинена закомерностям сдвиговых парагенезисов, число которых в жилах может достигать трех десятков. Таким образом, формирование пегматитовых камер и их минерального выполнения стимулировалось деформационными процессами и было многоактным, что позволяет в новом аспекте объяснить особенности строения жильных тел.

В металлогеническом отношении полициклический режим функционирования трещин отрыва, маркируемых пегматитами, оценивается как способствующий концентрации рудных минеральных фаз. Отмечается увеличение количества сульфидов в нижних частях жил, наиболее подверженных кварц-мусковитовому замещению, а также в относительно низкотемпературных (460-280 °С) кварц-мусковит-биотитовых и кварц-мусковитовых сланцах-4 экзоконтактов. В них наряду с ранней вкрапленной халькопирит-пентландит-пирротиновой нередко проявлена тонкая прожилковая пиритовая и вкрапленная висмуто-теллуридная минерализация. Диафторитам в областях развития пегматитов свойственно варьирующее в диапазоне трех-четырех десятичных порядков и достигающее промышленно значимого содержание золота. Аналогичная изменчивость присуща первичным геохимическим ореолам компактных золоторудных тел на ряде известных месторождений.

Литература

1. *Гродницкий Л.Л., Ручьев А.М., Крохин А.И.* Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. С. 176.

2. *Ручьев А. М.* Идентификация структурных элементов сдвиговых дислокаций и решение обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. В 2-х томах. Т. 1. – М.: ИФЗ, 2008 а. С. 94-96.

3. *Ручьев А. М.* Сдвиговые структурные парагенезисы верхнекоровых тектонических дислокаций в беломорском комплексе пород Балтийского щита // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными // Материалы четырнадцатой международной конференции. Часть 2. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008 в. С. 158-161.

4. *Ручьев А. М.* Новый подход к структурно-парагенетическому анализу рудоконтролирующих зон рассланцевания (опыт исследования благороднометалльных объектов на территории Карелии) // Проблемы рудогенеза докембрийских щитов // Труды Всероссийской научной конференции, посвященной 90-летнему юбилею члена-корреспондента РАН Г.И. Горбунова. Апатиты. 17-18 ноября 2008 г. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2008 д. С. 137-141.

Благородные металлы в цирконах – объективная предпосылка прецизионного изотопного датирования рудных процессов в беломорском комплексе пород Балтийского щита

Ручьев А. М., Терновой А. Н.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН,
г. Петрозаводск, e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

Совокупность гетерогенных геологических образований, отвечающая области распространения чупинской и хетоламбинской свит (толщ) беломорид, интерпретируется как позднеархейский рифтогенный энсиалический Беломорский зеленокаменный пояс (БЗП), подвергшийся повторному раннепротерозойскому рифтингу [4]. Своеобразие развития БЗП обусловило его комплексную благороднометалльно-медно-никелевую металлогеническую специализацию и способствовало формированию крупнообъемных рудных объектов, первые из которых уже выявлены в хетоламбинской толще. Возрастная корреляция рудопроявлений, локализованных в различных составляющих БЗП, с учетом полирохронности процессов металлогенеза [4] проблематична. Одним из способов решения проблемы может служить изотопное датирование цирконов, сингенетичных рудной минерализации. Благоприятные для этого объективные предпосылки выявлены при исследовании гнейсов чупинской свиты.

Их разновидности, классифицируемые на основе представлений о парагенезисе минералов и естественной минеральной фации, – продукты полиэтапного архей-протерозойского метаморфизма (термин используется в широком смысле для обозначения эндогенного преобразования пород в твердом состоянии) относительно однородного протолита, петро-, геохимически идентичного грауваккам верхней части обобщенного разреза позднеархейских зеленокаменных поясов [3-7] (рис. 1).

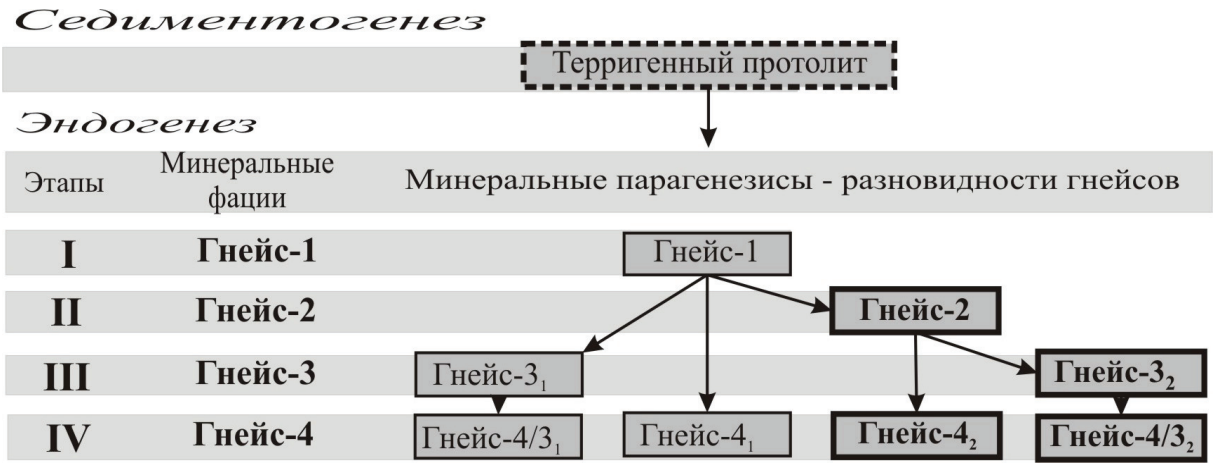


Рис. 1. Схема развития минеральных фаций и парагенезисов гнейсов чупинской свиты.

Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: гнейс-1 – $9{,}96Grt^{26\pm10}_{72\pm10} + 20{,}40Bt_{37\pm4} + 34{,}32Pl + 34{,}32Qtz \pm Gr + 0{,}98$ рудный; гнейс-2 – $2{,}54Ky + 10{,}51Grt^{30\pm9}_{70\pm4} + 24{,}02Bt_{38\pm4} \pm Kfs\ (Or) + 26{,}49Pl + 35{,}82Qtz \pm Gr$ + рудный; гнейс-3_2 – $3{,}41Ky + 7{,}00Grt^{23\pm4}_{75\pm4} + 20{,}74Bt_{39\pm4} + 35{,}80Pl + 32{,}68Qtz \pm Gr$ + рудный; гнейсы-4_1, -4_2, -$4/3_1$, -$4/3_2$ – $\pm Ky \pm Grt^{18\pm4}_{80\pm5} + Ms + Bt_{46} + Pl + Qtz \pm Gr$ + рудный. Символы минералов: Bt – биотит, Grt – гранат, Qtz – кварц, Ky – кианит, Kfs – калиевый полевой шпат, Or – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Ms – мусковит, Gr – графит; цифры перед символами – среднее содержание, объемные %; индексы после символов: подстрочные – средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

Цирконы присутствуют во всех разновидностях гнейсов, формировавшихся в условиях аллохимического стресс-метаморфизма [6] и сингенетичной благороднометалльной минерализации [4, 5]. Наличие нескольких генераций циркона (до 4-6 в гнейсах-3 и -4) и их очередность устанавливаются по вполне очевидному систематическому «обрастанию» ранних кристаллов более поздним материалом (в гнейсах чупинской свиты цирконы каждой генерации имеют типичные для нее цветовые оттенки).

Химический состав цирконов и различных включений в них (рис. 2; табл.) определен микроанализатором «INCA Enerdgy 350» на базе электронного микроскопа «VEGA II LSH» (Институт геологии КарНЦ РАН) в аншлифах и шлифах образцов гнейсов II-IV фаций.

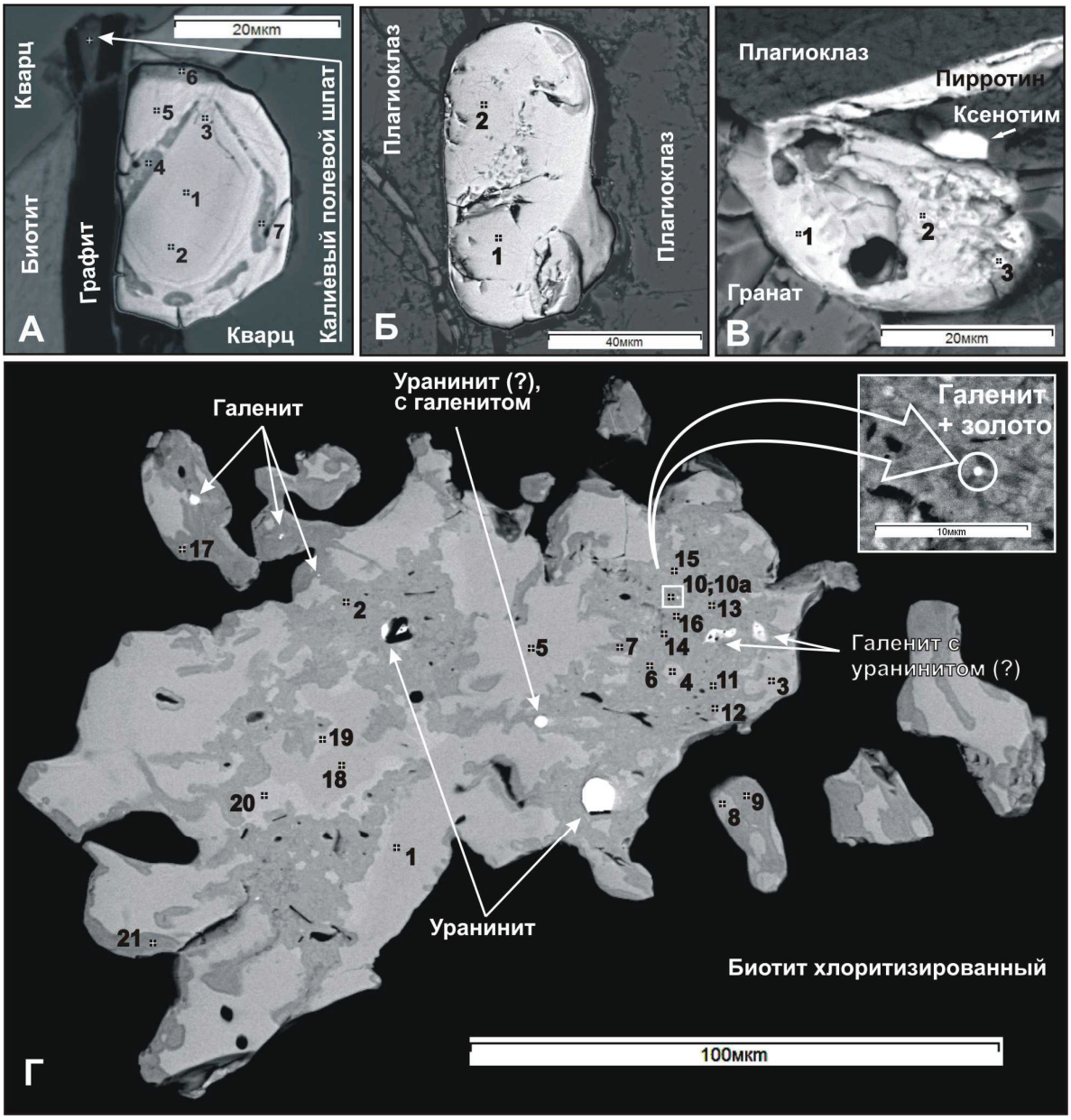


Рис. 2. Цирконы из метаморфических разновидностей гнейсов чупинской свиты (Лоушское пегматитовое поле):

А – гнейс-2, образец Сл-181-475; Б – гнейс-3_2, образец Сл-88-9; В – гнейс-4_2, образец Сл-88-4; Г – гнейс-4_2, образец Сл-88-6; изображение во вторичных электронах; пронумерованы точки анализов, соответствующие приведенным в таблице спектрам.

Химический состав цирконов (рис. 2), масс. проценты, нормализовано.

Образец	Спектр	O	Na	Mg	Al	Si	S	Ca	Sc	Fe	Zr	Cd	Hf	Yb	Ir	Au	Pb
Сл-181-475	1	35,64	-	-	-	13,87	-	-	-	-	48,70	-	-	-	-	1,79	-
Сл-181-475	2	35,72	-	-	-	14,17	-	-	-	-	50,11	-	-	-	-	-	-
Сл-181-475	3	38,12	-	-	-	13,85	-	-	-	-	48,03	-	-	-	-	-	-
Сл-181-475	4	40,79	0,68	-	0,43	12,99	-	2,56	-	-	42,55	-	-	-	-	-	-
Сл-181-475	5	36,86	-	-	-	13,73	-	-	-	-	49,40	-	-	-	-	-	-
Сл-181-475	6	44,68	-	-	-	12,20	-	0,83	-	-	41,27	-	1,02	-	-	-	-
Сл-181-475	7	40,11	0,92	-	-	13,10	-	0,87	-	-	43,98	-	1,04	-	-	-	-
Сл-88-9	1	37,47	-	-	-	14,00	-	-	-	-	47,24	-	-	-	-	1,30	-
Сл-88-9	2	37,72	-	-	-	13,99	-	-	-	-	47,19	-	-	-	-	1,10	-
Сл-88-4	1	38,11	-	-	-	13,44	-	-	-	0,60	47,84	-	-	-	-	-	-
Сл-88-4	2	45,41	-	-	0,71	10,51	-	0,58	0,39	0,97	25,76	-	-	2,02	13,63	-	-
Сл-88-4	3	48,13	-	0,69	2,74	10,5	1,11	0,67	0,29	4,69	22,32	-	-	-	8,86	-	-
Сл-88-6	1	35,50	-	-	-	14,72	-	-	-	-	48,20	-	1,59	-	-	-	-
Сл-88-6	2	38,41	0,72	-	-	13,39	-	1,24	-	-	41,97	-	4,27	-	-	-	-
Сл-88-6	3	35,66	-	-	-	14,46	-	-	-	-	46,02	-	2,76	-	-	1,11	-
Сл-88-6	4	36,76	-	-	-	14,20	-	-	-	-	46,08	-	2,96	-	-	-	-
Сл-88-6	5	36,27	-	-	-	14,31	-	-	-	-	47,90	-	1,53	-	-	-	-
Сл-88-6	6	38,75	0,39	-	-	13,31	-	1,94	-	0,44	41,55	-	3,63	-	-	-	-
Сл-88-6	7	41,34	0,75	-	-	12,69	-	1,25	-	-	43,96	-	-	-	-	-	-
Сл-88-6	8	35,84	-	-	-	14,49	-	-	-	-	48,03	-	1,64	-	-	-	-
Сл-88-6	9	39,15	-	-	-	13,06	-	2,08	-	0,34	44,15	-	1,21	-	-	-	-
Сл-88-6	10	36,88	-	-	-	12,54	0,83	2,45	-	0,58	39,10	-	3,17	-	-	1,88	2,58
Сл-88-6	10а	33,98	0,27	-	0,33	11,22	1,87	2,35	-	0,47	34,31	-	2,62	-	-	0,72	11,86
Сл-88-6	11	33,92	-	-	-	13,03	0,92	2,21	-	0,37	40,96	-	3,14	-	-	-	5,46
Сл-88-6	12	38,47	0,67	-	-	13,45	-	1,43	-	0,31	42,94	-	2,72	-	-	-	-
Сл-88-6	13	40,44	0,41	-	0,46	12,92	-	2,03	-	0,65	39,42	0,60	3,07	-	-	-	-
Сл-88-6	14	42,18	-	-	-	12,57	-	2,22	-	-	43,03	-	-	-	-	-	-
Сл-88-6	15	37,69	0,70	-	-	13,65	-	1,21	-	0,30	43,12	-	3,32	-	-	-	-
Сл-88-6	16	38,61	0,33	-	0,31	13,24	-	2,30	-	0,54	40,61	-	3,55	-	-	0,50	-
Сл-88-6	17	39,22	0,59	-	0,34	13,38	-	2,82	-	-	42,06	-	1,59	-	-	-	-
Сл-88-6	18	35,46	-	-	-	14,47	-	-	-	-	48,69	-	1,37	-	-	-	-
Сл-88-6	19	34,69	-	-	-	14,51		-	-	-	46,48	-	3,73	-	-	0,59	-
Сл-88-6	20	35,02	-	-	-	14,61	-	-	-	-	46,63	-	3,74	-	-	-	-
Сл-88-6	21	38,84	0,49	-	0,22	13,71	-	2,66	-	0,32	42,01	-	1,74	-	-	-	-

Во многих кристаллах циркона гнейсов минеральных фаций II-IV наблюдаются зоны, нередко внутренние (рис. 2 А), содержащие в различных сочетаниях петрогенные (Ca, Al, Na, Fe, Mg) и малые (Hf, Sc, Yb, Ir, Au, Cd и др.) элементы. Подобный химический состав циркона считается одним из признаков его «гидротермальной» природы [2]. Таким образом, свойства исследованных цирконов (рис. 2; табл.) указывают на неоднократное резкое изменение среды, в которой они кристаллизовались, то есть на контролируемую полифазным деформационным процессом флюидную переработку вмещающих пород – существенную и наиболее яркую особенность формирования чупинских гнейсов на всех этапах их истории.

«Примесное» золото в составе циркона сначала было отмечено в гнейсе-2 [5], дальнейшие исследования показали, что оно часто присутствует в цирконах гнейсов минеральных фаций II-IV (табл.) и, следовательно, раритетом не является (обнаружено также в магматических [1] и осадочных [2] породах Карелии). Реже встречаются цирконы, в которых содержится не только «примесное» золото, но и рудные минеральные фазы, в состав которых могут входить благородные металлы. Разумеется, подобные находки несут более полную и ценную металлогеническую информацию, поэтому заслуживают детального изучения. Возможно, систематическим будет обнаружение золота в той или иной форме в цирконах из гнейса-4_2. По имеющимся данным, в этой разновидности пород чупинской свиты содержание золота и циркония статистически значимо парно коррелирует (rAu_{-Zr} = 0,982, n = 12, уровень значимости q = 0,99). Примером может служить зерно циркона (рис. 2 Г) в образце Сл-88-6 гнейса 4_2, выполняющего расположенную на площади Лоушского пегматитового поля Восточнослюдозерскую зону сдвиговых деформаций, диафтореза в условиях кианит-биотит-мусковитовой метаморфической фации и пегматитогенеза. Эта зона – типич-

ный представитель объектов потенциально золотоносного свекофеннского структурно-метаморфического комплекса [4, 5].

Выполненные исследования приводят к следующим выводам.

В гнейсах II-IV фаций присутствуют кристаллы метаморфогенного циркона нескольких генераций, в том числе, и сингенетичных минеральным фазам урана, свинца, кадмия, цинка, висмута, теллура, золота, иридия, на что указывает наличие цирконов с включениями соответствующих минералов, или с высоким «примесным» содержанием рудных элементов.

Выявленные особенности цирков свидетельствуют о существовании объективных обстоятельств, в которых возможно успешное проведение работ по прецизионному изотопному датированию металлогенических процессов в геологических образованиях беломорского комплекса пород.

Литература

1. *Кевлич В.И., Трофимов Н.Н., Кукушкина П.И.* Опыт извлечения цирконов на радиологический возраст из расслоенных и дифференцированных интрузивов // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России // Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск, 12-15 ноября 2007 г. // Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 159-162.

2. *Кожевников В.Н., Сергеев С.А., Сыстра Ю.А., Сафронов А. Н., Кевлич В.И., Макарихин В.В., Рычанчик Д.В.* Цирконы из терригенных метаосадков как индикаторы древних рудогенных систем: возрасты, геохимия, минеральные включения. // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России // Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск, 12-15 ноября 2007 г. // Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 173-176.

3. *Ручьев А.М.* О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 12-25.

4. *Ручьев А.М.* Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 47-58.

5. *Ручьев А.М.* О перспективах выявления благороднометалльных объектов в беломорском комплексе пород // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России // Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск, 12-15 ноября 2007 г. // Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 340-345.

6. *Ручьев А.М.* Аллохимический стресс-метаморфизм пород беломорского комплекса Балтийского щита // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. В 2-х томах. Т. 2. – М.: ИФЗ, 2008 б. С. 69-71.

7. Ручьев А.М. Специфика архей-палеопротерозойских верхнекоровых эндогенных процессов в беломорском комплексе пород Балтийского щита // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными // Материалы четырнадцатой международной конференции. Часть 2. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008 г. С. 161-164.

Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских гранит-зеленокаменных поясах Карельского блока

Самсонов А.В.[1], Ларионова Ю.О.[1], Ручьев А.М.[2], Носова А.А.[1]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: samsonov@igem.ru

[2] Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

Архейские гранит-зеленокаменные пояса служат одним из ведущих источников коренного золота во всем Мире, причем большая запасов этого металла сосредоточена в крупных и гигантских месторождениях [1]. В России, однако, крупных золоторудных месторождений в раннедокембрийских комплексах до сих пор не известно, хотя гранит-зеленокаменные области кристаллического фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ по геолого-структурным и веществен-

ным особенностям имеют многочисленные черты сходства с архейскими золотоносными областями Канады и Австралии. Наиболее парадоксальной ситуация выглядит для крупной и детально изученной Карельской области (Балтийский щит), в гранит-зеленокаменных поясах которой на сегодня найдено лишь несколько небольших месторождений золота, ни одно из которых не эксплуатируется. Для объяснения сложившейся ситуации было предложено две причины: (1) неблагоприятные для крупномасштабного рудогенеза геодинамические факторы архейской эволюции Карельского блока и (2) масштабная тектоно-термальная проработка архейской коры в свекофеннскую эпоху, что обусловило «разубоживание» и частичное «уничтожение» ранее образованных архейских золоторудных концентраций в зеленокаменных поясах [2].

Такая пессимистичная оценка перспектив в целом отражает современное состояние изученности вопросов генезиса и возрастной позиции золоторудной минерализации в зеленокаменных поясах Карельской ГЗО, которые на сегодня остаются предметом дискуссий. С одной стороны, для большинства золоторудных месторождений и рудопроявлений Карельского блока активно обсуждаются сингенетические модели формирования золоторудной минерализации, которую связывают либо с накоплением в зеленокаменных поясах стратиформных обогащенных сульфидами синвулканических залежей, либо с постмагматической активностью позднетектонических гранитоидов, прорывающих вулканогенно-осадочные зеленокаменные толщи [3, 4]. Наряду с этим, для нескольких объектов выявлена ведущая роль золоторудной минерализации мезотермального орогенного типа, которая контролировалась тектоническими зонами и гидротермально-метасоматическими процессами вне связи с архейскими гранитоидами [5, 6]. Согласно геохронологическим данным, это мезотермальное рудоотложение происходило в конце палеопротерозоя около 1,7 млрд. лет назад [5, 7].

Мы полагаем, что эта дискуссия во многом обусловлена проявленной в гранит-зеленокаменных поясах Карельского блока полигенностью процессов золоторудной минерализации. В связи с этим актуально решение следующих ключевых задач.

1. Выявление архейской мезотермальной золоторудной минерализации и ее специфики.
2. Определение характерных особенностей и масштабов развития палеопротерозойской мезотермальной золоторудной минерализации.
3. Оценка воздействия процессов палеопротерозойского рудогенеза на предшествующие архейские золоторудные концентрации.
4. Разработка критериев различия архейских и протерозойских золоторудных процессов.
5. Получение сведений о том, какой из генетических типов золотой минерализации является наиболее широко проявленным, а какой - наиболее рудоперспективным.

Наш опыт в разработке этих вопросов, подходы, методы и возникающие сложности рассматриваются на материалах работ по расшифровке генезиса и последовательности формирования двух золоторудных объектов Карельского блока: Таловейс и Педролампи.

Рудопроявление Таловейс является эталонным объектом, на примере которого обсуждаются представления о постмагматическом генезисе золото-сульфидной и золото-кварцевой минерализации, локализованной в неоархейских постзеленокаменных диорит-гранодиорит-гранитных интрузивах [4, 8]. Сульфидная минерализация, неравномерно распределенная по всему объему диорит-гранодиоритового массива Центральный, трактуется как «штокверк в апикальной части интрузии» [8].

По нашим наблюдениям, эта минерализация связана с гидротермально-метасоматической переработкой гранитоидов, проявление которой контролировались тектонической трещиноватостью, формировавшейся в полностью консолидированных и участками уже деформированных породах. Сульфиды, главным образом пирит, часто образуют порфиробласты с включениями метаморфизованных минералов гранитоидов. Все это позволяет связывать сульфидную минерализацию пород массива Центральный не с постмагматической гидротермальной активностью интрузии, а с не имеющими к ней прямого отношения, более поздними, наложенными деформациоными и метасоматическими процессами. Пока остается неясным, с каким из двух распознаваемых на рудопроявлении эпизодов структурно-тектонической переработки связана эта рассеянная минерализация. Вероятно, она была сопряжена с заложением ранней тектонической зоны субширотного простирания, которая трассируется по длинной оси массива Центральный и, по-видимому, была сформирована неоархейскими посторогенными деформациями, завершающими формирование Карельского блока.

Однако, нельзя исключить, что эта рассеянная сульфидная минерализация могла формироваться и при заложении более поздней крупной зоны субмеридиональных сдвиговых дислокаций, которая контролирует распространение кварцевых жил и рудных метасоматитов (березитов и пропилитов в гранитоидах и лиственитов в основных породах), несущих золото-сульфидную минерализацию. Эта тектоническая зона, с которой сопряжен главный продуктивный этап золоторудной минерализации проявления Таловейс, наложена на неоархейские гранитоиды, рассланцованные метавулканиты и метагабброиды, а в южной части рудопроявления – однородные массивные, вероятно, палеопротерозойские габбро. Последнее дает дополнительные свидетельства в пользу палеопротерозойского возраста главного этапа золоторудной минерализации на рудопроявлении Таловейс и хорошо согласуется с результатами геохронологических исследований [5, 9].

Таким образом, золоторудная минерализация на проявлении Таловейс не имеет парагенетической связи с вмещающими гранитоидами, по комплексу признаков отвечает мезотермальному орогенному типу и формировалось, главным образом, в палеопротерозойский тектоно-термальной этап активизации Карельского блока, возможно, накладываясь на продукты более раннего (архейского?) этапа мезотермального рудогенеза. Эти выводы расширяют перспективы рудопроявления Таловейс и подразумевают изменение стратегии поисков, которые должны быть ориентированы на ранние широтные и поздние меридиональные зоны сдвиговых дислокаций и мезотермальный тип золоторудной минерализации. Наиболее перспективными представляются участки пересечения разновозрастных рудоконтролирующих тектонических зон. Примером такого участка служит богатый рудный столб, вскрытый шурфом в северо-западной части массива Центральный на пересечении субширотной и меридиональной тектонических зон.

Месторождение Педролампи служит вторым примером объекта с полистадийными процессами рудогенеза, для которого золоторудная минерализация первоначально рассматривалась в рамках стратиформной модели [3]. Расположенное в зоне сочленения архейских вулканогенных толщ с палеопротерозойскими (ятулийскими) метаосадками, это месторождение является хорошим объектом для изучения вопросов соотношений архейских и палеопротерозойских этапов золотого рудогенеза.

Материалы исследований, проведенных в границах разведочной расчистки на месторождении Педролампи, свидетельствуют о длительной и сложной полидеформационной истории развития его структуры. Ее формирование началось в доятулийское время, которому отвечает не менее трех парагенезисов структурных элементов сдвиговых дислокаций северо-западного простирания. В постъятулийский период сформировался еще один «реперный» структурный парагенезис, отвечающий север-северо-западным сдвиговым дислокациям, который проявлен как в лопийских метавулканитах, так и в ятулийских метаосадках, т. е. возник не ранее 2,1 млрд. лет назад. Затем, в результате не менее десяти фаз деформаций, образовались сдвиговые структурные парагенезисы, отвечающие наиболее поздним «сквозным» субмеридиональным дислокациям. Именно эти постъятулийские субмеридиональные сдвиговые дислокации контролируют ярко проявленную на расчистке сульфидную минерализацию с крупными кристаллами и скоплениями пирита, рудные кварц-карбонат-пиритовые жилы и сингенетичные метасоматиты, с возрастом 1700 млн. лет [7]. Этот тектоно-рудно-метасоматический этап характеризуется наиболее низкими P-T параметрами и мог быть связан либо с ретроградной ветвью палеопротерозойской (свекофеннской) тектоно-метаморфической истории Карельского блока, либо с самостоятельным обособленным этапом пост-свекофеннской тектонической активизации.

Роль дислокаций северо-западного простирания в процессах металлогенеза на месторождении требует дополнительных исследований. Сопряженная с этими дислокациями гидротермальная активность маркируется в первую очередь системой жил молочно-белого безрудного кварца, которые трассируют тектоническую зону вдоль контакта метавулканитов и метаосадков, располагаясь как в архейских, так и в ятулийских комплексах. Структурные элементы сдвиговых парагенезисов зоны северо-западных дислокаций в архейских метавулканитах имеют четко выраженную рудную нагрузку: это кварц-карбонат-турмалиновые золотоносные жилы в западной части карьерной расчистки на месторождении и рассеянная золотоносная сульфидная микровкрапленность в тонко рассланцованных и метасоматизированных породах, главным образом, основного состава. Эти два ру-

доносных структурно-вещественных компонента имеют отчетливо более ранний возраст по отношению к меридиональной рудно-тектонической зоне, однако однозначно вопрос об их возрастной принадлежности пока еще не решен. С одной стороны, эти рудные образования могли контролироваться постъятулийскими деформациями и, соответственно, представлять мезотермальное орогенное оруденение палеопротерозойского (свекофеннского) орогенеза. С другой стороны, наблюдаемая ныне близкая ориентировка постъятулийских безрудных кварцевых жил и рудных жил и метасоматитов в архейском субстрате может отражать структурную перестройку последних при формировании зоны северо-западных дислокаций, что позволяет предполагать существование до-ятулийского , возможно, архейского, орогенного мезотермального золотого оруденения.

Обоснование постъятулийского возраста рудоконтролирующих тектоно-метаморфических (метасоматических) процессов свидетельствует о потенциальной возможности выявления золоторудных проявлений не только в лопийском, но и в более поздних комплексах пород, что значительно расширяет поисковые перспективы на Онежско-Сегозерской площади. Намеченные признаки многоэтапности протерозойских эндогенных процессов формирования месторождения позволяют ставить вопрос о необходимости дальнейшего изучения его, а также ближайших рудопроявлений (Талпус, Талпус-1 и др. [3]) в аспекте их полигенности и полихронности. Хотя характер воздействия процессов позднего тектонического этапа на предшествующую минерализацию еще слабо изучен, однако уже сейчас имеющиеся данные по месторождению Педролампи не фиксируют свидетельств разубоживания или уничтожения предшествовавших золоторудных концентраций.

Заключение. Приведенные сведения накладывают серьезные ограничения на применимость сингенетических моделей для золоторудной минерализации в Карельском блоке, принципиально меняют рудно-формационную типизацию золотого оруденения и ставят вопрос о необходимости изменения стратегии поисков в регионе. Его «бедность» золотом может быть отчасти связана с недостатком знаний о строении и структуре золоторудных объектов, возникшим из-за ошибочных генетических реконструкций, и, как следствие, недостаточной корректности подходов к их оценке на всех стадиях изучения, включая поисковые, поисково-оценочные и разведочные работы.

Актуальной задачей дальнейших исследований является расшифровка этапности и направленности процессов золоторудной минерализации в гранит-зеленокаменных поясах Карельского блока, что может привести к изменению рудно-формационной типизации золотого оруденения, пересмотру стратегии поисково-разведочных работ, переоценке уже известных золоторудных объектов и перспектив региона в целом, а также к открытию новых месторождений.

Авторы благодарны В.В.Ушкову, Ю.Н.Новикову и Н.К Дегтяреву за плодотворные дискуссии по обсуждаемым в докладе проблемам. Исследования выполнены при поддержке Программы 14 Президиума РАН и проекта РФФИ № 09-05-12037.

Литература

1. Herrington R.J., Evans D.M., Buchanan D.L. Greenstone belts: Metallogenic aspects // Ed. de Wit M.J. and Ashwal L. Greenstone belts. Oxford: Clarendon Press. 1997. P. 176-220.

2. Иващенко В.И., Голубев А.И. Золотоносность неоархейских и палеопротерозойских зеленокаменных и гранитоидных комплексов Фенноскандинавского щита – сходство и различия // Материалы конференции «Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги». Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2009. С. 62-66.

3. Михайлов В.П., Леонтьев А.Г., Голованов Ю.Б. и др. Минерально-сырьевая база республики Карелия. Книга 1. Петрозаводск: Карелия, 2005. 277 с.

4. Кулешевич Л.В. Связь гранитоидного магматизма и золотого оруденения в архейских зеленокаменных поясах Карелии // Материалы конференции «Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги». Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2009. С. 87-91.

5. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А. Rb-Sr геохронология и изотопная геохимия рудовмещающих пород и околорудных метасоматитов мезотермального Au-месторождения Таловейс, западная Карелия. Доклады РАН. 2004. Т. 296. № 2. С.1-5.

6. Иващенко В.И., Голубев А.И. Генетические типы промышленной золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита и перспективы Карельского региона на крупные месторождения золота // Материалы

Всероссийской конференции по Геодинамике, магматизму, седиментогенезу и минерагении Северо-Запада России. Петрозаводск. 2007. С. 147-150.

7. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А. А., Сизова Е.В. Масштабный палеопротерозойский этап золотого рудогенеза в Карелии - ключ к пониманию проблем поисков крупных золоторудных объектов в регионе // Материалы конференции MINEX FORUM. Северо-Запад. Май 2007. Петрозаводск (электронная публикация)

8. Кулешевич Л.В. Кислый магматизм и золотое оруденение Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2002. С. 59-72.

9. Власов Е.А., Бакшеев И.А., Кущ П.В.,и др. Минералогия метасоматитов и руд месторождения Таловейс, западная Карелия // Материалы VIII международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». РГГРУ, Москва. 2007. Т. 3. С. 76-79.

Рудно-магматические системы гранитоидного магматизма Карелии

Свириденко Л.П.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск

Гранитный магматизм Карелии является коровым и представляет собой кислую ветвь бимодального мантийно-корового магматизма. Энергетическим источником проявления бимодального мантийно-корового магматизма служит недеплетированная мантия, поставляющая базитовую магму и флюидный поток при совместном воздействии которых в промежуточных и периферических очагах происходит плавление земной коры. Состав кислых расплавов определяется условиями глубинности плавления и флюидным режимом.

Флюидно-силикатные расплавы являются главной составной частью рудно-магматических систем. Все рудно-магматические системы обладают как вертикальной, так и латеральной зональностью. Степень концентрации рудных элементов зависит от состава летучих компонентов и от состава кислотности-щелочности в ходе минералообразования.

Разные формы магматизма (вулканизм, вулкано-плутонизм, плутонизм) независимо от состава, формируют собственные рудно-магматические системы, обладающие своими автономными особенностями. Следует отметить, что рудно-магматические системы способны генерировать широкий набор рудных проявлений (от собственно магматического до метаморфогенно-метасоматического генетических типов). это особенно относится к рудно-магматическим системам кислого магматизма.

Изучение процессов гранитообразования совместно с палеовулканологическим исследованием мантийного базитового магматизма позволило выявить латеральную геохимическую неоднородность гранитов кислой ветви бимодального магматизма относительно мантийных диапиров как архейского, так и протерозойского возраста. При этом в центральной наддиапировой зоне граниты высокотемпературные субщелочные и высокобариевые. Содержание Ba пропорционально K_2O и иногда превышает 5000 г/т, в то время как содержание Rb в них не более 200 г/т, то есть среднего содержания Rb в гранитах [Виноградов, 1962]. Соотношение Ba и Rb в одновозрастных и однотипных гранитах периферической части диапира обратное. Концентрация Rb здесь дважды превышает кларкконцентрации, а концентрация Ba находится в пределах кларка. Породы краевых частей мантийных диапиров, выраженные в региональном магнитном поле отрицательными аномалиями, содержат рудопроявления Mo, Au, W, Sn, Pb-Zn, отсутствующие в центральной части диапиров. Такую же геохимическую специализацию имеют и метасоматически измененные породы при воздействии калиевого метасоматоза. Этот признак может быть использован как критерий поисков редкометальных месторождений.

Литература

1. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-572.

Геологическое строение и рудоносность Новоселковского габброидного массива (Беларусь)

Селиванова Е.В.

ГП «БЕЛГЕО», г. Минск, e-mail: helen_selivanova@mail.ru

Новоселковский габброидный массив расположен в центральной части Беларуси в пределах Кореличской металлогенической зоны кристаллического фундамента. К массиву приурочено Новоселковское месторождение ильменит-магнетитовых руд. Месторождение было выявлено в 1966 г. в ходе проверки гравимагнитной аномалии при проведении глубинного геологического картирования [2]. Рудные тела были вскрыты 8 скважинами под осадочным чехлом на глубине от 150 до 170 м. В 2006–2008 гг. Белорусской геологоразведочной экспедицией РУП «Белгеология» проводилась предварительная разведка месторождения. К настоящему времени массив вскрыт 33 наклонными скважинами на глубину в среднем 700 м. Полученные данные позволили уточнить его внутреннее строение и вещественный состав слагающих его пород.

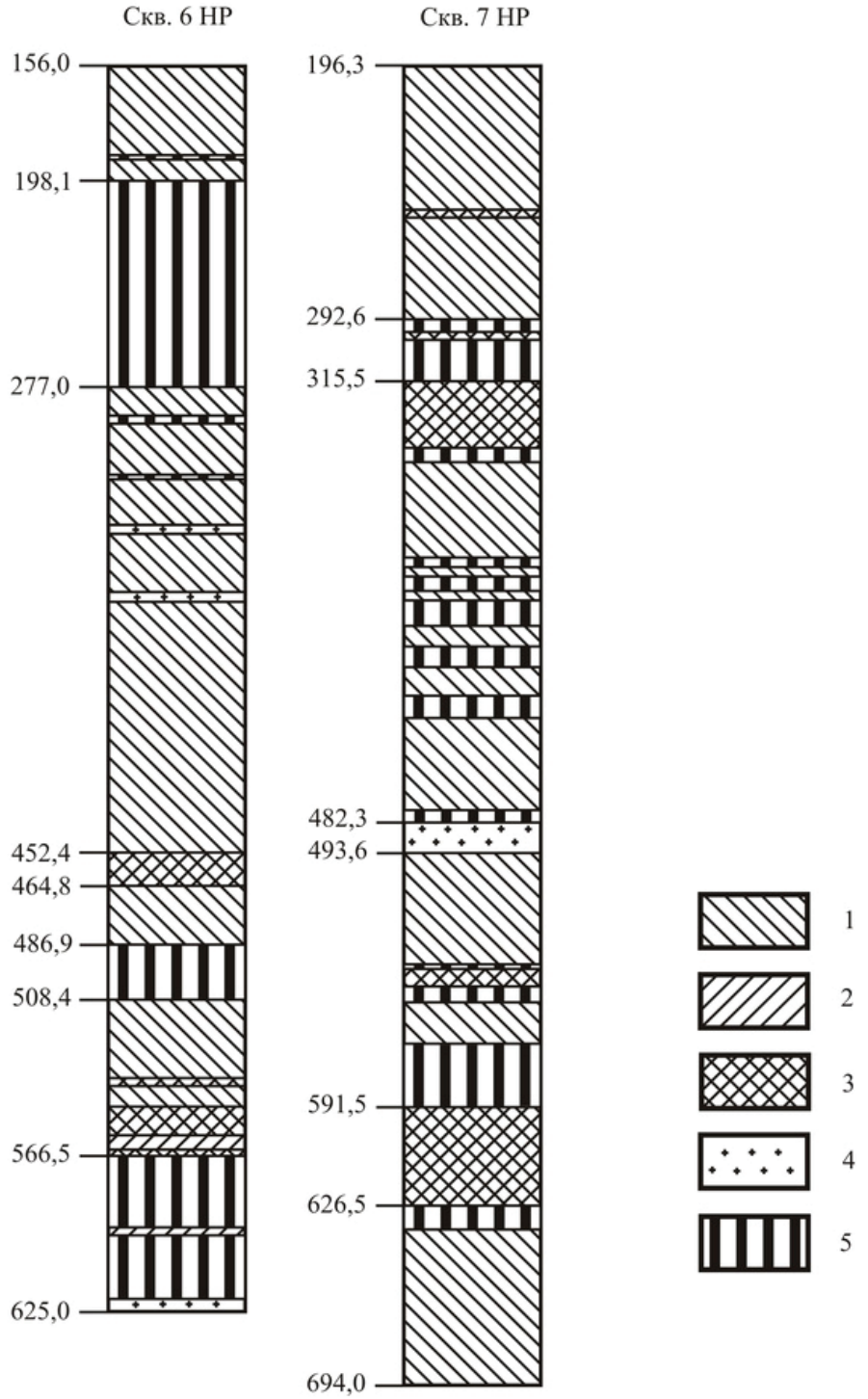
Новоселковский массив в плане имеет вытянутую форму. Длина его составляет 1500 м, ширина в центральной части 500 м. Массив имеет крутое (85°) юго-восточное падение в центральной части и менее крутое (60°) на юго-западном и северо-восточном флангах [1]. Вмещающими породами являются подвергшиеся бластомилонитизации, регрессивному метаморфизму и гранитизации амфиболовые и амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы щучинской серии архея.

В строении массива принимают участие разнообразные габброиды, в разной степени измененные последующими процессами метаморфизма и частично или полностью преобразованные в габбро-амфиболиты, пироксеновые и полевошпатовые амфиболиты. Последние слагают в периферийные части массива; в его внутренней части среди амфиболизированных разностей сохранились слабо измененные габбро, габбронориты и нориты с реликтовыми габбро-офитовыми, габбровыми, иногда коронарными структурами. Главными первичными породообразующими минералами в них являются моноклинный и ромбический пироксены, плагиоклаз ($An50_{-65}$), железистая бурая роговая обманка, редко оливин. Характерно постоянное присутствие магнетита и ильменита, содержание которых местами достигает 7–10 %. Такие магнетитовые габброиды представляют собой переходные разности к бедным вкрапленным рудам. В акцессорных количествах присутствуют апатит (иногда до 1–3 %) и сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит); спорадически встречается ярко-зеленая шпинель. Минералы, возникшие в процессе метаморфизма пород, представлены буровато-зеленой роговой обманкой, коричневато-бурым биотитом и плагиоклазом (An_{40-45}), слагающим мозаичные агрегаты. Измененные габброиды имеют пятнистую массивную, иногда нечетко полосчатую текстуру и гранобластовую или немато-гранобластовую структуру. Между различными по минеральному составу габброидами, а также их измененными разностями наблюдаются постепенные переходы. Кроме того, устанавливается частая смена мелкозернистых пород средне- и крупнозернистыми, меланократовых – лейкократовыми, что обусловливает значительную неоднородность внутреннего строения массива. Среди габброидов изредка встречаются сравнительно слабо амфиболизированные диабазы и габбро-диабазы, вероятно, образованные на заключительной стадии формирования массива.

Все габброиды Новоселковского массива относятся к породам нормальной или повышенной основности: содержание SiO2 в них обычно колеблется в пределах 42–47 %. Характерно высокое содержание TiO2 и железа, пониженное – MgO (от 5 до 7 %) и, соответственно, высокая общая железистость пород (Fоб = 0,65–0,75). Наиболее железистые разности габброидов обогащены фосфором (в среднем 700–1500 г/т) и ванадием (в среднем 300–500 г/т).

Рудная зона приурочена к лежачему боку Новоселковского массива и ассоциирует с габброноритами. Она имеет линзовидно-пластовую форму, падение на юго-восток под углом 70–85° и прослеживается в северо-восточном направлении на 1200 м при мощности 90–180 м, не выходя за границы массива. По данным поисковых работ в ее пределах выделяется серия параллельных крутопадающих пластовых тел ильменит-магнетитовых руд мощностью от 22 до 60–90 м (рис.). На

флангах количество и мощность рудных тел сокращается, и они постепенно выклиниваются. По содержанию главного рудного компонента (Fe) различаются 3 разновидности ильменит-магнетитовых руд: вкрапленные (бедные) (16–20 % Fe валового), гнездово-вкрапленные (средние) (20–25 % Fe валового) и сплошные (богатые или массивные) (25–55 % Fe валового), отличающиеся друг от друга структурно-текстурными особенностями.



Разрезы скважин, вскрывшие ильменит-магнетитовые руды Новоселковского месторождения.

1 – габбро; 2 – нориты; 3 – габбронориты; 4 – граниты; 5 – ильменит-магнетитовые руды.

Преобладают вкрапленные руды (50 % от всех руд). Они представляют собой оруденелые габбро и габбронориты, в которых среди породообразующих минералов относительно равномерно распределены ильменит и магнетит. Руды массивные, обладают полосчато-пятнистой текстурой и сидеронитовой или гипидиоморфной структурой. Гнездово-вкрапленные (10 %) и сплошные руды (40 %) залегают среди вкрапленных руд. Контакты между ними и вмещающими их габбро и габброноритами нечеткие, постепенные. Гнездово-вкрапленные руды отличаются от вкрапленных неравномерным распределением ильменита и магнетита. Сплошные ильменит-магнетитовые руды, как правило, залегают внутри контуров вкрапленных и гнездово-вкрапленных руд.

В составе руд в качестве главных минералов присутствуют магнетит и ильменит, в меньших количествах встречаются шпинель (1–15 %) и сульфиды; постоянной примесью является апатит. Нерудные минералы в массивных рудах составляют не более 15–20 % и представлены обычными породообразующими минералами габброидов – роговой обманкой, плагиоклазом, биотитом, пироксенами, а также скаполитом, хлоритами, иногда гранатом. Сульфиды составляют незначительную долю от всего объема руд. Среди них преобладают пирит, пирротин и халькопирит, встречающиеся в виде зерен неправильной формы, равномерно распределенных среди рудных и нерудных минералов или скоплений микрозерен в тонких трещинах. Причем халькопирит обычно образует каймы вокруг пирротина. Кроме этих минералов изредка встречаются единичные зерна пентландита, сфалерита, виоларита.

Руды Новоселковского месторождения являются титанистыми: средневзвешенное содержание TiO2 в рудных телах изменяется от 4,62 до 9,08 %, а величина отношения Fe валового к TiO2 колеблется от 3,2 до 9,0 %. Повышенное содержание ванадия (0,13–0,38 % V2O5) в рудах позволяет относить их к типу ванадийсодержащих. Химический состав руд приведен в таблице. В зоне выветривания ильменит-магнетитовые руды мартитизированы, коэффициент окисления (отношение Fe валового к Fe закисному) колеблется от 3,29–3,83.

Средний химический состав (мас. %) главных типов ильменит-магнетитовых руд Новоселковского месторождения

Оксиды	1	2	3
SiO_2	37,34	32,75	16,53
TiO_2	2,89	3,50	6,01
AI_2O_3	12,67	11,52	8,37
Fe_2O_3	11,71	17,79	35,63
FeO	11,91	13,70	21,41
MnO	0,32	0,26	0,25
MgO	6,76	5,97	4,44
CaO	9,47	7,30	3,48
Na_2O	2,14	1,73	0,88
K_2O	0,68	0,54	0,35
P_2O_5	1,77	0,94	0,47
SO_3	1,05	0,96	0,27
CO_2	–	1,10	0,23
П.п.п.	1,18	2,45	1,37
Сумма	99,89	100,51	99,69
Число проб	5	16	24

Примечание. 1 – вкрапленные, 2 – гнездово-вкрапленные и 3 – сплошные ильменит-магнетитовые руды.

Общие запасы ильменит-магнетитовых руд до глубины 700 м при бортовом содержании $Fe_{вал.}$ 16% составляют 133,5 млн т, TiO_2 – 5,7 млн т, V_2O_5 – 205,7 тыс т [3].

Литература

1. *Доминиковская Д.А., Фоминых В.Г.* Петрология и проблемы генезиса ильменит-магнетитовых руд Белоруссии. Мн.: Наука и техника. 1986. 112 с.

2. *Махнач А.С.* Железорудные формации докембрия. Мн.: Наука и техника. 1974.142 с.

3. Полезные ископаемые Беларуси. К 75-летию БелНИГРИ / Редкол.: Хомич П.З., Гудак С.П., Синичка А.М. и др. Мн.: Адукацыя і выхаванне. 2002. 528 с.

Состав архейских колчеданов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита как отражение геодинамических условий их формирования

Слабунов А.И., Кулешевич Л.В.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии Кар НЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: slabunov@krc.karelia.ru, kuleshevich@krc.karelia.ru

Современные гидротермальные рудопроявления, связанные, соответственно, с субдукционными и спрединговыми геодинамическими обстановками, имеют определенные геохимические метки: в первом случае для них характерна полиметаллическая специализация, во втором – кобальт-медная [3]. В колчеданах фанерозойских орогенических поясов, например Урала, эта закономерность сохраняется, здесь выделяются четыре типа колчеданных месторождений: медно-цинковый, медный, золото-полиметаллический, связанных с островодужными комплексами, и кобальт-медный – с океаническими [12]. Распространяется ли она на архейские?

Беломорская провинция (БП) Фенноскандинавского щита – это архейский орогенический пояс [13], вовлеченный вновь в палеопротерозое в процессы, связанные с формированием Лапландско-Кольского орогена [1]. Подавляющая часть вещества континентальной коры БП сформировалась именно в архее (2,9 – 2,65 млрд. лет), в раннем палеопротерозое формируются многочисленные интрузии базитов, гранитов, а в позднем – интенсивно проявился метаморфизма и деформаций.

Металлогеническая и минерагеническая специализация БП определяется: особенностями состава 1) архейских вулканогенных, осадочных образований, содержащих стратифицированные вкрапленно-прожилковые и регенерированные колчеданные руды, 2) палеопротерозойских габброидных комплексов (друзитов), в которых известна не богатая благороднометалльная (золото-сульфидная или палладиевая) минерализация, 3) спецификой метаморфогенно-метасоматических преобразований пород, в результате которых формируются пегматиты (мусковитовые, редкометалльные, керамические), абразивные и технические минералы (гранат, кианит) [9, 18]. В данной работе рассматриваются архейские колчеданы.

Мезо- и неоархейские зеленокаменные комплексы БП слагают в юго-западной и центральной частях БП Северо-Карельскую систему зеленокаменных поясов (СКСЗП) и Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс (ЦБЗП), в северной – Енский, а на границе с Кольской провинцией – Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс [13, 14, 19 и ссылки там]. Мезоархейские супракрустальные образования также слагают Чупинский парагнейсовый пояс (ЧПП), вытянутый вдоль осевой линии БП.

Каждый рассмотренный комплекс имеет свои металлогенические особенности [9]. В разрезе островодужных ассоциаций хаттомозерской стратотектонической ассоциации Керетской зеленокаменного пояса СКСЗП (районы: оз. Майозеро, оз. Желтозеро, Магнетитовая Варакка, оз. Железное и др. объекты) установлена [16] рассеянная вкрапленно-прожилковая колчеданная минерализация преимущественно пирротинового, часто с магнетитом, состава. Они, вероятно, являются парагенетичными с туфогенно-осадочными толщами, то есть относятся к типу стратифицированных. Вместе с тем, на отдельных участках отмечается регенерация руд в ореоле гранитоидов и в зонах деформаций.

Метаграувакки ЧПП, образовавшиеся в преддуговом бассейне [13] за счет разрушения островодужных вулканитов, а также океанических базальтов и ультрабазитов. Метаграувакки (гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовыми гнейсы) содержат зоны вкрапленно-прожилковой и рассеянной сульфидной минерализацией. Они обогащены рудогенными элементами, такими как Ni, Co, Cu, Cr, V и незначительно благородными металлами [10, 17].

С океаническими комплексами ЦБЗП связаны колчеданы так называемой восточной зоны [11] (рудопроявления Кив-губа, Рогомское, Кохозеро и др.). Эти руды состоят из пирротина, кобальтоносного пирита, халькопирита, сфалерита, петландинта, магнетита. Они обогащены Ni, Co, Au, Cu, Ag. Эти колчеданы, таким образом, могут быть отнесены к кобальт-медному типу и сопоставляться таковыми из месторождений Ивановского типа на Урале. Последние связываются с офиолитовыми комплексами [12]. Руды данного типа сопоставимы по геохимическим особенностям с современными гидротермальными рудопроявлениями рифтовых зон [3]. Таким образом, океанические (офиолитоподобные) образования ЦБЗП могут быть перспективы также на никель и хром, на что обращалось внимание [2].

Развитие древних островодужных систем завершается примерно 2,83–2,8 млрд. лет назад, когда происходит аккреция островодужных, троговых, океанических комплексов, формирование ранней генерации гранитоидов ТТГ ассоциации, метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фации [2, 5].

Таким образом, в период 2,88–2,8 млрд. лет в результате субдукционных и аккреционных процессов на конвергентных границах океанических литосферных плит образовались первые в данной системе фрагменты новой континентальной (или субконтинентальной) земной коры, содержащие колчеданные и магнетитовые рудные тела.

В период 2,8–2,74 млрд. лет формируется несколько субдукционно-аккреционных систем. Супракрустальные образования этого периода известны в СКСЗП (хизоваарский зеленокаменный комплекс), Енском и Пебозерском зеленокаменных поясах. Выделяется, по крайней мере, три островодужные системы, сформировавшиеся в этот период. Супрасубдукционный офиолитовый комплекс, фрагменты которого установлены в Ириногорской и Хизоваарской структурах, сформировался в основании юной островной дуги или в задуговом бассейне. Позднее образуется зрелая вулканическая островная дуга с известко-щелочными и адакитовыми вулканитами среднего и кислого составов [8, 14, 19 и ссылки там].

С островужными комплексами этой генерации в Тикшезерском зеленокаменном поясе и Хизоваарской структуре Керетского пояса связано образование колчеданных и магнетитовых руд, вкрапленно-прожилковой золотосодержащей полиметаллической и арсенопиритовой минерализации [9 и ссылки там]. Колчеданные руды приурочены к метавулканитам кислого-среднего состава и углеродсодержащим сланцам, содержат повышенные концентрации полиметаллов и представлены прожилково-вкрапленными пирротиновыми, либо пиритовыми рудами с содержанием сульфидов 10–70 %. Спецификой рудной минерализации зеленокаменных комплексов этой генерации является появление арсенопирита и золотосодержащей Sb-As минерализации [8, 9 и ссылки там]. В значительном количестве арсенопирит выделяется в метасоматитах, связанных с последующим метаморфизмом.

Поздняя субдукционно-аккреционная (предколлизионная) стадия (2,73–2,71 млрд лет) развития литосферы БП фиксируется проявлениями гранулитового метаморфизма умеренных давлений и (габбро)-эндербит-чарнокитового магматизма (нотозерский комплекс) в западной части системы и формированием эклогитов [6] – в восточной. Метаморфические и магматические события в Западно-Беломорском гранулитовом поясе являются отражением процессов субдукции в надсубдукционной плите. Неоархейский (2,7–2,72 млрд лет) эклогитсодержащий гридинский меланж является индикатором зоны субдукции, вдоль которой породы океанической коры погружались на глубины около 60–65 км, а позднее ее небольшие фрагменты были эксгумированы. В это же время (2724 млн лет) в тыловой части системы образуется крупный диорит-плагиогранитный (санукитоидный) батолит [13, 14, 19 и ссылки там].

Начиная примерно с 2,72–2,71 млрд лет, Беломорская система вступает в коллизионную стадию развития, которая маркируется проявлениями покровно-складчатой и купольной тектоники, высокобарическим метаморфизмом, гранитообразованием (образуются поля мигматитов и массивы лейкогранитов с геохимическими характеристиками коллизионных S-гранитов). В этот период происходит наиболее существенное преобразование сформировавшихся ранее рудных тел: образуются регенерированные типы колчеданных руд и сульфидная минерализация метасоматитов, происходит переотложение вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализации, новообразование прожилко-

вой и гнездово-вкрапленной метасоматической золотосодержащей сульфидной и сурьмяно-мышьяковой минерализации [9].

Следствием коллизии является увеличение мощности коры и как результат – ее гравитационная неустойчивость и коллапс орогена. На этой же стадии образуются вулканиты, грубообломочные осадки и лейкогаббро, разнообразные гранитоиды, в том числе субщелочные [14, 15].

На этом, вероятно, завершается архейский цикл развития земной коры БП, но уже через 150 млн. лет примерно 2,5 млрд. лет назад начинается ее растяжение, сопровождающееся внедрением большого количества габброидов. Это начало нового – палеопротерозойского цикла Вилсона [1].

Установлена взаимосвязь состава колчеданного оруденения БП с геодинамическими особенностями формирования вмещающих их комплексов: с океаническими (офиолитовыми) комплексами ЦБЗП связаны колчеданы кобальт-медного типа, с островодужными комплексами СКСЗП – колчеданы, обогащенные полиметаллами. Аналогочные закономерности характерны и для колчеданов фанерозоя.

Литература

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

2. *Березин А.В.* Новые перспективы минерагенического районирования БПП // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Матер. научн. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С.108-110.

3. *Богданов Ю.А., Лисицин А.М., Сагалевич Е.Г., Гурвич Е.Г.* Гидротермальный рудогенез океанического дна. М.: Наука, 2006. 527 с.

4. *Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т.* Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. 1999. №8. С.842–857.

5. *Володичев О.И.* Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.

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

7. *Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М и др.* Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. №1. С.63–75.

8. *Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. 223 с.

9. *Кулешевич Л.В.* Металлогения Беломорского складчатого пояса и Северо-Карельских зеленокаменных структур // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Матер. научн. конф. и путеводитель экск. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С.207-211

10. *Ручьев А.М.* Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (Беломорский комплекс, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5.Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2002. С.47–58.

11. *Рыбаков С.И.* Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 269 с.

12. *Серавкин И.Б.* Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сборник науч. трудов. Екатеринбург, 2007. С. 638-669.

13. *Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Феноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 296 с.

14. *Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В. и др.* Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. №6. С. 1-29

15. *Слабунов А.И., Степанова А.В., Бибикова Е.В. и др*. Неоархейские габброиды Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: геология, состав, геохронология // ДАН. 2008. Т. 422. № 6. С. 793-797.

16. *Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Гришин А.С.* Металлогенические особенности района озер Кереть – Верхнее Кумозеро // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск, 1991. С. 33–38.

17. *Степанов В.С., Слабунов А.И.* Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л: Наука, 1989. 175 с.

18. *Щипцов В.В.* Особенности минерагенической специализации Западного Беломорья (оценка и доступность запасов и ресурсов) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Матер. научн. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С.327-329.

19. *Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P. et al.* The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. 2006. Gee D.G. & Stephenson R.A. (eds) Memoirs, 32. London: Geological Society. P. 627–644.

Локальные границы

Смирнова Н.Л.

Московский Государственный Университет, г. Москва, e-mail: snl194@mail.ru

Докембрий – древнейшие толщи земной коры подразделяются иерархически на архей, и протерозой, который в свою очередь делится на нижний, средний, верхний (рифей), причем рифей после нижнего, среднего и верхнего заканчивается переходным периодом – вендом. Разнообразие верхнего уровня всегда выше предыдущих. Между подразделениями докембрия проходят границы. Граница - это универсальное понятие и всегда представляет собой преобразование, изменение во времени, в пространстве, в численности, частоте встречаемости и т.д., это процесс и территория изменения. Изменение может быть плавным, резким, широким, узким, глубоким, мелким, линейным, степенным. При этом происходит переход от одного равновесного состояния к другому, от прежнего к новому. А.А. Богданов называл такие преобразования кризисами, причем указывал на существование ложного равновесия, при котором спокойствие только видимость. В действительности при сохранении внешней формы идет постепенный процесс изменения, который затем может развиваться лавинообразно. Кризисы развиваются плавно (эволюционно) и резко. Существует много признаков говорящих о приближении границы. В зависимости от выбора признака граница может проходить по-разному, быть разной ширины и глубины. Граница перехода может быть очень короткой во времени и пространстве и в этом кроется угроза. Помимо природных катастроф-кризисов, не зависящих от человека, возникла глобализация, ведущая к преобразованию локальных кризисов, присущих человеческому обществу, в глобальные. Подобные процессы глобализации идут и на планете Земля, что также приводит к глобализации локальных кризисов. В связи с этим остро встает вопрос изучения границ.

Границы могут иметь вид полигональных сеток, причем ребра n-гонов и их вершины также представляют собой границы. Например, полигональную сетку разломов имеет Земля [1], а вершины и n-гоны сетки обозначаются формулами [2]. Простейшие полигональные сетки определены Кеплером (К-сетки) и опубликованы в 1619г [3]. Их всего 12 (одна энантиаморфная). В каждой из них n-гоны правильные, а вершины идентичны. Идентичность означает одинаковую последовательность n-гонов вокруг всех вершин. Все К-сетки двумерно периодические и широко представлены в кристаллических структурах. Три из них простейшие. Одна состоит из 3-гонов (плотноупакованный слой), другая из 4-гонов, третья из 6-гонов (сотовый мотив). Последовательность n-гонов в первой сетке 333333, во второй 4444, в третьей 666. Эти формулы (Вг, вершина окружена n-гонами) можно также представлять в буквенном виде, разделяя качественную и количественную составляющую: |a|<6>|3|, |a|<4>|4|, |a|<3>|6|. В прямых скобках приведены значения n, в уголках координационные числа (КЧ) вершин. Такими же формулами локальных границ представляем координационные сферы n-гонов: формула Гр, n-гон окружен n-гонами сочлененными общими ребрами, формула Гв – n-гон имеет координационную сферу из вершин, формула Вв представляет координационную сферу вершины из КЧ вершин. Формулы Вг были использованы как диагностический признак [4] для характеристики гранитов. Можно полагать, что формулы вершин и n-гонов периодических и апериодических полигональных поверхностей косной и живой природы будут иметь прикладное значение.

При высоких давлениях в Земле при полиморфном переходе (граница) атомы Si меняют тетраэдрическую координацию на октаэдрическую. Например, при высоком давлении в структуре MgSiO3 атом Si находится в октаэдре. Структуры политипов MgSiO3 (рис. 1.4, 1.5, 1.6, 1.7) соотносим с сетками Кеплера (рис. 1.1, 1.2, 1.3). Формулы конечных членов серии : Вв |a|<5>|5|, Вг |abab|<2111>|3434|, Гв |a|<3>|5|, |a|<4>|5|, Гр |ab|<21>|43|, |a|<4>|3|, (рис. 1.1, 1.4) и Вв |a|<5>|5|, Вг

|ab|<32>|34|, Гв |a|<3>|5|, |a|<4>|5|, Гр |ab|<21>|34|, |abab|<1111>|3434|, (рис. 1.3, 1.7). Обе сетки имеют одну общую ленту (выделена), которая сочленяется по-разному: в первой сетке - 3-гон с 4-гоном, а во второй сетке 3-гон с 3-гоном и 4-гон с 4-гоном. В промежуточных политипах эти два вида сочленения комбинируются в отношении 1/1 (рис. 1.2, 1.5), ½ (рис. 1.6) и т.д. Формулы Вв и Гв в промежуточных политипах не меняются и аналогичны формулам исходных сеток. Формулы Вг в промежуточных политипах комбинируются в отношении 1/1, 1/2 и т.д. В отличие от предыдущих, в формулах Гр промежуточных политипов появляется новая формула, отсутствующая в конечных членах Гр |ab|<21>|34, 43|, |ab|<31>|34|, (рис. 1.2, 1.5). Политип может характеризоваться всеми 5 возможными формулами |ab|<21>|34, 43|, |a|<4>|3|, |ab|<31>|34|, |abab|<1111>|3434| (рис. 1.6).

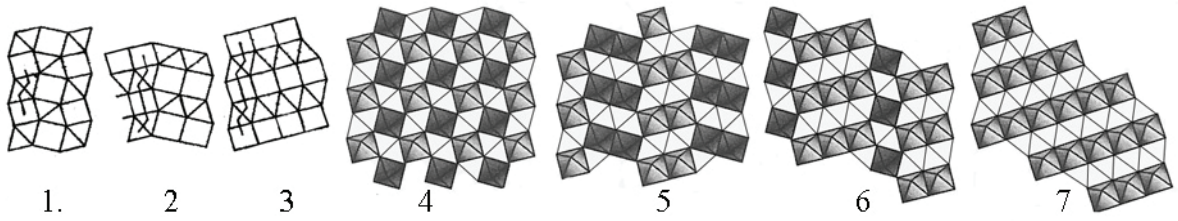


Рис. 1

Наряду с упорядоченными полигональными поверхностями в природе чаще встречаются апериодические поверхности. В [5] приведена полигональная сетка (рис. 2) модели мантии под фенноскандией. Сетка состоит из n-гонов с n= 3-8, 10, причем 10-гон разделяется на более мелкие n-гоны. Вершины с КЧ 4 обозначаем 4-гонами, а n-гоны с n=3 - 3-гоном, n=4 – точкой, n=5 – пентаклом, n=6 – солнцем, n=7 – месяцем, бо'льшие значения n – цифры. В сетке n-гоны размещены неупорядоченно.

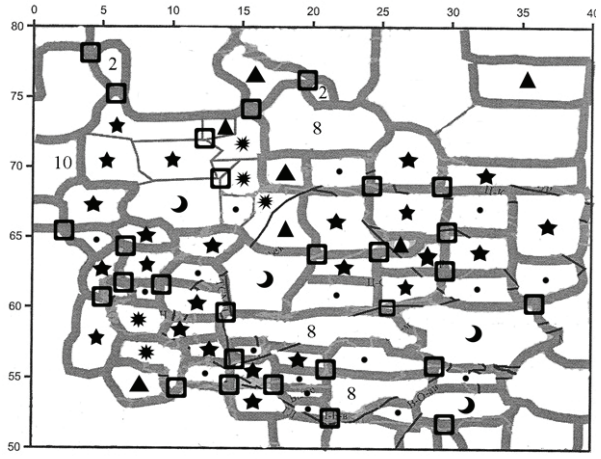


Рис. 2

Рис. 3

В крупном n-гоне с КЧ 10 добавлены дополнительные ребра его разбиения на мелкие n-гоны. Для вершин и n-гонов определяем формулы. Штрихом обозначаем формулы с включением n-гонов дополнительного разбиения. Полужирно выделяем КЧ.

Вв 3 - |a|<3>|3|, |ab|<21>|34, 43|, **4** - |a|<4>|3|, |ab|<31>|34, 43|, |ab|<22>|34|, |abab|<1111>|3434|,

Гв 3 - |a|<3>|3|, |ab|<21>|34, 43|, **4** - |a|<4>|3|, |ab|<31>|34, 43|, |ab|<22>|34|, |abab|<1111>|3434|, **5** - |a|<5>|3|, |ab|<41>|34|, |ab|<32>|34, 43|, |abab|<2111>|3434|, **6** - |a|<6>|3'|, |ab|<51>|34|, **7** - |ab|<61>|34|, |abab|<3121>|3434|, |ababab|<211111>|343434|, **8** - |ab|<62>|34|, |abab|<5111>|3434|, |abab|<3221>|3434|, **10** - |abab|<5221>|3434|,

Вг 3 - |a|<3>|5|, |ab|<21>|45, 48, 53, 54, 56, 57', 58, 5.10, 63', 65|, |abc|<111>|346, 348, 356, 367', 38.10, 456, 457, 458, 467', 478, 567', 57.10|, **4** - |ab|<31>|53, 54|,|ab|<22>|45|, |abc|<211>|534, 536, 537', 578, 57.10|, |abab|<1111>|4545|, |abac|<1111>|4548, 4748, 6364'|, |abcd|<1111>|345.10, 3576', 4578|, **5** - |abacd|<11111>|36345'|,

Гр 3 - |ab|<21>|54|, |abc|<111>|456, 48.10, 567'|, **4** - |a|<4>|5|, |ab|<31>|57, 58|, |abc|<211>|536, 538, 547, 548, 657'|, |abac|<1111>|4548, 8587|, **5** - |ab|<41>|53|, |ab|<32>|54|, |abc|<311>|547|, |abc|<221>|567'|, |abab|<2111>|4545|, |abac|<2111>|4548, 5354, 5457', 545.10|, |abac|<1211>|4547, 5658|, |abcd|<2111>|4567, 4568, 4657, 547.10, 5637|, |ababc|<11111>|35354'|, |abacd|<11111>|5354.10|, **6** - |abacd|<21111>|56534|, |abcde|<21111>|36457|, |ababcd|<111111>|363647'|, |abacad|<111111>|353638'|, **7** - |abc|<511>|546'|, 5→7 |abcabd|<112111>|475476'|, |abacbad|<1111111>|545845.10|, **8** - |ababcac|<1112111>|45455747|, 7→8 |abacbade|<11111111>|54584536'|,

Выделяем формулы **пб**, **пбк**, **пк**, **пс**, **ВВ-ГР** (п – последовательность, пб – буквенная, пбк – буквенная с коэффициентами, к – коэффициентов, пс – состав последовательности, ВВ-ГР-символы формул от меньшего к бо'льшему):

пб - |a, ab, abc, abab, abac, abcd, ababc, abacd, abcde, abababb, ababcd, abacad, abcabd, abacbad, ababcac, abacbade|, **пбк** |a|<3, 4, 5, 6>, |ab|<21, 31, 22, 41, 32, 51, 61, 62>, |abc|<111, 211, 311, 221, 511>, |abab|<1111, 2111, 3121, 5111, 3221, 5221>, |abac|<1111, 2111, 1211>, |abcd|<1111, 2111>, |ababc|<11111>, |abacd|<11111, 21111>, |abcde|<21111>, |abababb|<211111>, |ababcd|<111111>, |abacad|<111111>, |abcabd|<112111>, |abacbad|<11111111>, |ababcac|<1112111>, |abacbade|<11111111>, **пк** - <3, 4, 5, 6, 21, 31, 22, 41, 32, 51, 61, 62, 111, 211, 311, 221, 511, 1111, 2111, 3211, 5111, 3221, 5221, 11111, 21111, 111111, 211111, 1111111, 2111111, 11111111>, **пс** - {3, 4, 5, 6, 21, 31, 22, 41, 32, 51, 61, 52, 43, 62, 53, **73**, 111, 211, 311, 221, 511, 322, 1111, **332**, 2111, 3111, 2211, 3111, 3211, 21111, 32111}, **ВВ** - |3, 34|, **ГВ** - |3, 34|, **ВГ** |5, 35, 36, 45, 48, 56, 57, 58, 5.10, 345, 346, 348, 356, 357, 367', 38.10, 456, 457, 458, 467', 478, 567', 578, 57.10, 345.10, 4578|, **ГР** - |5, 35, 45, 57, 58, 345, 356, 358, 456, 457, 458, 45.10, 48.10, 567', 568, 578, 3456, 345.10, 3467, 3567, 3568, 4567, 4568, 457.10, 458.10, 34567, 34568|, **ВВ-ГР** |3, 5, 34, 35, 36, 45, 48, 56, 57, 58, 5.10, 345, 346, 348, 356, 357, 358, 367, **38.10**, 456, 457, 458, 45.10, 467, 48.10, 567', 568, 578, 57.10, 3456, 345.10, 3467, 3567, 3568, 4567, 4568, 4578, 457.10, 458.10, 34567, 34568|,

Поверхность такыра (рис. 3) также представляет собой полигональную сетку. Формулы вершин и n-гонов в этой сетке:

Вв 3 - |a|<3>|3, 4|, |ab|<21>|334|, **4** - |a|<4>|3|, |ab|<31>|34|, |abab|<1111>|3434|,

Вг 3 - |a|<3>|5, 6|, |ab|<21>|47, 56, 57, 64, 65, 67, 73, 75|, |abc|<111>|356, 367, 456, 458, 467, 458, 468, 489, 567, 568, 578, 678|, **4** - |a|<4>|5, 6|, |ab|<31>|46, 56, 64|, |abc|<211>|637, 734, 735|, |abab|<1111>|6465|, |abcd|<1111>|3467|, **Гв** – **3** - |a|<3>|3|, |ab|<21>|34, 34|, **4** - |ab|<31>|34|, |abab|<1111>|3434|, **5** - |a|<5>|3|, |ab|<41>|34|, |abab|<2111>|3434|, **6** - |a|<6>|3|, |ab|<51>|34|, |ab|<42>|34|, **7** - |ab|<61>|34|, |ab|<52>|34|, **Гр 3** - |abc|<111>|567|, **4** - |ab|<31>|47, 65|, |ab|<22>|47, 46|, |abc|<211>|647, 657|, **5** - |abc|<311>|657|, |abc|<221>|467, 567, 675|, |abac|<2111>|6467|, |abcd|<2111>|5637|, **6** - |ab|<51>|65|, |ab|<33>|65|, |abc|<321>|564, 567|, |abac|<1311>|5657|, |abcd|<3111>|5378|, |ababc|<12111>|46465|, **7** - |ababdc|<211111>|565647|, |abacdc|<211111>|565747|, |abcadef|<1111111>|6586374|,

пб |a, ab, abc, abab, abac, abcd, ababc, ababcd, abacdc, abcadef|, **пбк** |a|<3, 4, 5>, |ab|<21, 31, 22, 41, 51, 42, 33, 61, 52>, |abc|<111, 211, 311, 321>, |abab|<1111, 2111>, |abac|<2111>, |abcd|<1111, 2111, 3111>, |ababc|<12111>, |ababcd|<211111>, |abacdc|<211111>, |abcadef|<1111111>, **пк** <3, 21, 111, 4, 31, 22, 211, 1111, 5, 41, 311, 221, 2111, 6, 51, 42, 33, 321, 3111, 21111, 61, 52, 211111, 1111111>, **пс** {3, 4, 5, 21, 31, 22, 41, 32, 51, 42, 33, 61, 52, 111, 211, 311, 321, 1111, 2111, 3111, 3211, 211111}, **ВВ-ГР** |3, 4, 5, 8, 34, 37, 46, 47, 56, 57, 67, 347, 356, 357, 367, 456, 458, 467, 458, 468, 489, 567, 568, 578, 678, 3467, 3567, 3578, 4567, **345678**|.

Зоны Бриллюэна представляют собой энергетические границы атомов. На рис. 4 представлены зоны 4.1- α-Mn, γ-Cu5Zn8, I-43m, 2 - β-W, Pm3m, 3 – β-Mn, P4132, 4, 5 – σ-фаза CrFe, P42/mnm, 6, 7 – μ-фаза W6Fe7, R-3m. Вершины со связностью 3 не обозначаем, 4 – квадрат, 5 – 5-гон, 8 – 8-гон, n-гоны с n=3 обозначаем 3-гоном, 4-гон – точкой, 5-гон – пентаклом, 6-гон – солнцем. Формулы вершин и n-гонов зон Бриллюэна (рис.4.1-4.7).

4.1 **Вв** |a|<4, 8>|3|, |ab|<21>|84|, **Вг** – |a|<3, 4, 8>|4|, **Гв** –|abab|<1111>|3838|, |abac|<1111>|3438|, **Гр** - |a|<4>|4|, 4.2 **Вв** –|a|<3, 4>|4|, |ab|<21>|43|, |ab|<31>|34|, **Вг** – |a|<3>|5|, |a|<4>|4|, |ab|<21>|54|, |ab|<22>|45|, **Гв** –|ab|<31>|43|, |abab|<2111>|3434|, **Гр** – |ab|<22>|45|, |abab|<2111>|5454|, 4.3 **Вв**, |a|<3, 4>|4|, |ab|<31>|43|, **Вг** – |a|<3, 4>|4|, **Гв** – |a|<4>|4|, |ab|<31>|43|, **Гр** – |a|<4>|4|, 4.4, 4.5 – **Вв** |a|<4>|4|,

|ab|<21>|34|, |ab|<31>|34, 43|, **Гв** |a|<4>|4|, |ab|<31>|34|, |ab|<32>|34|, |ab|<33>|34|, **Вг** |ab|<21>|56|, |abc|<111>|456|, Гр |abab|<1111>|4545|, |abc|<211>|546|, |ababc|<11111>|45456|, |abac|<1212>|4546|, 4.6, 4.7 – **Вв** |a|<3>|3|, |ab|<21>|53|, |ab|<32>|53|, **Гв** |a|<6>|3|, |a|<4>|5|, |ab|<21>|53|, |ab|<41>|35|, **Вг** |ab|<21>|53, 56|, |abac|<1211>|3435|, **Гр** |a|<6>|5|, |ab|<21>|54|, |abab|<1111>|3434|, |abac|<1211>|5356|,

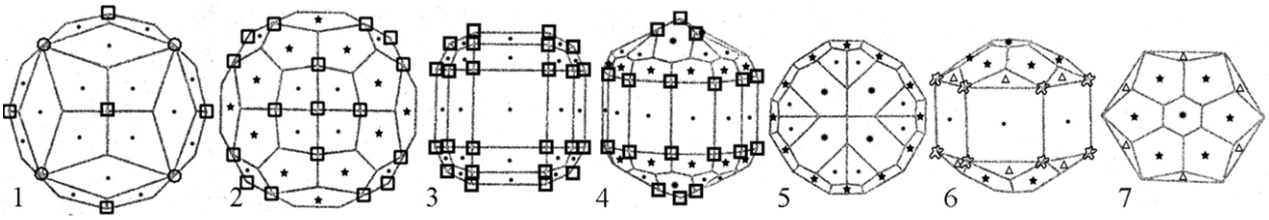


Рис. 4

пбк |a|<3, 4, 6, 8>, |ab|<21, 31, 22, 41, 32>, |abc|<111, 211>, |abab|<1111, 2111>, |abac|<1111, 1211, 1212>, |ababc|<11111>, **пк** <3, 4, 6, 8, 21, 31, 22, 41, 32, 111, 211, 1111, 2111, 2211, 11111>, **пс** {3, 4, 6, 8, 21, 31, 22, 41, 32, 111, 211, 221}, **ВВ-ГР** |3, 4, 5, 35, 38, 45, 48, 56, 345, 348, 356, 456|.

Ранее для многочисленных упорядоченных и неупорядоченных полигональных сеток получены формул **Вв, Вг, Гв, Гр, пбк, пк, пс, ВВ, ВГ, ГВ, ГР**. Среди приведенных здесь формул лишь единичные являются новыми, например, ВВ-ГР 38.10, 345678. В множестве формул ВВ-ГР из символов 3-8 установлены к настоящему времени все за исключением 3578. Возможны формулы содержащие символы 9-.22, которые в подавляющем случае содержатся в формуле в единственном числе, за исключением нескольких пар 9(.14, .17, .22), .10(.11, .14, .22), и единственной формулы с тремя символами 9.17.22. В множестве формул **пс** из символов 1-8 установлена последняя недостающая формула 332. Пока не установлены пять недостающих **пк** из символов 1-8: -322, -611, -521, -422, -332.

Таким образом, уже хорошо просматриваются границы множеств наиболее часто встречающихся и редких возможных формул, содержащих большие символы. Поскольку формулы представляют собой сквозной признак для упорядоченных и неупорядоченных систем, их можно использовать как диагностический признак во всех системах.

Литература

1. *Евзикова Н.З.* Общие принципы структурной организации геологических тел // Фундаментальные проблемы естествознания. Труды конгресса-98. 2000. Т. II. С. 24-38.

2. *Смирнова Н.Л.* Формулы Шлефли для анализа законов организации структуры поверхности пород // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV Международной конференции. Петрозаводск. Кольский научный центр РАН. II часть. 2008. С. 204-208.

3. *Kepler J.* Weltharmonik. II. Buch der Weltharmonik. Munchen-Berlin, 1939. Keppler I. Harmonice mundi. Lincii. 1619.

4. *Кобзева Ю.В.* Качественное изучение минеральных агрегатов на основе анализа их комбинаторно-топологического подобия // Труды III Всероссийской научной школы. Математические исследования в кристаллографии, минералогии и петрографии. /Сост. и ред. Ю.Л. Войтеховский/. Апатиты: Изд-во К&М, 2007. С. 126-135.

5. *Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н.* Трехмерная Р-скоростная модель мантии под фенноскандией // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV Международной конференции. Петрозаводск. Кольский научный центр РАН. II часть. 2008. С. 326-328.

6. *Дегтярева В.Ф., Нарымбетов Б., Дегтярева О.* / Конфигурация зон Бриллюэна некоторых низкосимметричных структур // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. 1996. № 7. С. 71-74.

Сульфидная и акцессорная минерализация интрузива Юдомнаволок – Кузема, Западное Беломорье

Степанов В.С., Степанова А.В., Сафронов А.Н.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск

Интрузив Юдомнаволок – Кузема (ЮК), расположенный на побережье Белого моря, в окрестностях д. Поньгома, является петротипическим представителем комплекса лерцолитов - габброноритов (КЛГН; Степанов, 1981). Сульфидная минерализация локализована в его контактовой зоне. В условиях недостаточной обнаженности (большая часть доступных для изучения выходов расположена на островах Белого моря) сульфидная минерализация отмечена на многих участках северного контакта интрузива, общая протяженность которого составляет около 8 км. Выполненный по трем профилям, пересекающим массив, комплекс геофизических исследований, который включал магниторазведку и электроразведку (методы естественного поля и срединного градиента), подтвердил вероятность существования здесь зон, обогащенных рудным веществом. По форме локализации сульфидная минерализация интрузива представлена следующими разновидностями: тонкой рассеянной вкрапленностью, каплевидными и мелкими шлировидными обособлениями, маломощными жилками и тонкими примазками по трещинам. Наибольшая концентрация сульфидов отмечена в узкой зоне непосредственного контакта интрузива с вмещающими породами. Минерализация локализована как в габброноритах и кварцевых габброноритах эндоконтактовой зоны, так и в гибридных породах экзоконтакта и, реже, в меланогабброноритах внутренней части массива. Среди сульфидов минералогическими методами в аншлифах и протолочных пробах установлены пирротин, халькопирит, пентландит, и в очень небольших количествах – бравоит, марказит и магнетит (Степанов, 1981).

Более поздними исследованиями (Рыбаков и др., 1994; Металлогения Карелии, 1999; Ефимов, 1999) в породах КЛГН был установлен повышенный фон платиноидов и выявлено их рудопроявление в Ковдозерском массиве. Серьезного изучения сульфидной минерализации интрузива ЮК на этом этапе не проводилось. Выполненные в этот период анализы на ЭПГ и Au по 9 пробам из контактовой зоны массива ЮК дали следующие результаты: Pt – 0-100 мг/т, Pd – 0-120 мг/т, Au – 0-87 мг/т (пробирный анализ). Кроме того, отсутствовали данные о минеральных формах проявления ЭПГ и Au, а также данные об акцессорных минералах пород.

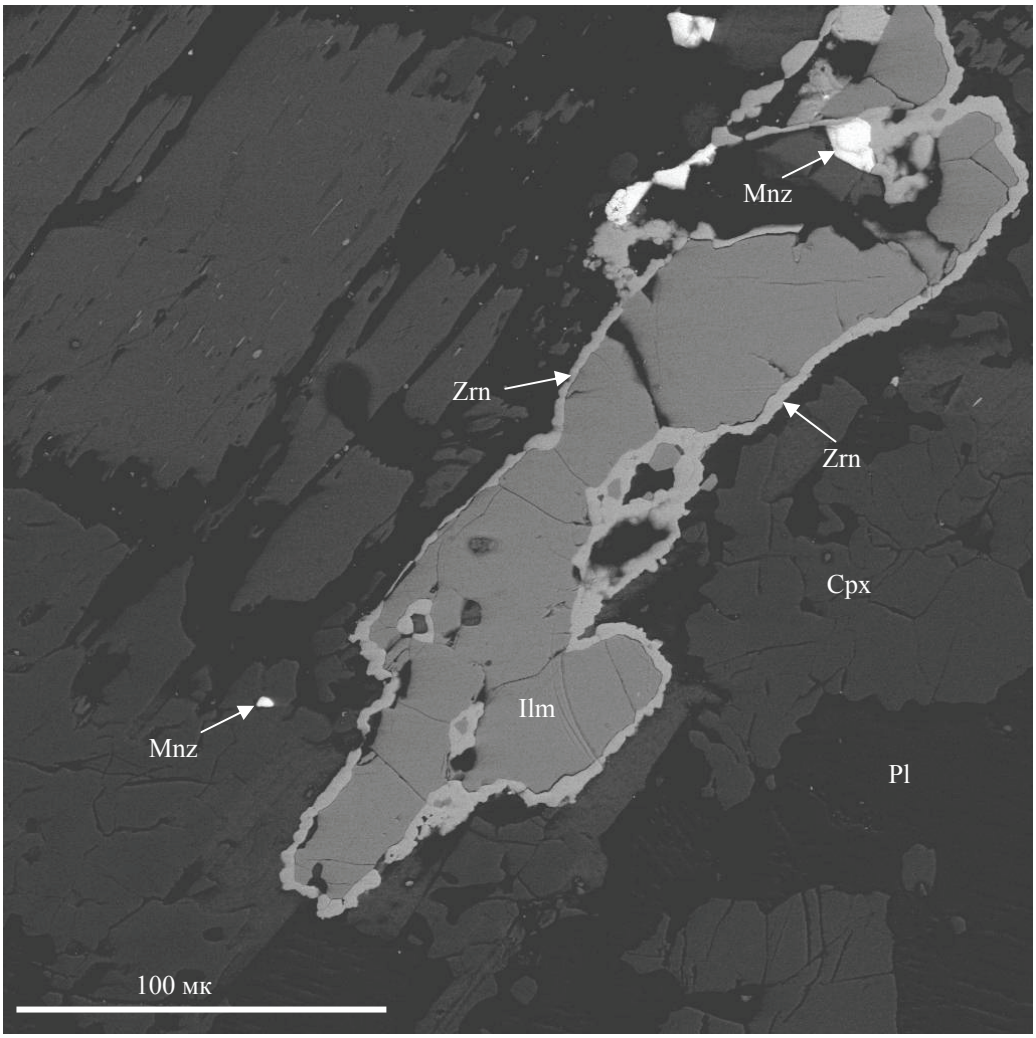
В настоящее время на микроанализаторе INCA Energy на базе электронного микроскопа VEGA II LSH исследованы 2 аншлифа из разновидностей габброноритов зоны эндоконтакта и 2 аншлифа из гибридных пород северного контакта. При этом особое внимание уделялось изучению минералов благородных и редких элементов. Поскольку они часто представлены зернами, размер которых составляет около 1мк, не исключено влияние на полученные результаты соседних минералов. Вместе с тем природный характер изученных мелких зерен сомнения не вызывает.

Результаты микрозондовых определений по наиболее распространенным сульфидам достаточно хорошо согласуются с ранними данными (Степанов, 1981), согласно которым сквозное развитие в контактирующих породах имеют пирротин и халькопирит. В габброноритах кроме того присутствуют пентландит, бравоит, никелин и ильменит. На микрозонде бравоит отмечен также в гибридных породах.

Золото микрозондовым анализом установлено в аншлифах гибридных пород. В первом из них оно присутствует в двух зернах размером более 1мк. Содержание Au достигает 31 и 39 мас.%. Оно ассоциирует с Ag 3.57 и 4.56% и Cu 14,73 и 16,08% соответственно. В качестве примесей в этих зернах присутствуют Fe, Mg, Al и Si. Во втором аншлифе золото обнаружено в двух зернах размером около 1мк. В одном из них наряду с Au, Ag и Cu (соответственно11,28; 0,99 и 3,51 мас.%) присутствует S-33,47; Fe-44,04; Al-0,37;Si-0,5. Во втором зерне Au и Ag и Cu (20,2; 2,11 и 6,32%массы соответственно) ассоциируют в анализе с S-5,68; Fe-19,51%, а так же Mg, Al, Si. Ca. В обоих анализах существует дефицит S, что позволяет предположить наличие здесь самородных металлов.

ЭПГ определены в двух аншлифах. В меланократовом габбронорите проанализировано зерно размером 4 × 6,7 мк, состав которого Fe-1,75; As-42,48; Pt-55,76 отвечает сперрилиту. В гибридной породе ЭПГ установлены в зональном зерне размером 4,5·3,6 мк. Центральная часть зерна содержит (в мас.%): S-18,06; As-35,34; Fe-4,78; Co-14,88; Ni-3,13; Rh-7,8; Ir-9,99; Pt-3,45, а краевая – S-20,79; As-43,57; Fe-5.3,4; Co-16,72; Ni-4,04; Rh-5,85; Pt-2,31. По-видимому, в обоих случаях здесь имеют место сульфосоли сложного состава.

Среди акцессорных минералов габброноритов в заметном количестве присутствуют минералы свинца с содержанием Pb до 60 мас.%. Возможно, зерна представлены, как галенитом, так и силикатами свинца и железа. По-видимому, в качестве примесей в этих минералах присутствуют Se и Zn. Аналогичные минералы с содержанием свинца до 20 – 42 мас.% и железа (до 18 %) установлены и в гибридных породах. Размер зерен этих минералов измеряется первыми микронами, а количество значительно (~25 % проанализированных зерен). Около половины таких зерен отмечено в аншлифе меланократового габбронорита, кроме того, в нем присутствуют единичные зерна, имеющие следующие составы: Sb - до 15мас.% (+Ni, Cu, Fe, Si и др.); Sn - 26 и 73 мас.% (+Si, Mg, Fe, Al и др.); Ba - 31,6% (+S, Mg, Si, Zn, Al, Fe). В одном зерне из мезократового габбронорита обнаружен W –32,4 мас.% (+Ti, Si, Al, Fe, Cr и др.). В остальных аншлифах такие зерна не встречены, а минералы свинца распределены более или менее равномерно.



Характер обособления ильменита, циркона и монацита в габбропегматите (аншлиф, изображение в отраженных электронах). Жилка размером 4 × 50 см в оливиновом габбронорите; район губы Поньгома, Белое море.

Представляется интересным факт сходства акцессорной минерализации сульфидсодержащих пород интрузива с минерализацией участка «Домашний», расположенного на южном берегу губы Поньгомы, вблизи д. Поньгома. U-Th-РЗЭ минерализация этого объекта связана с гнейсогранитами, содержащими уранинит, торит, колофан, монацит, ортит, циркон, а также пирит, ильменит, галенит и молибденит. Вероятно, сходство этих ассоциаций и минерализации в контактовой зоне интрузива ЮК отражает существование общего фактора, повлиявшего на формирование обеих рудных зон, и заслуживает определенного внимания.

Возможно, существует поздняя субширотная зона повышенной проницаемости, включающая северный и южный берега губы Поньгома. Наблюдаемое в аншлифе габбропегматита обрастание зерен ильменита цирконом (рис.), по-видимому, отражает относительно позднее образование последнего и ассоциирующего с ним монацита по отношению к породообразующим и, возможно, сульфидным минералам габброноритов. Изотопное изучение этих цирконов, вероятно, могло бы определить верхнюю возрастную границу рудного процесса.

Приведенные данные показывают, что среди сульфидных минералов контактовой зоны интрузива Юдомнаволок – Кузема присутствуют минералы Au, Ag, и МПГ, что повышает интерес к данному рудопроявлению и свидетельствует о необходимости более детального его изучения.

Литература

1. *Ефимов А.А.* Геологическое строение, условия формирования и платиноносность Ковдозерского базит-гипербазитового массива (Северо-Западное Беломорье) // Автореф. Канд. дисс. Воронеж.. 1999. 21 с. 1999.

2. Металлогения Карелии // Под ред. С.И.Рыбакова, А.И.Голубева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.

3. *Рыбаков С.И., Голубев А.И., Лавров М.М., Слюсарев В.Д., Степанов В.С., Трофимов Н.Н.* Платиноиды в докембрийских комплексах Карелии // Минерагения магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 77-105.

4. *Степанов В.С.* Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л. Наука, 1981, 216 с.

Важнейшие эволюционные тенденции в минерагении гранитных пегматитов от раннего докембрия до кайнозоя

Ткачев А.В.

Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН,
г. Москва, e-mail: tkachev@sgm.ru

После основополагающих работ А.Е.Ферсмана [5] и К.Ландеса [9], в которых на базе очень неточных по современным меркам данных о возрасте пегматитов по всему миру были изложены в самых общих словах представления об эволюции минерагении гранитных пегматитов в геологической истории Земли, этот вопрос не очень часто, но все же неоднократно освещался в специальной литературе. Но только в начале последней четверти XX в. появились революционные для своего времени работы [2, 3], где впервые количественно оценивалась интенсивность формирования гранитных пегматитов в геологическом времени, и, помимо того, анализировались глобальные закономерности формационной эволюции пегматитовых месторождений. Тем не менее, по мере накопления новой геологической и геохронологической информации, становилось понятно, что и в этих работах фактологическая основа не в полной мере корректна и потому не позволяет с достаточной точностью увязать известные эволюционные тенденции с глобальными изменениями в геологических и тектонических процессах на Земле. К тому же некоторые тенденции не были даже проанализированы с точки зрения причинно-следственных связей.

Благодаря синтезу самых современные данных о геологии и, особенно, геохронологии месторождений гранитных пегматитов и районов их локализации по всему миру, нам удалось скорректировать представления предшественников о тенденциях эволюции минерагении гранитных пегматитов и найти объяснения для важнейших из них.

Анализировались данные только по пегматитовым полям, которые имеют доказанную промышленную минерализацию или признаки ее потенциального наличия независимо от вида полезных ископаемых – редких элементов, камнесамоцветного или горно-технического сырья. При отборе геохронологических данных предпочтение отдавалось результатам анализов U-(Th)-Pb изотопно-геохимических систем в минералах с высокой температурой их закрытия и высокой устойчивостью к внешним тепловым и химическим атакам – циркон, монацит-ксенотим, танталониобаты, касситерит, а также данные Re-Os метода по молибдениту. Датировки, полученные другими методами (K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd) по минералам с более низкими температурами закрытия изотопных систем и относительно слабой устойчивостью к внешним воздействиям, далеко не всегда достаточно близко отражают время магматической кристаллизации на значительных глубинах и потому часто занижают его возрастные датировки, как это, например, было показано в [1]. Тем не менее, такие датировки также в некоторых случаях использовались в нашем анализе, но только при наличии других независимых геологических и геохронологических данных, подтверждающих высокую вероятность их хорошего соответствия времени образования пегматитовых жил. В большинстве случаев это было использовано для фанерозойских пегматитов. Всего в анализ включено почти 300 анализов по пегматитам и гранитоидам их материнских комплексов 141 пегматитового поля, что с учетом экстраполяции на соседние объекты, относимые к тем же материнским комплексам, но не имеющим прямых датировок необходимого уровня достоверности, дало статистическую выборку в 739 объектов. Для дальнейшего анализа этот массив данных, в зависимости от целей, использовался в виде диаграмм с пошаговой генерализацией 100, 50 и 25 млн лет.

Для проверки корректности этой выборки собранные данные были сопоставлены с результатыми обработки датировок корового магматизма со всего мира, базирующихся на 9808 частных определениях, среди которых существенно преобладают U-(Th)-Pb датировки [1]. Сопоставление, приведенное на рис. 1, показало их очень хорошую сходимость (совпадение пульсирующей интенсивности), что должно свидетельствовать о достаточной представительности выборки по пегматитовым месторождениям.

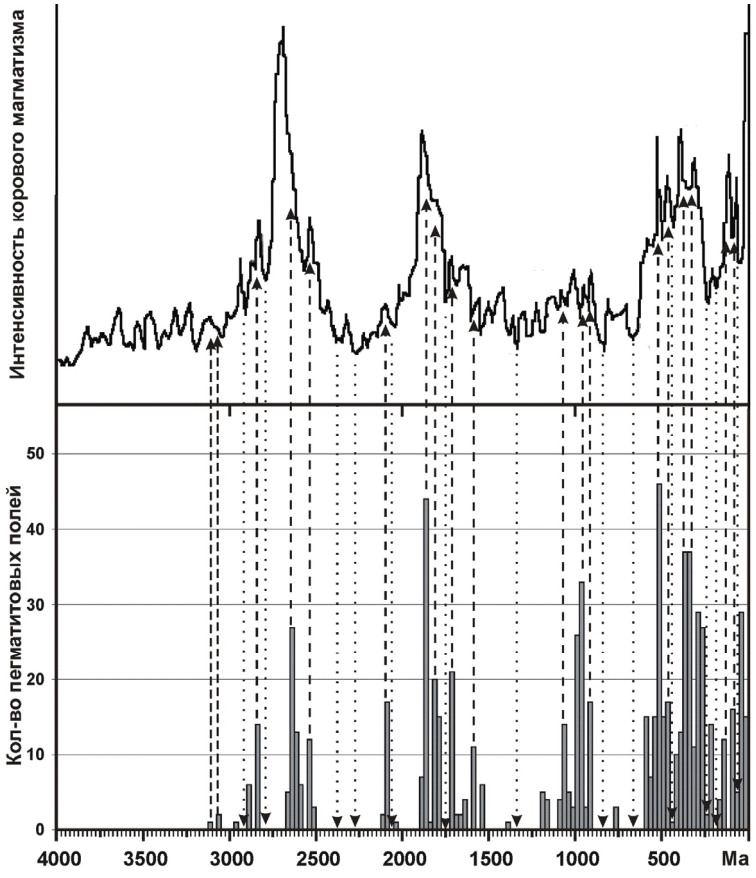


Рис. 1. Сопоставление геохронологических данных по пегматитовым месторождениям (это исследование, шаг генерализации – 25 млн лет) и глобальному коровому магматизму по [1]. Линии корреляции интенсивностей: пунктирные – максимумы, точечные – минимумы.

Сравнение с данными [2, 3] на рис. 2, демонстрирует заметные разночтения в положении главных и второстепенных максимумов интенсивности, «заполненности» геологического времени, положении самого раннего всплеска продуктивного пегматитогенеза и ряд других несоответствий между сравниваемыми данными.

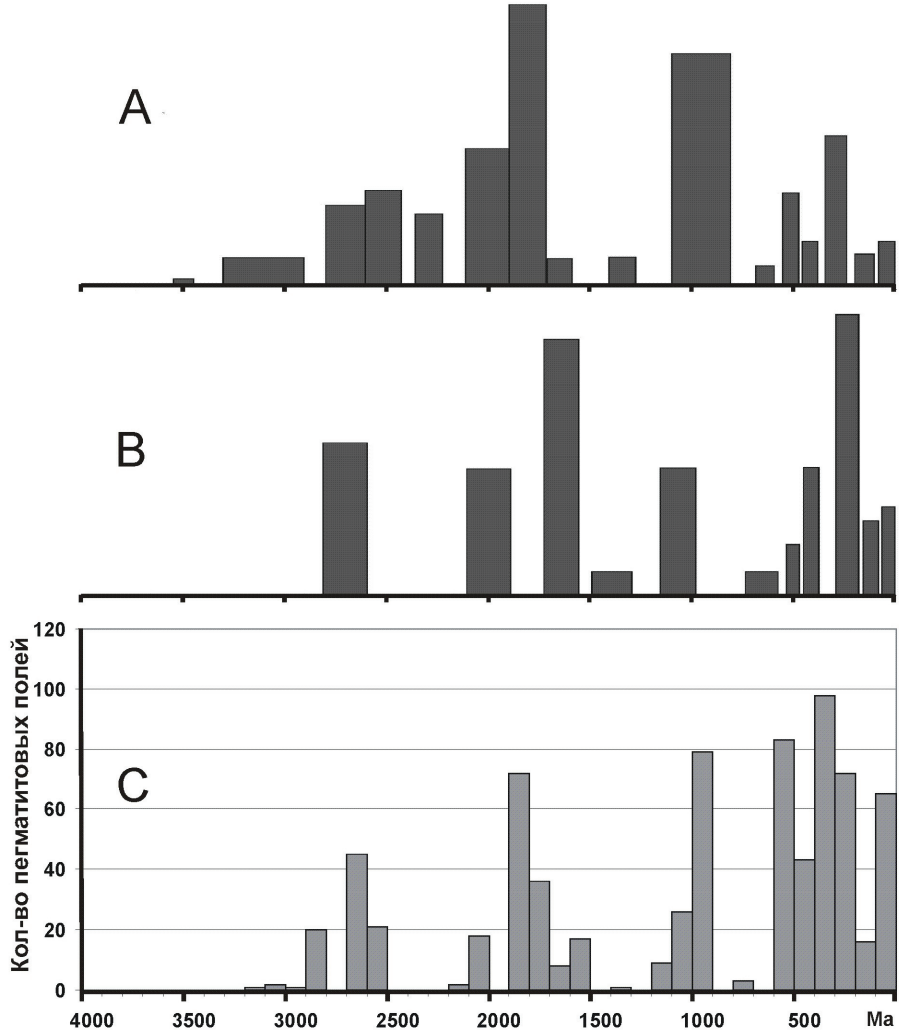


Рис. 2. Интенсивность формирования месторождений гранитных пегматитов в геологическом времени по данным разных авторов. А- по [3], В - по [2], С – это исследование (шаг генерализации 100 млн лет).

Проведенный анализ обстановки формирования первых на Земле минерализованных пегматитов (пояс Барбертон и его обрамление) показал, что редкометалльные пегматиты начали образовываться только там, где появились древнейшие крупномасштабные аккумуляции терригенных толщ, которые могли, наряду с другими супракрустальными и инфракрустальными породами, вовлекаться во внутрикоровые анатектические процессы. И хотя очень часто в орогенных поясах месторождения гранитных пегматитов, в т.ч. с промышленно-интересными запасами полезных ископаемых, локализованы не в метатерригенных, а совсем других, нередко весьма отличных (амфиболиты, анортозиты, мраморы и т.д.) по составу породах, тем не менее, при широком рассмотрении геологии пегматитового района всегда обнаруживаются значительные по мощности метапелит-метапсаммитовые пачки. Это не значит, что только осадочные породы участвуют в генерации продуктивных материнских магм, но их вклад флюидных и рудообразующих компонентов в анатектическую смесь, по-видимому, является критичным для успешного завершения рудогенерирующего пегматитового процесса.

До сих пор в литературе никогда не поднимался вопрос о цикличности процессов пегматитогенеза в земной коре. Автору удалось наметить, по крайней мере, два таких ряда (рис. 3). Эта цикличность наиболее наглядно проявляется, когда собранные данные генерализованы с шагом 50 млн лет. Было установлено, что абсолютные максимумы интенсивности попадают в следующие интервалы (млрд лет): 2.65-2.60, 1.90-1.85, 1.00-0.95, 0.55-0.50 и 0.30-0.25. Если исключить интервал 0.55-0.50 млрд лет, то остальные находятся на расстоянии 0.8±0.1 млрд лет, т.е. формируют квазирегулярную цикличность. С другой стороны, выпавший из этой последовательности пик 0.55-0.50 вместе с пиками второго порядка (млрд лет) 1.20-1.15, 2.10-2.05 и 2.85-2.80 формируют ряд с практически такой же продолжительностью цикла, как и у первого ряда максимумов. Примечательным является факт, что максимумы второго ряда формируют пегматитовые поля, локализованные только в «гондванской» группе континентов. Максимумы первого ряда более универсальны, но «вклад» пегматитовых полей континентов «лавразийской» для них более существенен. То есть существует некоторая асинхронность в проявлении пегматитогенеза в орогенах этих двух групп континентальных блоков.

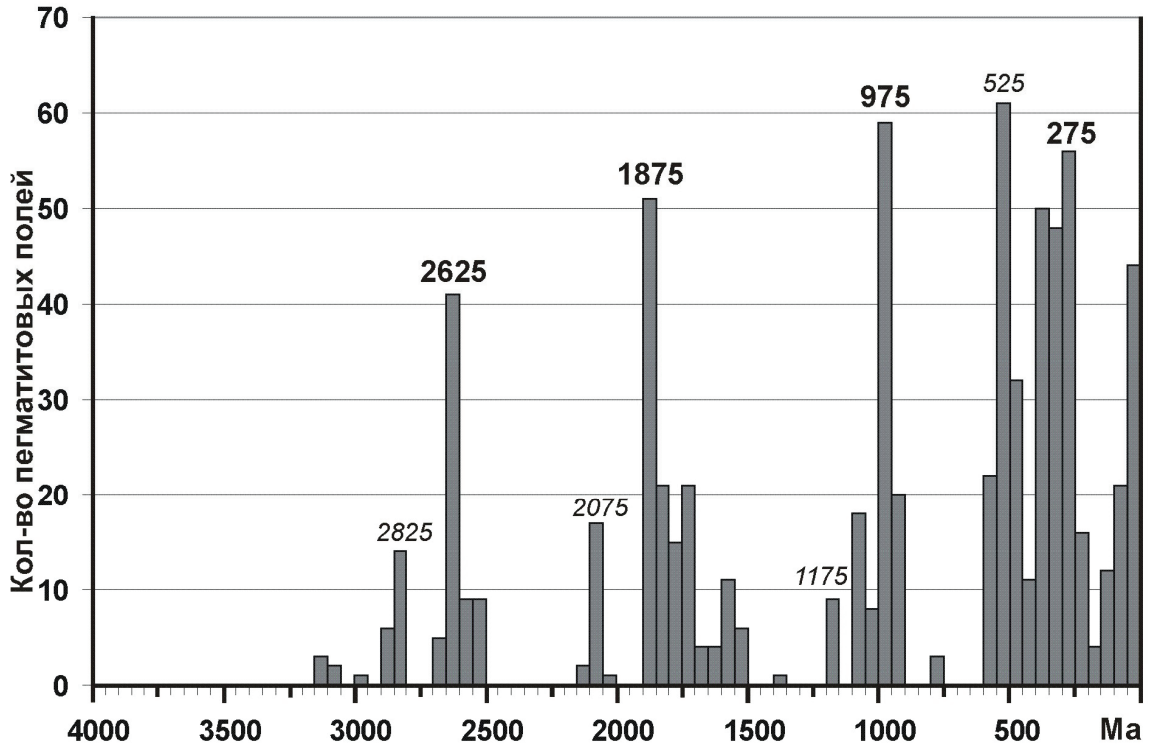


Рис. 3. Периодичность интенсивности пегматитообразующих процессов в истории Земли. Числа над пиками отвечают середине интервала максимальной интенсивности при шаге генерализации 50 млн лет. Курсив – пики для блоков «гондванской» группы, прямой шрифт – пики с преобладанием пегматитовых месторождений в блоках «лавразийской» группы.

Сопоставление наших результатов с существующими представлениями о росте континентальной коры и суперконтинентальных циклах [6, 8] позволяет утверждать, что все основные периоды формирования месторождений гранитных пегматитов приходятся на время формирования супеконтинентов. При этом интервалы 2.65-2.60 и 1.90-1.85 млрд лет совпадают с завершающими фазами импульсов самого интенсивного роста ювенильной континентальной коры в истории Земли. В более молодые эпохи столь же интенсивных всплесков в скорости роста ювенильной континентальной коры больше не наблюдалось – этот процесс происходил волнообразно, но при сильно сглаженной форме кривой [7]. Однако процесс генерации пегматитовых месторождений в орогенах имел не менее, а даже более значительные всплески интенсивности и в неопротерозое, и фанерозое, которые совпали с самыми поздними орогеническими фазами

при формировании суперконтинентов Родиния, Гондвана и Пангея. Из всего этого следует, что среди источников материнских гранитов в постраннедокембрийских орогенах древняя кора и продукты ее разрушения должна была доминировать в большей степени, чем это было в архее и палеопротерозое. Если к этому добавить наблюдение об укорочении с течением времени «пустых» промежутков между импульсами формирования пегматитовых месторождений, а начиная с рубежа 0.6 млрд лет, при шаге генерализации 50 млн лет, полное отсутствие таких интервалов на диаграмме, то можно предположить, что эта интенсификация пегматитогенеза обусловлена достижением к этому рубежу блоками континентальной коры на Земле критического значения своей суммарной площади, которое обеспечивало почти в любой период времени, кратный 50 млн лет (для большей части фанерозоя и при кратности 25 млн лет) взаимодействие какой-то части этих блоков с образованием орогенных поясов и, как следствие, формирование пегматитовых месторождений.

Другая серия тенденций была выявлена при анализе особенностей эволюции основных формаций месторождений гранитных пегматитов, а именно: 1) постепенная деградация редкометалльной формации от неоархея к кайнозою; 2) первое появление мусковитовой формации с месторождениями высококачественной листовой слюды в палеопротерозое, постепенная деградация этой формации к середине фанерозоя и полное отсутствие ее месторождений в мезозойско-кайнозойских орогенных комплексах; 3) появление в орогенах пегматитов миароловой формации лишь в конце мезопротерозоя и редкометалльно-миароловой в конце неопротерозоя, а также нарастающее доминирование их месторождений в пегматитовых провинциях от кембрия к неогену. Все они свидетельствуют о глобальных изменениях в условиях кристаллизации гранитных пегматитов в орогенных поясах [4]. Широкое с нарастающей интенсивностью распространение в фанерозойских орогенах редкометалльных гранитов по периферии, а иногда и вместо пегматитовых поясов, по-видимому, из того же ряда событий.

Все это, в конечном счете, находит объяснение, если использовать модели развития орогенов, учитывающих существенные различия в их плотностных вертикальных разрезах в зависимости от возраста [10], что, в свою очередь обусловлено эволюцией теплового режима континентальной литосферы – ее постепенным охлаждением от архея к кайнозою.

Литература

1. *Балашов Ю.А., Глазнев В.Н.* Эндогенные циклы в проблеме корообразования // Геохимия. 2006. №2. С.131-140.

2. *Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г.* Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.

3. *Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В.* Радиогеохронология гранитных пегматитов // ДАН СССР. 1975. Т. 223. № 5. С.1202-1205.

4. *Ткачев А.В.* Эволюция металлогении гранитных пегматитов в истории Земли в контексте современных данных по геохронологии и геологии месторождений и районов их локализации // Гранитные пегматиты: проблемы геологической теории и практики. М.: ВИМС. 2008. С. 13-62.

5. *Ферсман* А.Е. Пегматиты: их научное и практическое значение. Т.1. Гранитные пегматиты. Л.: Изд-во АН СССР. 1931. 665 с.

6. *Condie K.C.* Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett. 1998, V.163. P. 97–108.

7. *Condie K.C.* Continental growth during formation of Rodinia at 1.35–0.9 Ga // Gondwana Res. 2001. V. 4. P. 5–16.

8. *Condie K.C.* The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity? // J. African Earth Sci. , 2002. V. 35. P.179–183.

9. *Landes K.K.* Age and distribution of pegmatites // Amer. Miner. 1935. V. 20. P. 81-105, 153-175.

10. *Poudjom Djomani Y.H., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Morgan P.* The density structure of subcontinental lithosphere through time // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 184. P. 605-621.

Принципиальные черты эволюции глобальной металлогении Земли

Ткачев А.В.

Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН,
г. Москва, e-mail: tkachev@sgm.ru

Созданная в ГГМ РАН база данных крупных и суперкрупных месторождений (БД КСКМ) мира по состоянию на 01.07.2009 г. содержит сведения о 1398 объектах, имеющих (или имевших до начала отработки) как минимум крупные интегральные ресурсы важнейших, кроме горючих, видов полезных ископаемых: Au, Ag, платиноиды, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Sn, W, Mo, Sb, Hg, Li, Be, Nb, Ta, Zr, редкие земли, Fe, Cr, Mn, Ti, V, Al (бокситы), U, B, P, F, листовые слюды, калийные соли и алмазы. Учитывая, что КСКМ содержат в себе от 65 до 95% интегральных ресурсов перечисленных видов сырья, можно с большой долей уверенности утверждать, что прослеживание изменений в характере (величина ресурсов, металлогенический тип) КСКМ в истории Земли практически означает прослеживание генеральных направлений эволюции ее металлогенической. В своем исследовании автор, в первую очередь, опирался на анализ именно этих данных, привлекая информацию по менее крупным месторождениям уже во вторую очередь для проверки и уточнения закономерностей, установленных при анализе КСКМ.

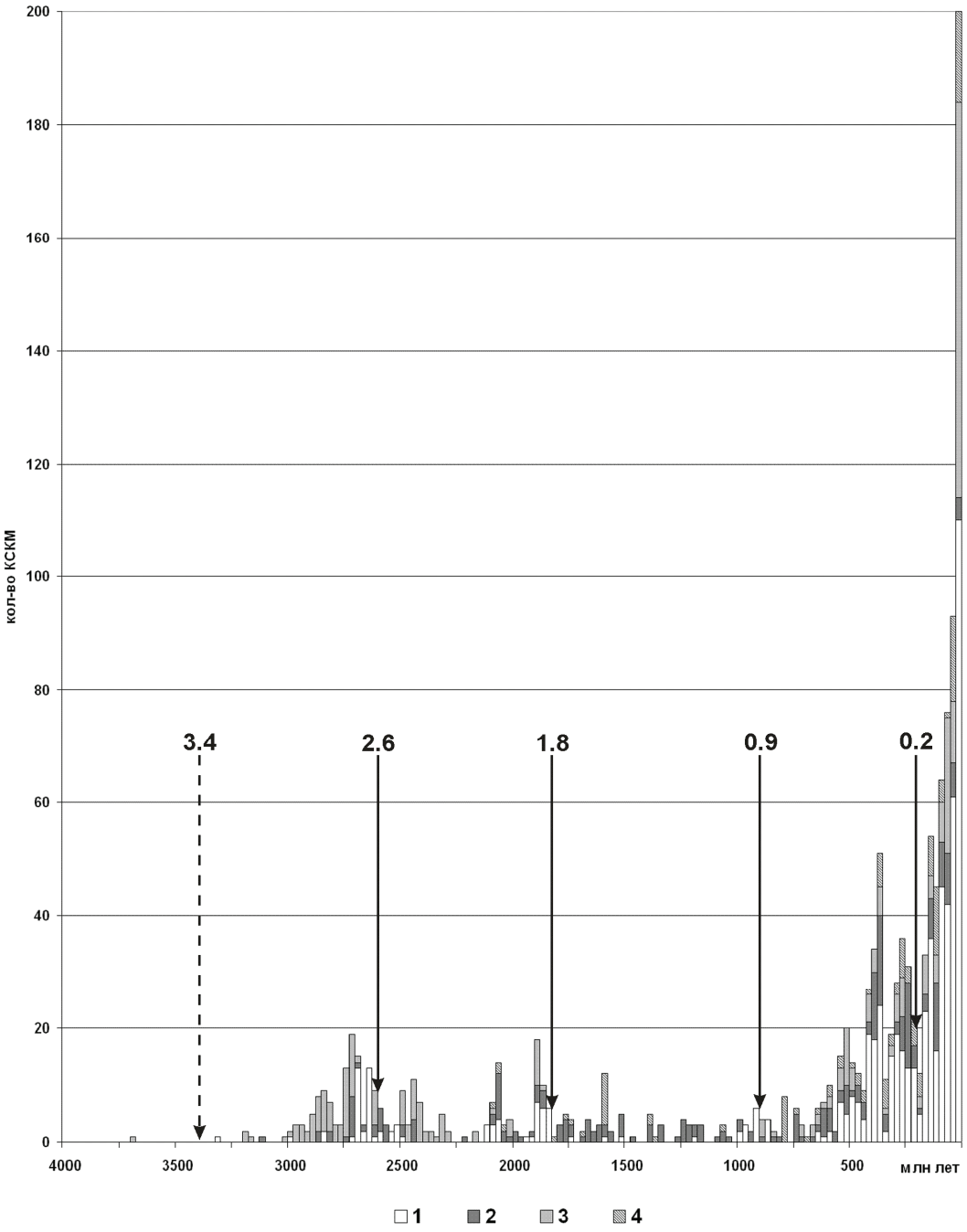
В результате обработки информации, накопленной в БД КСКМ, восстановлена хронологическая последовательность формирования КСКМ важнейших видов сырья (кроме горючих) в истории Земли.

Анализ обработанных данных позволил подтвердить ранее уже высказывавшуюся идею [1,2,3, и др.] о наличии циклически-поступательного тренда развития металлогении нашей планеты: односторонняя направленность в сторону общего увеличения разнообразия месторождений на фоне цикличности в эволюционных процессах. Однако, по нашим новым данным эта цикличность была несколько иной, чем представлялось предшественникам. В частности, установлено наличие четырех глобальных циклов металлогенической эволюции с точками завершения вблизи отметок (млрд лет) 2.6, 1.8, 0.9, 0.2 и текущий незавершенный (рис. 1). Все циклы начинаются активным рудогенезом внутриплитных и дивергентных (пассивных) окраинноконтинентальных обстановок (базитовый и щелочной магматизм, осадконакопление, эпигенез в интраконтинентальные осадочных бассейнах), а завершаются интенсивной металлогенией орогенных поясов. Эти данные указывают на периодичность в цикличности ~0.8±0.1 млрд лет. Такая картина резко отличается от 11 периодов с завершением у рубежей 3.8, 2.8, 2.3, 1.8, 1.5, 1.0, 0.6, 0.4, 0.25, 0.1, 0.0 млрд лет, выделявшихся в [2], что, по-нашему мнению, во многом стало следствием несовершенства использованной В.И.Смирновым базы геохронологических данных. Существенно ближе демонстрируемые результаты выводам Д.В.Рундквиста [1], отличаясь от них, помимо небольших разночтений в позиции рубежей инверсии циклов, также отсутствием в наших результатах существенных аргументов в пользу наличия иерархической соподчиненности у металлогенических циклов, как минимум, до фанерозоя.

Нельзя не отметить, что периоды с резким доминированием металлогении «интраконтинентально-дивергентной» фазы продолжались во все завершенные циклы достаточно длительное время, в то время как периоды «конвергентной» металлогении были более скоротечны. Но последний, т.е. текущий металлогенический цикл, в котором такой переход произошел очень быстро, в этом отношении от своих предшественников сильно отличается. Кроме того, яркой особенностью всего фанерозоя стала тенденция к «смазыванию» такой асинхронности в проявлении металлогенических типов-антиподов: в некоторые его периоды наблюдается *массовое* совмещение во времени (но не в пространстве) месторождений, связанных с внутриплитными и орогенными обстановками. Таких совмещений в докембрии практически не происходило и тем более на пиках интенсивности этих двух больших групп месторождений.

Если сравнить описанную выше цикличность с цикличностью глобальных геотектонических процессов, неоднократно описанных в работах на эту тему [4,5,6,7], то окажется, что рубежи макси-

мальной металлогенической активности, намеченные нами, в принципе совпадают с кульминационными моментами генерации ювенильной континентальной коры и последующего интегрирования суперконтинентов, реконструированными многими исследователями по геологической и палеомагнитной информации.



Цикличность глобальной металлогении: распределение в геологическом времени КСКМ, связанных с разными металлогеническими классами в (без м-ний кор выветривания и современных соленых озер). Вертикальные стрелки – предполагаемые границы металлогенических циклов. Классы месторождений:

1 – гранитоидный, 2 – мафитовых и щелочных комплексов, 3 – седиментогенный, 4 – осадочно-эпигенетический.

Набор конкретных типов месторождений и перечень видов сырья в каждом из выявленных циклов, соотношение масштабов рудогенеза в подвижных поясах, обрамляющих континен-

ты, и интраконтинентальных областях существенно различаются. Одновременно наблюдается постепенное усложнение металлогении КСКМ: от древнейших эпох к самым молодым с неправильной пульсообразностью, но с общей тенденцией к увеличению изменяется количество вновь образованных объектов, их формационно-металлогенических типов и спектра видов сырья. При этом часть типов, которые возникали в раннем докембрии, перестали образовываться в более молодые эпохи. Но при этом появлялись все новые и новые металлогенические типы месторождений.

В значительной мере количественные и качественные изменения в металлогении произошли из-за нарастания процессов окисления поверхностных слоев Земли, что, в свою очередь, в существенной степени было предопределено развитием процессов весьма далеких, на первый взгляд, от обсуждаемой проблемы: развитие колониальных фотосинтезирующих бактерий и водорослей, изменение концентраций кислорода и «парниковых» газов в атмосфере, глобальные оледенения и т.п., которые имели, в том числе, и периоды революционно быстрых (по геологическим меркам) и резких (высокоамплитудных) изменений в начале палеопротерозоя и середине неопротерозоя. В самом начале первой «кислородной революции» остановился и уже никогда более не возобновился процесс формирования Au-U конгломератов, во время первой «кислородной революции» сформировались крупнейшие железорудные джеспилитовые месторождения за всю историю Земли, а сразу после нее возникли эпигенетические КСКМ полиметаллов и флюорита в карбонатных и терригенных породах осадочных бассейнов, урана в песчаниках, эксгаляционно-осадочные колчеданные в осадочных породах, накопились первые, пока еще некрупные, но уже промышленно интересные залежи фосфоритов. Проявления сульфатно-хлоридных эвапоритов этого времени по величине и качеству очень далеки от промышленных кондиций, но сам факт их наличия стал одним их факторов начала генерации стратиформных месторождений полиметаллов в осадочных толщах. В ходе второй «кислородной революции» в неопротерозое сформировались последние КСКМ, связанные с джеспилитами, а после нее возникли первые крупные аккумуляции фосфоритов, галита и калиево-магниевых солей в морских сульфатно-хлоридных эвапоритах, существенно интенсифицировалось формирование многих других типов КСКМ, в т.ч. и обусловленных магматизмом, но при этом также, в той или иной степени, «завязанных» на глубокоциркулирующие элизионные и вадозные воды: это - мезотермальные, эпитермальные, порфировые, вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения.

Все перечисленное является свидетельством того, корни металлогенической эволюции Земли следует, несомненно, искать в ее глобальной эволюции как планеты, в недрах которой от самого раннего докембрия к кайнозою снижается общий фон температур, но растут градиенты глобальных тепловых полей, изменяются схемы циркуляции вещества на всех уровнях глубинности, нарастает степень его дифференциации с явным трендом к разрастанию континентальной литосферы и интенсифицируются процессы окисления.

Литература

1. *Рундквист Д.В.* Глобальная металлогения // Смирновский сборник-95. М., 1995. С. 92-123.

2. *Смирнов В.И.* Периодичность рудообразования в геологической истории // Доклады к 27-й сессии МГК, т.12. Металлогения и рудные месторождения. М, Наука, 1984. С.3-10.

3. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогения земной коры. М.: Недра, 1985. 160 с.

4. *Хаин В.Е., Гончаров М.А.* Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника, 2006, № 5. С. 3-24.

5. *Condie K.C.* Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett., 1998. V.163. P. 97-108.

6. *Condie K.C.* Continental growth during formation of Rodinia at 1.35–0.9 Ga // Gondwana Res. 2001. V.4. P.5-16.

7. *Condie K.C.* The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity? // J. African Earth Sci., 2002. V.35. P.179-183.

Новый подход к истории развития структур раннего протерозоя Карельского геоблока и их металлогении

Трофимов Н.Н., Голубев А.И.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН,
г. Петрозаводск, e-mail: trofimov@krc.karelia.ru

В раннем протерозое на территории Балтийского щита интенсивно продолжается процесс наращивания коры. На смену мелким ячеистым рифтогенным структурам – зеленокаменным поясам (ЗП) [2], приходят крупные рифтовые структуры, развивающиеся в условиях активного увеличения радиуса Земли, предпочтительно по ослабленным зонам – границам кратонов и плит, используя унаследованный контур тектонического рисунка ЗП архея, а при формировании трехлучевого рифта в качестве дополнительного направления – непосредственно используется зеленокаменный пояс. Металлогенические последствия процесса концентрации в таких структурах магматизма, длительного режима растяжения и интенсивного флюидного потока, обусловленных подъемом аномальной мантии, выражены в накоплении рудного вещества в уникальных масштабах на локальном пространстве, а не распылении его. Анализ, с позиции рифтогенеза, материалов по стратиграфии и магматизму Карело-Кольского региона, позволяет предположить иное развитие геологических событий и их металлогенические последствия.

На границе Карело-Кольского кратона (Балтийского щита) и Русской плиты закладывается Беломоро-Лапландская рифтовая структура [8], развивающаяся в дальнейшем как трехлучевая, о чем свидетельствует наличие двух возрастных групп расслоенных интрузивов - 2500 млн. лет и 2430-2440 млн. лет (рис. 1). В пределах Карельского плеча рифта образуются два сводовых поднятия (рис. 1, 2), соответствующие областям подъема аномальной мантии [2, 8] - астенолитов. На участках максимального воздымания сводов формируются протяженные зоны растяжения, к которым приурочено внедрение двух комплексов расслоенных интрузивов – Бураковско - Монастырского на юге и Койлисмаа-Олангского на севере (рис. 2).

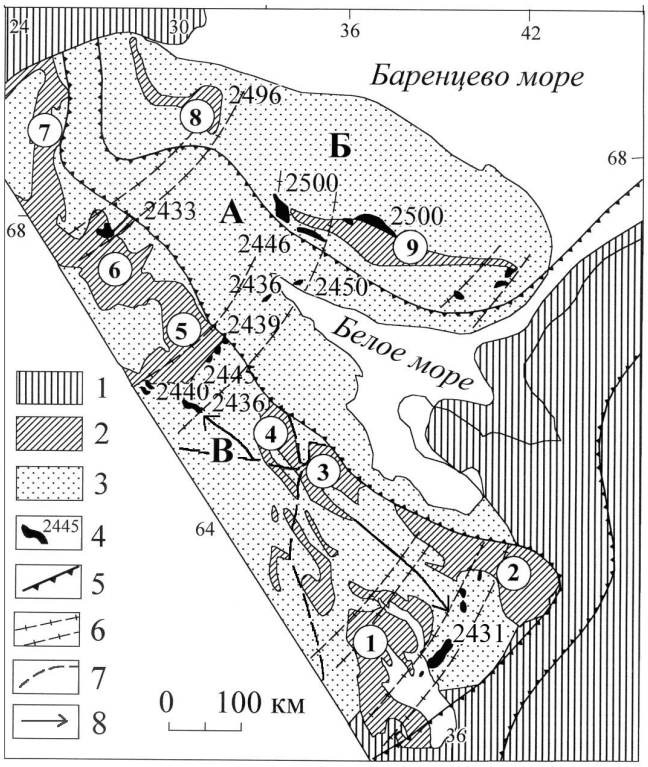


Рис. 1. Раннепротерозойская Беломорско-Лапландская внутриконтинентальная рифтогенная структура:
(составлен с использованием материалов: [1, 5]

1 - фанерозойские отложения; 2 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – нерасчлененные архейские и архей-протерозойские (Беломорский блок) образования; 4 – расслоенные интрузии и их радиогенный возраст; 5 – границы срединной зоны рифта и металлогенических субпровинций: А – Беломорская; Б – Кольская (северо-восточное плечо рифта); В – Карельская (юго-западное плечо рифта); 6 – поперечные зоны растяжения контролирующие внедрение расслоенных интрузий; 7 – сумийские сводовые поднятия: I – Водлозерско-Сегозерское; II – Пяозерско-Тикшеозерское; 8 – направление воздымания продольной оси свода. Межсводовые впадины: 3 – Лехтинская, 4 – Шомбозерская. Компенсационные структуры прогибания: 1 – Онежская, 2 – Ветреный пояс, 5 – Пана-Куолаярвинская, 6 – Сала-Соданкюля, 7 – Карасйок, 8 – Печенгская, 9 – Имандра-Варгузская. Ятулийско-людиковийский авлакоген (1, 2, 5, 6).

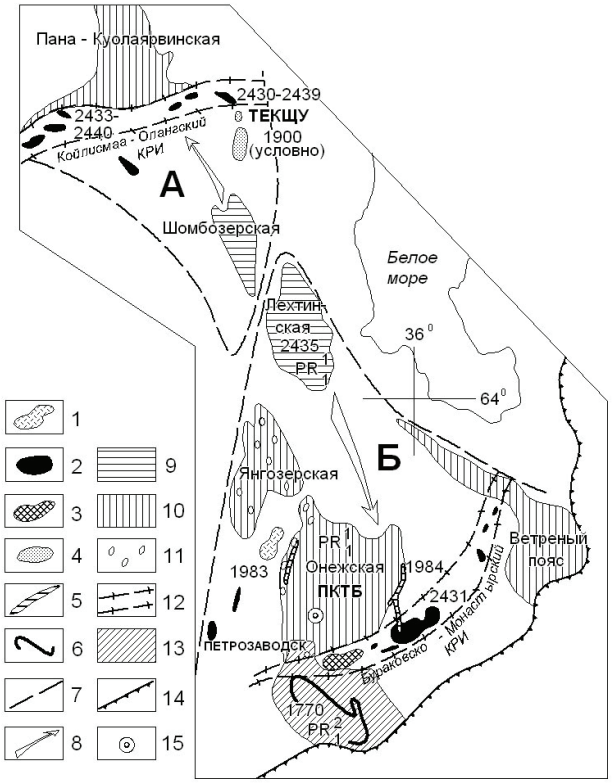


Рис.2. Последовательность образования сводов и впадин на стадиях заложения и активизации рифта:

1 – Семчинский дифференцированный плутон габбро-диоритовой формации (лопий): 2 – комплекс расслоенных интрузивов рифтогенного этапа (сумий): Бураковско – Монастырский (БМКРИ) и Койлисмаа – Олангский (КОКРИ); 3 – положительная гравиметрическая Петрозаводская аномалия, сопоставляемая с БМКРИ; 4 – Тикше – Елетьозерский плутонический комплекс щелочно-ультраосновной формации (ТЕКЩУ) – людиковий(?); 5 – Пудожгорский комплекс дифференцированных пластовых интрузивов толеит-базальтовой формации – (ПКТБ) – людиковий; 6 – Ропручейский силл толеит-базальтовой формации – вепсий; 7 – сводовые поднятия (сумий): А – Пяозерско –Тикшеозерское; Б – Водлозерско – Сегозерское; 8 – направление воздымания сводов; 9 – межсводовые впадины – Лехтинская и Шомбозерская – сумий; 10 – авлакогены: Ветреный пояс; Онежско – Янгозерский; Пана – Куолаярвинский - ятулий-людиковий; 11 – основные области накопления продуктов сариолийских кор выветривания кварцевых конгломератов и гравелитов в авлакогенах; 12 – зоны растяжения в апикальных частях сводов; 13 – свекофенские континентальные красноцветы (аркозовые кварцито-песчаники) – вепсий; 14 – граница Русской платформы (фанерозой); 15 – параметрическая скважина.

Водлозерско – Сегозерское сводовое поднятие реконструируется по наличию продольного (угол 4°) и поперечного склонений Бураковского плутона (рис. 3), имеющего большую протяженность – 50км. Ширина свода 250-300км, протяженность на северо-запад – 350км. Он имеет клиновидную форму, сужающуюся в направлении Лехтинской структуры (рис. 2) и унаследует контуры площади ограниченной Ведлозерско – Сегозерским и Сумозерско – Кенозерским ЗП лопия [6]. Эта реконструкция позволяет обосновать наличие на северо-западе Карелии второго сводового поднятия, занимающего зеркально-отраженное положение относительно вышеописанного и начинающегося с Шомбозерской впадины (рис. 2).

Здесь в пределах области максимального воздымания размещается Койлисмаа – Олангская группа расслоенных интрузивов. Внедрение расслоенных интрузивов приурочено к участкам с максимальной амплитудой поднятия и, как следствие, наиболее глубоко эродированным (рис. 4), где обнажены блоки древних пород – серых гнейсов (Водлозерский и Тавоярвинский). При формировании поднятий синхронно с ними образуются две межсводовые впадины - Лехтинская и Шомбозерская (рис. 2). Для сводов характерен плутонический магматизм с интервалом внедрения интрузивов 2440-2431млн. лет, для впадин – кислый вулканизм дацит-риолитовой формации калиевой серии – 2446-2431млн. лет [6]. Изложенная последовательность эндогенных событий отнесена к собственно рифтовому этапу.

В сариолийское время Карельское плечо рифта является областью длительной пенепленизации и формирования кор физического и химического выветривания. Основная часть обломочного материала сносится в рифтовую долину (Беломорский блок), что объясняет феномен отсутствия эродированной многокилометровой толщи архея. Остаточный наиболее устойчивый минерал – кварц сохраняется на пенепленизированной поверхности. Через наиболее проницаемую зону – рифтовую долину идет опережающий поток «протонированного» водорода, обусловивший высокую степень метаморфизма пород Беломорского блока.

Спустя один галактический цикл [4], – начавшийся 2430-215=2215 млн. лет назад, вдоль главной оси сумийского рифта закладывается серия прогибов – авлакогенов, за счет сокращения площадей сводов (рис. 2). Такая точка зрения предполагает отсутствие, на подавляющей площади ятулий-

ских структур, сумийско-сариолийских лав, что подтвердила сверхглубокая скважина. В центре Онежской впадины разрез вулканогенно-осадочной толщи начинается с туломозерской свиты, имеющей сульфат-карбонатный состав. Таже картина на ее восточном обрамлении в районе п. Пудожгорский [8, 9]. Туломозерская свита плавно переходит в нижнюю подсвиту заонежского горизонта, которая относится к карбонатно-глинистой углеродсодержащей формации. В ее оновании присутствуют маломощные слойки восстановленных форм углерода (шунгита), отражающие самый низкий стратиграфический уровень их появления.

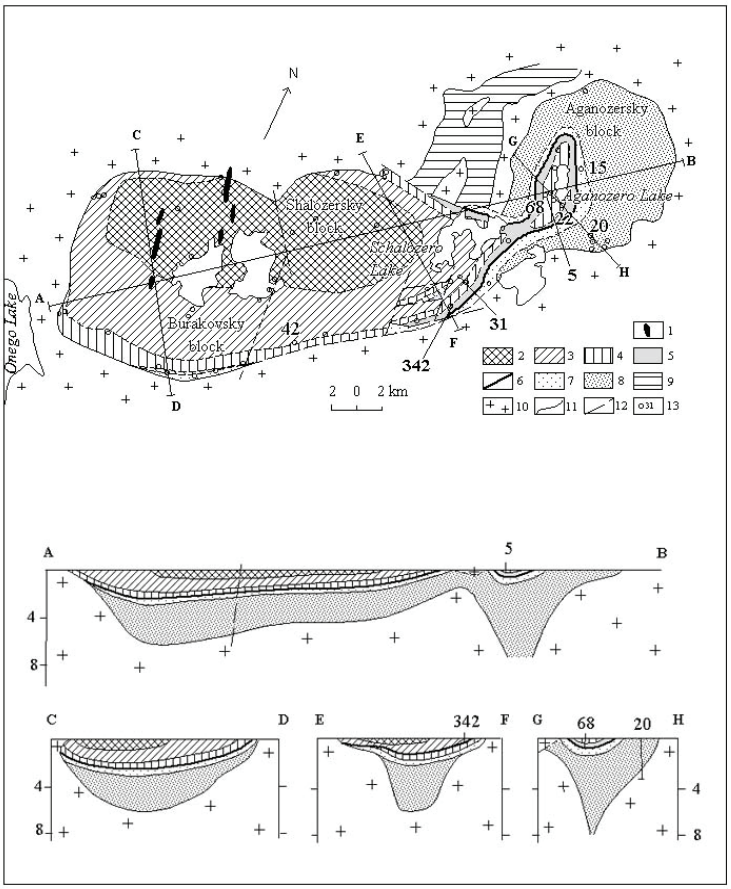


Рис. 3. Геологическая схема Бураковского расслоенного интрузива (Лавров и др.2004, с дополнениями авторов).

Нижний протерозой. Пудожгорский комплекс. 1 – габбро-долериты. Бураковский комплекс. Зоны расслоенной серии: 2 – магнетитовых габбро-норитов и диоритов; 3 – пижонитовых габбро-норитов; 4 – габбро-норитов; 5 – переходная; 6 – Главный хромитовый горизонт; 7-8 – ультраосновная (перидотитовая подзона; 8 – дунитовая подзона); Архей. 9 – фрагмент зеленокаменного пояса (метаморфизованные осадки и вулканиты). 10 – граниты, гранитогнейсы, мигматиты. 11 – границы зон расслоенной серии; 12 – тектонические нарушения; 13 – буровые скважины.

Принято, что для ятулия характерен трехфазный платобазальтовый вулканизм трапповой толеит-базальтовой формации, разделенный выдержанными по латерали пачками кварцито-песчаников с горизонтами кварцевых конгломератов и гравелитов, перекрытых толщей красноцветных карбонатов. Однако такой разрез типичен для Янгозерской и западного борта Онежской впадин, что указывает на заложение авлокогена на западе и продвижение его на восток. Но максимальный прогиб – до 3 км (Онежская впадина) формируется в людиковии.

Новый людиковийский этап активизации наступил после завершения одной полной фазы глобальной пульсации Земли равной 430 млн. лет, т.е. 2430-430=2000 млрд. лет назад, соответствующей переходу стадии максимального расширения планеты в стадию сжатия [3]. Такие геодинамические эпохи являются рудными. Таким образом, вырисовывается мегацикл тектогенеза соответствующий разнице интервалов рудоносных интрузивов – 2430–1990=440 млн. лет, что соответствует 2 галактическим годам [4]. Согласно Епифанову В.А. (2005г.), 430 млн. лет это геогалактическая пульсация охватывающая фазы сжатия и растяжения Галактики. На примере фанерозойских кимберлитов, им установлено, что формирование высокоалмазоносных месторождений происходило сразу после максимального расширения Земли на начальном этапе фазы сжатия.В эту временную границу (в сводах) вписываются пластовые интрузивы: Пудожгорский – 1984±8 и Койкарско-Святнаволокский - 1983,4±6.5 млн. лет.[11] Внедрение Пудожгорского интрузива связано с формирова-

нием в людиковии сводового поднятия с центром Бураковский блок Бураковского плутона [10]. Интрузив сформирован флюидонасыщенными высокожелезистыми расплавами и контрастно дифференцирован на 5 горизонтов от монцогранитов и монцодиоритов до кварцевых монцодолеритов и долеритов с обособлением титаномагнетитового горизонта с Fe-Ti-V и БМ оруденением.[10]. Он ориентирован вкрест простирания зоны развития расслоенных интрузий БМКРИ.

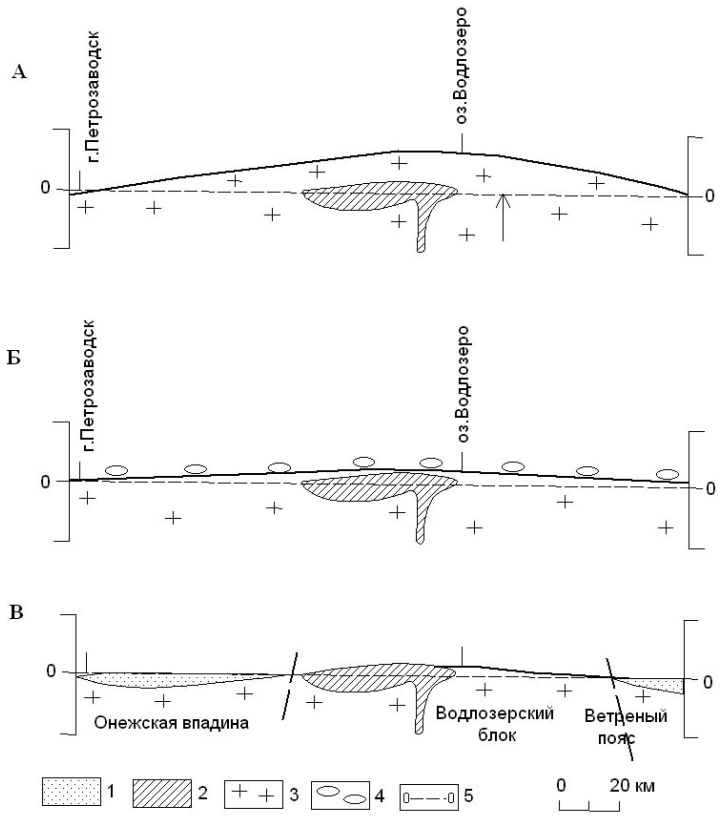


Рис.4. Водлозерско-Сегозерское сводовое поднятие.

А – сумий. Рифтогенный этап. Б – сариолийский пенеплен, заполнение рифтовой долины. В – ятулий, людиковий. Авлакогеновый этап. 1 – вулканогенно-осадочные образования ятулия и людиковия; 2 – Бураковский расслоенный плутон; 3 – гранито-гнейсовая рама (архей); 4 – остаточная кора выветривания; 5 – уровень современного эрозионного среза.

В авлакогенах трапповая углеродистая формация наиболее контрастно проявлена в Онежской и Пана-Куолоярвинской структурах. Осадконакопление в людиковии начинается с пульсационных появлений восстановленных форм углерода с нарастающей интенсивностью во времени и образующих многократные переслаивания пластов и линз шунгита с потоками и покровами лав базальтов. Поступление восстановленного углерода и вулканизм рассматриваются нами как единая трапповая углеродаккумулирующая система. С позиции нефте-газоносных провинций, восстановленные формы углерода (углеводороды) концентрируются во впадинах по бортам унаследованного сумийского свода.

В людиковийский этап активизации ядерной части Пяозерско-Тикшеозерского свода, так же перпендикулярно простиранию интрузий Олангского комплекса, внедряются два многофазных интрузива щелочно-ультраосновной формации Тикше-Елетьозерского комплекса, мафит-ультрамафитовая фаза которых является ритмично расслоенной (рис. 2).

Таким образом, в сводах зоны растяжения образуют две дуговые структуры с радиусами 350 и 220 км и центрами по периферии Лехтинской и Шомбозерской впадин (рис.2), которые контролируют на рифтовом этапе размещение внутрикоровых камер и поступление глубинных флюидонасыщенных выплавок, формирующих расслоенные плутоны, а на этапе активизации: в авлакогенах – трапповую углеродаккумулирующую систему, в их бортах – гипабиссальные дифференцированные интрузивы. Металлогеническая специализация обеих структур в рифтовый этап: главная – Cr, МПГ; сопутствующая – Cu, Ni; второстепенная – Ti, V. На этапе активизации их значимость инвертированная.

Особенности авлакогеновых впадин, примыкающих к зонам растяжения (рис. 2), развитие углеродсодержащей формации, неразрывно связанной преимущественно с заонежским трапповым магматизмом людиковийского этапа активизации. Аккумуляция шунгитового вещества (восстановленных форм углерода) сопровождается поступлением в бассейн огромного количества S (сульфатной – основание туломозерской свиты; сульфидной – заонежская свита) и ряда рудных элементов – U, V, Mo, Cu, Au, Ag, Pt, Pd, Jr, Bi, Se. В бортах авлакогенов внедряются флюидонасыщенные высокожелезистые, с повышенным содержанием МПГ и Au (в сумме 90-100мг/т), расплавы, формирующие дифференцированные пластовые интрузивы с титаномагнетитовым (Fe, Ti, V) стратиформным оруденением и совмещенной с ним малосульфидной золото-платинометальной минерализацией. Расплавы являются отщепленными внутрикоровыми дифференциатами. Такой камере предположительно соответствует Петрозаводская положительная гравиметрическая аномалия (рис. 2). U-Pb возраст интрузивов 1983±6,5 и 1984±8 млн. лет соответствует Печенгским никеленосным (Пилгуярви и др.), что позволяет отнести людиковийский этап активизации к потенциально никеленосным. После внедрения Пудожгорского интрузива весьма вероятно ожидать « эшелонированное» поступление высокомагнезиальных никеленосных расплавов из промежуточной камеры. При более глубоком эрозионном срезе Онежской впадины (~ на 500м), она имела бы форму полуовала (как и Печенгская впадина), где в восточном борту возможно наличие месторождений Аллареченского типа, а во впадине – Пилгуярвингского. Ответ на эти построения можно получить только с помощью глубокого бурения.

Внедрившиеся чуть позднее – 1975±24млн. лет [7], на завершении людиковийского этапа активизации, в суйсарский горизонт дифференцированные гипербазитовые силы (Кончезерский, Тернаволокский) уже дефицитны по сере, хотя дифференциаты Тернаволокского сила близки по химическому составу печенгским никеленосным интрузивам.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 14.

Литература

1. *Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Автореферат докт. дис. М., 2002. 46 с.

2. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. М., Недра,1987. 248 с.

3. *Епифанов В.А.* Геогалактические пульсации – ритмы глобальной геодинамики // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Сыктывкар; Геопринт, 2005. С. 107-110.

4. *Куликова В.В., Куликов В.С.* // Универсальная галактическая хронометрическая шкала. Петрозаводск, 1997. 93с.

5. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб., Недра, 1993. 244 с.

6. Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 340 с.

7. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии // Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др. Петрозаводск, 1999. 96 с.

8. *Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Металлогения и цикличность развития внутриконтинентального Онежско-Водлозерского докембрийского мантийного плюма //Мантийные плюмы и металлогения. Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск-Москва, 2002. С. 249-253.

9. *Трофимов Н.Н., Логинов В.Н.* Эвапориты или флюидизатно-эксплозивные образования восточного Прионежья? // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 75-81.

10. *Трофимов Н.Н., Голубев А.И.*, Геодинамическая позиция и менерагения Пудожгорского дифференцированного интрузива – нового рудно-формационного платиносодержащего титаномагнетитового типа // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Петрозаводск, 2007. С. 398-402.

11. *Филлипов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х.* Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбро-доллеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2007. С. 49-69.

Новые данные о возрасте и благороднометалльном оруденении Бураковской расслоенной интрузии (Карелия)

Трофимов Н.Н.[1], Голубев А.И.[1, 4], Ткачев А.В.[2, 4], Черкасов С.В.[2, 4], Байи Л.[3, 4], Оже Т.[3, 4], Кошери А.[3, 4]

[1]Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: trofimov@krc.karelia.ru

[2]Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского Российской Академии наук, г. Москва

[3] BRGM, Mineral Resources Division, Orleans, France

[4]АНО "Российско-французская металлогеническая лаборатория", г. Москва

На Балтийском щите в пределах России, Финляндии и Швеции известно более 20 расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов, сформировавшихся в начале палеопротерозоя. Бураковская интрузия является самой крупной среди них – площадью 630 км^2 (50 км в длину и до 16 км в ширину). Она находится на юго-восточной границе области распространения расслоенных массивов щита вблизи восточного берега Онежского озера. В ее пределах разведано сверхкрупное Аганозерское месторождение хромитов и дана оценка промышленно интересных концентраций платиноидов малосульфидного типа, с попутным золотом,силикатного никеля и ванадиеносных титаномагнетитовых руд [3].

Интрузив – типичный лополит, два блока которого, согласно геолого-геофизическим данным, имеют разную морфологию магматической камеры: воронкообразная с корневой системой Аганозерского и корытообразная Бураковско-Шалозерского (часто разделяемого также на две части) с узким каньонообразным сочленением между ними (рис.1). Внутренняя структура интрузива синклиналеподобная с пологой прогнутостью в центре и более крутыми краями. В обоих блоках выделены краевая группа (зона закалки) и расслоенный комплекс, представленный стратифицированными зонами (снизу вверх): ультраосновной, переходной полосчатой, габбро-норитовой, пижонитовых габбро-норитов, магнетитовых габбро-норитов и диоритов [3, 4, 13].

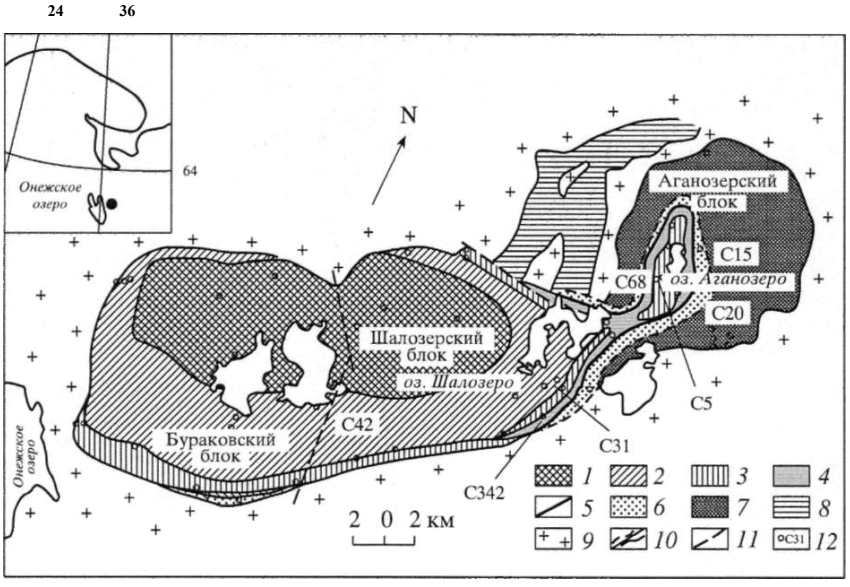


Рис. 1. Геологическая схема Бураковского расслоенного интрузива (М.М. Лавров и др., 2004, с изменениями авторов). Нижний протерозой. Бураковский комплекс: зоны расслоенной серии:

1 – магнетитовых габбро-норитов и диоритов; 2 – пижонитовых габбро-норитов; 3 – габбро-норитов; 4 – переходная; 5 – главный хромитовый горизонт; 6,7 – ультраосновная зона (6 – перидотитовая подзона, 7 – дунитовая подзона). Архей. 8 – фрагмент зеленокаменного пояса (метаморфизованные осадки и вулканиты), 9 – граниты, гранито-гнейсы, мигматиты; 10 – границы зон расслоенной серии; 11 – тектонические нарушения; 12 – буровые скважины.

Геохронологические исследования на объекте были проведены трижды. Цирконы из габброноритов Бураковско-Шалозерского блока, проанализированные классическим U-Pb-методом, показали возраст 2449 ±1.1 млн. лет [7]. Изучение Pb-Pb-системы в сульфидах и плагиоклазе также дало очень близкий к этой величине результат 2445 ± 4 млн. лет [8]. При изучении Sm-Nd-системы отдельно пород Аганозерского и Бураковско-Шалозерского блоков получен изохронный возраст 2372 ± 22 и 2433 ± 28 млн. лет соответственно, что указывает на вероятное совмещение в одном комплексе двух интрузий с возможной разницей в возрасте внедрения от 11 до 111 млн. лет [6]. В поддержку этой концепции были дополнительно приведены петролого-геохимические данные, показавшие определенные различия в составе сходных типов пород двух блоков.

Выполненные позднее исследования петрологических и геолого-структурных особенностей двух блоков и зоны их сочленения выявили факты, которые не подтвердили двухэтапную модель и указывают на синхронное формирование всех частей массива в пределах единой магматической камеры [3,4,5]. Причем были определены возможные механизмы, обусловившие появление действительно имеющихся петролого-геохимических различий в составе пород двух блоков.

Для выделения цирконов пробы отобраны в керне двух буровых скважин. В скважине С5, пробуренной в центре Аганозерского блока, образцы взяты в нижней части габбро-норитовой зоны с отметок 21, 34, 50, 78 и 83 м (проба С5-21) (рис. 2). Из скв. С31, пробуренной в юго-восточной части Шалозерско-Бураковского блока, образцы отобраны в интервале 344—350 м (проба С31-344-350), который приходится на ту же самую габбро-норитовую зону, но в ее верхней части (рис.2).

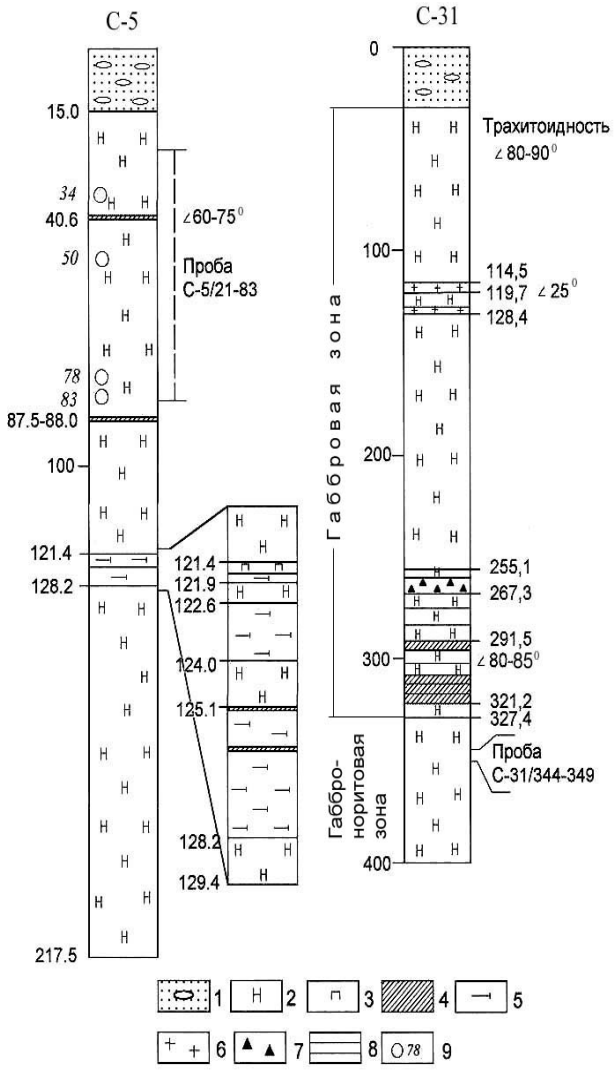


Рис. 2. Колонки скважин С-5 и С-31 и место отбора проб на циркон:

1 – четвертичные отложения (морена); 2 – габбронориты; 3 – пироксениты; 4 – перидотиты; 5 – плагиоклазиты; 6 – жила гранитов; 7 – точки отбора проб и их номера.

Порода представлена мезо- и лейкогаббро-норитами. Состав кумулата – Opx+Cpx+Pl. Cpx имеет по границам зерен адкумулятивное дорастание. В Opx и Pl встречаются мелкие овальные пойкилитовые включения Cpx наиболее ранней генерации, состав которых аналогичен Cpx основной фазы кристаллизации. Состав Opx находится на границе бронзита и гиперстена – $En_{69.8\text{-}71.5}$ $Wo_{1.9\text{-}3.7}Fs_{26.4\text{-}36..5}$, Cpx отвечает авгиту $En_{39.9\text{-}45.8}Wo_{40.0\text{-}44.8}Fs_{11.0\text{-}13.3.}$ Плагиоклаз представлен лабрадором № 50-57 и андезином № 34-45. В скважине С-31 Opx частично интеркумулятивный.

Цирконы выделены из проб (по 80 зерен для каждой из скважин) с использованием стандартной процедуры дробления, просеивания, магнитной и гравитационной сепарации, ручной выборки. Представленные зерна были помещены в эпоксидную смолу и отполированы для изучения перед лазерной абляцией в сканиующем электронном микроскопе. Аналитические работы выполнены в BRGM на мультиколекторном ICPMS-спектрометре, объединенном с лазерно-абляционной установкой [9], со следующими рабочими параметрами: UV-лазер 213 нм, диаметр луча 20мкм, глубина абляции 18 мкм, энергия 0.2-0.3 мДж, частота 12 Гц, время 90 с. U-Pb-отношение откалибровано в соответствии с цирко-новым геостандартом 91500 (Онтарио, Канада), датированным 1062.4 ± 0.4 млн. лет [12]. Все вычисления возраста сделаны с использованием программы ISOPLOT/Ex [10].

Зерна циркона из пробы С5-21 имеют размер 300-500 мкм, коричневый цвет, сдвойникованы и часто трещиноваты, что создает в большинстве случаев проблемы с индексацией граней и установлению типологии по [11]. Цирконы из пробы С31-344-350 меньше по размеру (10—300 мкм), но обладают теми же оптическими характеристиками: коричневые, ксеноморфные, сдвойникованы.

По пробе С5-21 сделаны 16 точечных анализов на 14 зернах циркона [1]. Доля нерадиогенного ^{206}Pb низкая (0.1%), за исключением точки 3.1 (0.13%). 14 точек конкордантны или субконкордантны с уровнем конкордантности 93-100%. Точки 10.1 и 11.1, полученные в сильно трещиноватых зернах, не были использованы при вычислении возраста из-за вероятных потерь радиогенного свинца. Средневзвешенный возраст ^{207}Pb*/^{206}Pb*, высчитанный по оставшимся 14 точкам, составляет 2433 ± 4 млн. лет (2σ, СКВО = 0.93) (рис. 3).

В пробе С31-344-350 сделано 14 точечных анализов на 11 зернах [1]. Доля нерадиогенного ^{206}РЬ также низкая (0.1%), за исключением точки 8.2 (0.16%). 11 точек конкордантны или субконкордантны с уровнем конкордантности 94—98%. Точка 3.1 идеально конкордантна, но дает возраст приблизительно на 100 млн. лет меньше, чем все остальные. Зерно, в котором она получена, имеет удлиненную форму, что нетипично для объекта в целом, и потому эта точка не была включена в расчет возраста. Анализы зерна 7 также были отвергнуты, так как дают возраст в интервале 2454—2457 млн. лет. Средневзвешенный возраст ^{207}Pb*/^{206}Pb*, высчитанный по оставшимся 11 точкам, составляет 2430 ± 5 млн. лет (2σ, СКВО = 0.87) (рис.3).

Наблюдения в сканирующем электронном микроскопе позволили найти быстрое и вполне рациональное объяснение для анализов, имеющих существенные отклонения от основной их массы: нетипичная форма или более интенсивная трещиноватость, если сравнивать с неаномальными зернами.

Полученные значения возраста 2433 ± 4 млн. лет (Шалозерско-Бураковский блок) и 2430 ± 5 млн. лет (Аганозерский блок [1]) в пределах ошибки измерения указывают на практически один и тот же возраст кристаллизации. При высокой гомогенности изотопных данных, полученных больше чем в 10 индивидуальных зернах циркона в каждом блоке, легко вычисляется средний возраст формирования габбро-норитовой зоны 2431 ± ± 6 млн. лет, что, в конечном счете, можно принять за возраст образования всего Бураковско-го интрузива. Объяснение разницы до 18 млн. лет с данными по Шалозерскому блоку в [7] нами пока не найдено.

В настоящее время, как было указано выше, существуют две точки зрения на формирование исследованного массива. Наши новые геохронологические данные полностью соответствуют концепции одноэтапного формирования Бураковского расслоенного массива [3, 4, 6], согласно которой Аганозерский и Бураковско-Шалозерский блоки были, на стадии кристаллизации расплава, частями единой магматической камеры. Полученные результаты дают этой концепции достаточно надежное геохронологическое обоснование.

В Бураковском плутоне выделены два основных стратифицированных уровня благороднометалльной минерализации малосульфидного типа: горизонт А – в переходной зоне и горизонт В – на границе габброноритовой и пижонитовой зон.

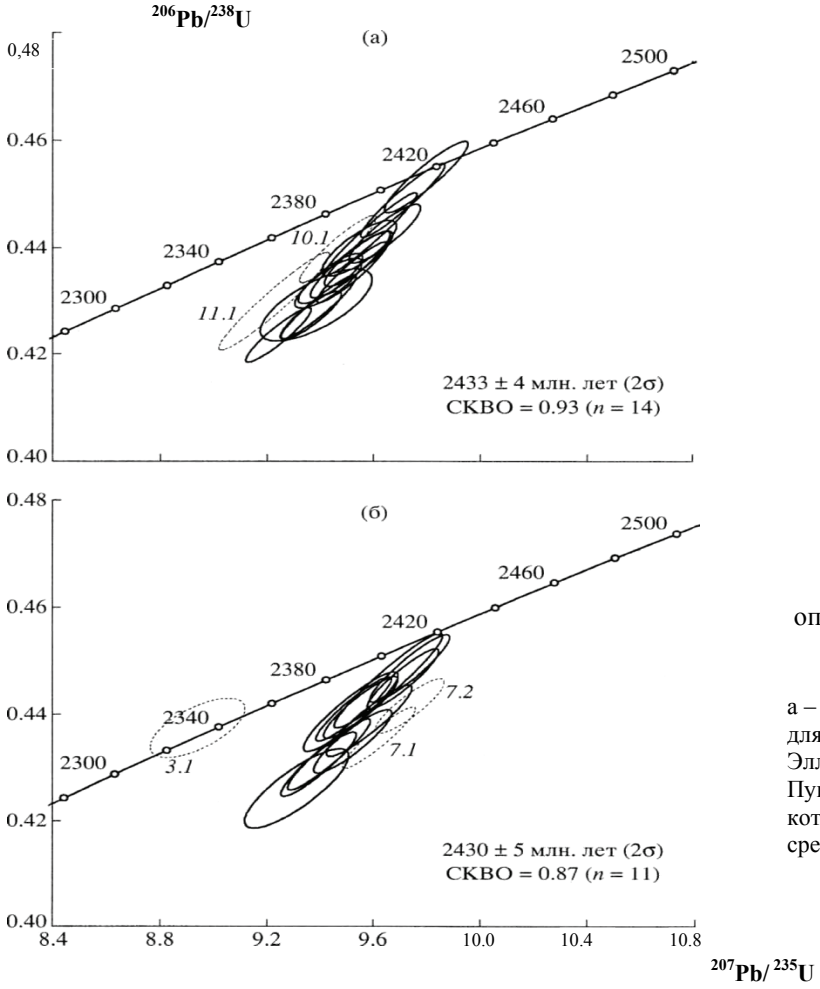


Рис.3. Графики с конкордией для определения возраста цирконов габброноритов Бураковского массива:

а – для пробы С5-21 (Аганозерский блок), б – для пробы С31-344-350 (Шалозерский блок). Эллипсы неопределенностей отвечают 1σ. Пунктирной линией выделены результаты, которые не были включены в расчет среднего возраста (объяснения в тексте).

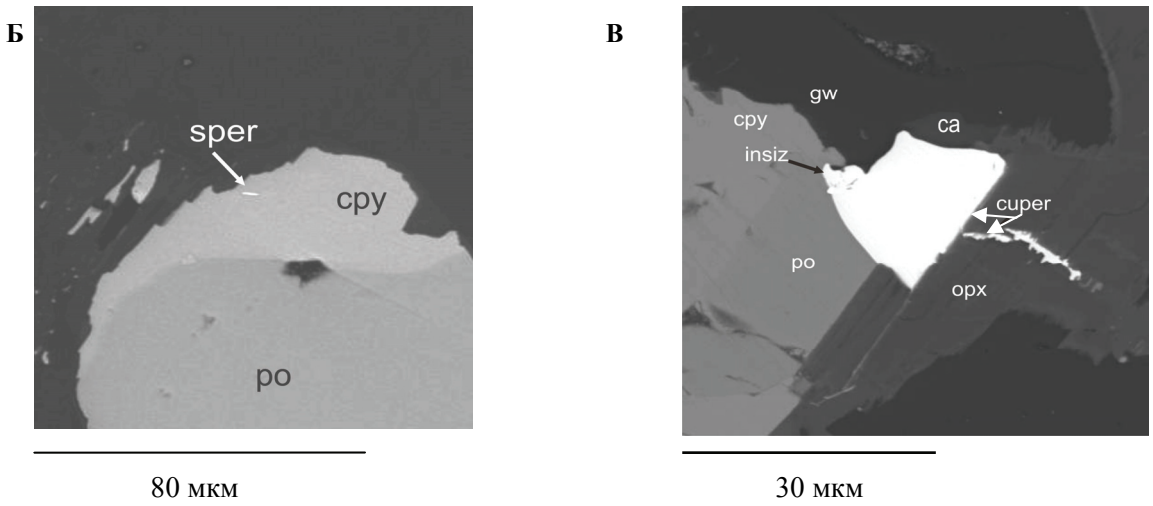


Рис. 4. Горизонт А. Б – идиоморфная пластина сперрилита в сульфидной капле. В – интерстициальный сульфидный агрегат с примыкающим гипидиоморфным кристаллом куперита и инсизваита и куперитом выполняющим трещину в ортопироксене.

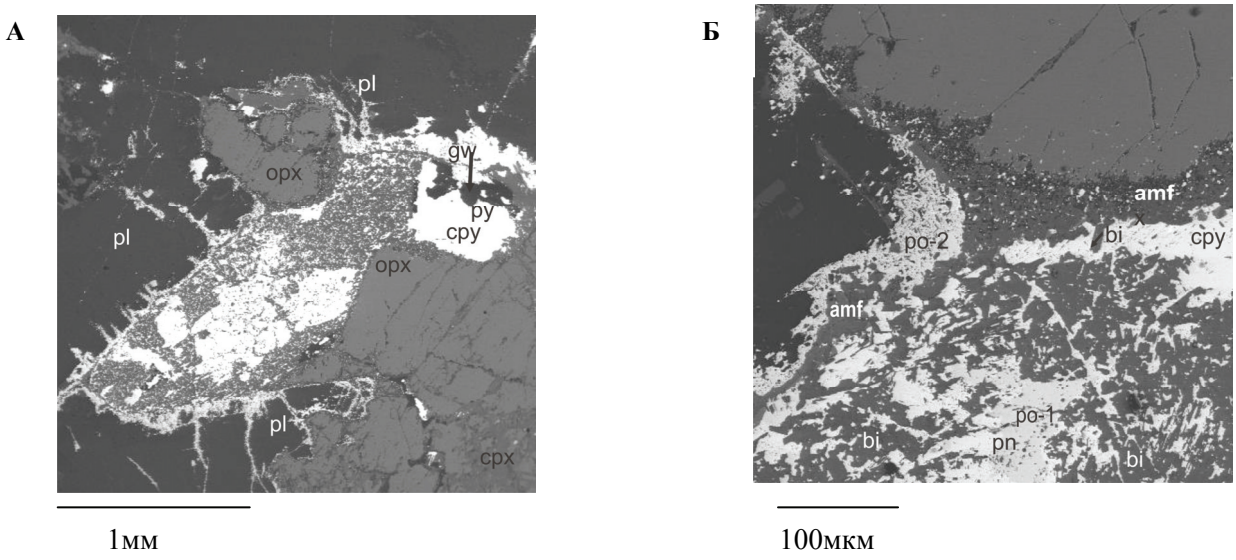


Рис.5. Горизонт В. Характер замещения сульфидов (cpy+po±pn) вторичным биотитом, образования коррозионных кайм амфибола на границе с силикатами и переотложения po-2 по трещинам и вдоль границ сульфидных агрегатов.

Состав переходной зоны и положение в ней горизонта А меняется по латерали и вертикали в зависимости от положения в пределах блоков Бураковского плутона и уровня эрозионного среза их участков. В Аганозерском блоке он расположен непосредственно над Главным хромитовым горизонтом в основании переходной зоны, а на севере Шалозерского - в ее центральной части. Минералы платиновых металлов представлены преимущественно теллуро-висмутидами Pt и Pd, реже сульфидами и арсенидами Pt (рис. 4) [2]. Сингенетичная сульфидная вкрапленность несет следы авто- или постмагматических преобразований (рис.5). По трещинам в силикатах откладываются золото, серебро и минералы платиновой группы.

Литература

1. *Байи Л., Оже Т., Кошери А. и др*. //ДАН 2009, том 426, №2, С.202-206.

2. *Дегтярев Н.К., Трофимов Н.Н.* // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 188-202.

3. *Лавров М.М., Голубев А.И., Трофимов Н.Н.* // Отеч. геология. 2006. № 1. С. 3-13.

4. *Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Голубев АМ., Слюсарев В.Д. //*Отеч. геология. 2004. № 2. С. 23-30.

5. *Николаев Г С, Хворов Д. М*. //Геохимия. 2003. № 8. С. 847-865.

6. *Чистяков А.В., Богатиков О.А., Гроховская Т.Л. и др. II* ДАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 228-235.

7. *Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. II* Precambr. Res. 1995. V. 75. P. 31-46.

8. *Amelin Yu.V., Neymark LA*. In: Proc. Field Conference and Symposium on the Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System. Duluth (Minn.), 1995. P. 5-6.

9. *Cocherie A., Robert M*. // Gondwana Res. 2008. doi:10.1016/j.gr.2008.01.003.

10. *Ludwig K.R.* Users Manual for ISOPLOT/Ex, a Geo-chronological Toolkit for Microsoft Excel. Vers. 2.05d // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 1999. № 1. 43 p.

11. *Pupin J. P. II* Contribs Mineral, and Petrol. 1980. V. 73. P. 207-220.

12. *Wiedenbeck M., AIM P., Corfu F. et al.* // Geostandards Newslett. 1995. V. 19. P. 1-23.

13. *Sharkov E.V., Bogatikov OA., Grokhovskaya T.L. et al. II* Intern. Geol. Rev. 1995. V. 37. P. 509-525.

Изотопно-геодинамические предпосылки формирования платинометально-никелевых месторождений раннего докембрия (3.8-1.7 млрд. лет)

Турченко С.И.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: turchsi@mail.ru

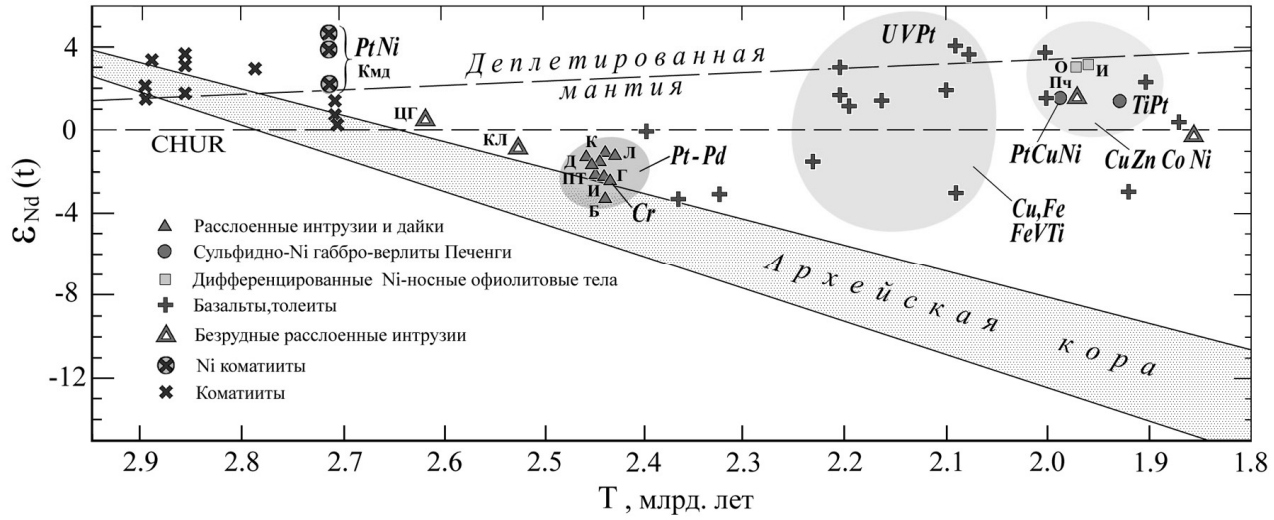
Древнейшие породы на Земле зафиксированы с возрастом около 4 млрд. лет (Агаста гнейсы) по [3], а также возраст по цирконам из метапесчаников Джек Хилл в Зап. Австралии установлен U-Pb методом 4363 ± 20 Ma [8], но все-таки имеется гораздо более древний материал для изучения – это метеориты. Эти продукты отражают не только состав Солнечной системы, но и состав ранней твердой Земли из которых вместе с планетоземалиями, пылью и газами она состояла. Метеоритный материал имеет сложный состав и состоит примерно на 80% из хондритов и ахондритов, а также железо-никелевых и никельсодержащих метеоритов, которые и образовывали первичное твердое вещество Земли путем аккреции. Причем распространение аккретирующих метеоритов и планетоземалий естественно было глобально неоднородным. Все метеориты и планетоземалии были гораздо древнее земных пород и имеют возраст 4567.1 ± 0.16 млн. лет [2]. В результате метеоритных ударов и в особенности крупных планетозималей произошло частичное плавление первичного земного вещества и разогрев глубинных частей Земли, что создало первичный магматический океан гадейского этапа, но сохранивший глобальные геохимические неоднородности. Интенсивная метеоритная бомбардировка длилась в период приблизительно до 3.8 млрд. лет и продолжалась с постепенным затуханием до конца архея. К этому же временному этапу относится начало выделения земного ядра и соответственно формирование протомантийного вещества, послужившего основой для создания мантийного глубинного слоя. В этом слое произошла за период 3.8-3.5 млрд. лет дифференциация мантии на геохимически различные домены из-за первичной неоднородности земного вещества с образованием хондритового и деплетированного мантийных резервуаров. В это время произошла существенная перестройка структуры литосферы, связанная, вероятно, с образованием конвективных ячей в мантии и появлением ранних микроконтинетов.

Для мафит-ультрамафитовых пород, которые являются производными мантийного магматизма и носителями платинометально-никелевого оруденения (коматииты, коматиитовые перидотиты, габбро-пироксениты и мафические дайки) палео- и мезоархейского возраста (3.8-3.2 млрд. лет) установлены по Sm-Nd возрастным данным положительные и нулевые значения εNd, отвечающие первичному деплетированному и хондритовому резервуарам [4,5,6,7]. Среди них имеются также отрицательные значения εNd, соответствующие веществу контаминированному наиболее ранними вулканогенными отложениями. Однако из-за дефицита серы в таких древнейших отложениях крупных сульфидных никелевых и платинометальных месторождений неизвестно, выявлены лишь небольшие месторождения (Шангани) и рудопроявления в коматиитах (с возрастом 3526±48 и εNd +0.7) из низов группы Онвервахт зеленокаменного пояса Барбертон в Каапвальском кратоне Ю. Африки.

Для пород мантийного происхождения (коматиитов, пикритов, габбро-пироксенитов и мафических даек) мезо- и неоархейского возраста (3.4-2.6 млрд. лет) установлены по Sm-Nd возрастным данным положительные значения εNd (рис. 1), свидетельствующие о деплетированном мантийном резервуаре служившим источником формирования вулканогенных и интрузивных мафит-ультрамафитовых пород зеленокаменных поясов. Архейские крупные сульфидные Ni-PGE месторождения в коматиитах и телах коматиитовых перидотитов известны в кратоне Йилгарн Зап. Австралии (рудные районы Камбалда и Фортескью), в других кратонах Мира – только рудопроявления и все они составляют ранний этап формирования такого рода месторождений.

Геологические события, происшедшие в палеопротерозое, свидетельствуют о существенных изменениях выраженных не только в тектонических преобразованиях, т.е. смене режимов формирования гранит-зеленокаменных областей архейских кратонов на режимы аккреционных и коллизионных орогенических структур, наращивающих континентальную кору или интракратон-

ных рифтов разрушающих эпиархейские кратоны и сопровождаемых глобальным проявлением мантийного мафит-ультрамафитового магматизма. Эти изменения произошли под влиянием окончательного формирования земного ядра и глубинных слоев литосферы: нижней и верхней мантии. Причем формирование континентальной коры происходило в составе единого протоконтинента (Пангея II), который подвергся в начале раннего палеопротерозоя глобальному рифтогенезу. Он выразился в формировании палеорифтовых структур, содержащих расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии с геохимическими свойствами кремнеземистых высоко-Mg магм, несущих повышенные концентрации Cr, Ni, Co, Cu, V, PGE [1]. Источником магм являлось деплетированное мантийное вещество, с которым ассоциируют сульфидные Ni-PGE и малосульфидные Pt-Pd месторождения. При возрастном диапазоне 2.5-2.4 млрд. лет интрузии обладают отрицательными значениями εNd (табл.) в большинстве случаев трактуемых как результат ассимиляции архейских коровых пород. Более вероятно такое глобальное проявление специфических геохимических свойств магм (высокое содержание в ультрамафитах Si, Al, Mg, Cr, рудогенных компонентов и некогерентных элементов) связано с окончательным формированием глубинной структуры Земли и в частности ядра и деплетированной мантии в современном ее понимании. Это и был второй докембрийский наиболее важный по значимости и концентрации Ni и PGE месторождений этап в истории Земли.



Отношение εNd/возраст для Ni-PGE содержащих мафит-ультрамафитовых пород: кмд-Камбалда, к-Кивакка, пт-Панские Тундры, Б-Бураковка, И-Имандра, Г-Генеральская, Пч-Печенга, О-Оутокумпу, Й-Йормуа.

Дальнейшее развитие ультрамафит-мафитового магматизма, с которым связаны Ni-PGE месторождения, происходило под влиянием сформированного обновленного слоя неоднордной деплетированной мантии. На протяжении более 500 млн. лет происходило рециклирование корового материала, обогащение мантии некогерентными элементами и LREE, что к интервалу 2.0-1.8 млрд. лет создало предпосылки для проявления третьего раннедокембрийского этапа образования Ni-PGE оруденения. Оно выражено в развитии PGE и сульфидных Ni-PGE месторождений в отдельных рифтогенных структурах завершающего этапа палеопротерозоя.

С мантийными неоднородностями связано и неоднородное распределение рудных месторождений мантийного происхождения. Такие месторождения, как например Ni, сосредоточены в раннепротерозойских палеорифтовых ультрамафитовых интрузиях областей, обрамляющих архейскую провинцию Сьюпириор в Канаде: поясов Томпсон, Унгава и Садбери, где они составляют около 50% мировых запасов Ni. Вторая часть мировых запасов сосредоточена лишь в трех провинциях скопления этого металла в пределах других континентальных блоков: 1) в локальной группе архейских зеленокаменных поясов кратона Йилгарн в Зап. Австралии (~2730 млн. лет), 2) в раннепротерозойских габбро-верлитах Печенгского палеорифта и бонинитовой расслоенной интрузии Монча на Кольском полуострове (2500-2450 млн. лет), 3) в уникальных позднепалео-

зойско-раннемезозойских интрузиях Норильского рудного района, произведенных из протерозойской мантии.

Данные εNd для возрастов в миллионах лет различных структур Мира

	T М.л	εNd		T М.л	εNd
Полмос-Порос	2870	+3.2-+3.0	г. Генеральская	2505	-2.3
Ура губа	2870	+3.3-+1.6	Мончеплутон	2504	-1.4
			Фед.-Панский	2501	-2.1
Хаутавара	2935	+1.6-+0.3	Имандровский	2491	-2.1
Койкары	2935	+1.9- +1.4	Кивакка	2445	-1.2
Палая-ламба	2935	+1.2- +0.6	Луккулуйсваара	2439	-2.4
Совд-озеро	2920	+3.3-+1.5	Ципринга	2449	-1.1
Камен.-озеро	2875	+11.9-+9.5	Бураковская	2441	-2.0
Костамукша	2795	+3.0-+2.7	Ветр. Пояс	2450- 2410	-1.3 -10.7
Тиккерутук	2725	+0.69-+0.62	Карминак, Канада	2450	-1.7
Оз. Минто	2725	+0.79-+0.04	Чинней, В. Сибирь	2203	+1.6
Вабигун м.д	2685	+0.91-+1.09	Бирримий(б) Африка	2100	+3.0
Лиф-ривер, м.д	2725	+1.68-+1.04	Пеникат	2410	-1.6
Камбалда, ком.	2730	+4.4-+2.7	Аканваара	2423	-2.1
То же, баз.	2730	+2.8-+3.7	Кончезерск. (б.д.)	1975	+3.2
То же, интр.		+1.75+4.7	Грем.Вырмес (и.)	1926	+0.8
То же, ком.	2730	-1.0	Оутокумпу (и.)	1965	+3.0
			Йормуа (б.)	1955	+3.1
			Коталахти (и.)	1880	+2.0

б, баз.-базальты, ком.-коматииты, интр., и.-мафические и ультрамафические интрузии, м.д.-мафические дайки.

Итак, никелевая геохимическая специализация свойственна мафит-ультрамафитовым породам мантийного происхождения, которые были выведены в верхние коровые уровни, при воздействии интенсивных процессов рифтогенеза. Таким образом, некоторые важные металлогенические особенности оболочек Земли были заложены в догеологический и раннегеологический периоды, а вся последующая коровая история и связанная с нею металлогения - это лишь дальнейшее развитие ранних этапов существования Земли.

Литература

1. Турченко С.И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. СПб. Наука: 2007, 175 с.

2. Amelin, Y., Wadhwa, M., Lugmair, G.W., 2006. Pb-isotopic dating of meteorites using

202Pb-205Pb double-spike: comparison with other high-resolution chronometers // Lunar and Planetary Science XXXVII, abstract 1970.

3 .Bowring, S.A., Williams, I.S., 1999. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from NW Canada // Contributions to Mineralogy and Petrology 134, 3–16.

4. Cattell A., Krough T.E., Arndt N.T. Conflicting Sm-Nd whole rock and U-Pb zircon ages for Archean lavas from Newton Township, Abitibi belt, Ontario. //Earth and Planet. Sci. Lett. V.70, p. 280-290. 1984.

5. Chauvel C., Dupre B., Jenner G.A. The Sm-Nd age of Kambalda volcanics is 500 Ma too old! // Earth Planet. Sci. Lett. V 74, p. 315-324, 1985.

6. Gruau G., Chauel C., Jahn B.M. Anomalous Sm-Nd ages for the early Archean Onverwacht Group volcanics. Significance and implications.// Contrib. Mineral. Petrol. V.104, N 1, 27-34, 1990.

7. Jahn B. M., Gruau G., Glickson A.Y. Komatiites of the Onverwacht Group, S. Africa: REE geochemistry, Sm-Nd age and mantle evolution. //Conrib. Miner. Petrol. V 80, p. 25-40, 1992.

8. Nemchin et al., 2006 Nemchin.A., Pidgeon, R.T., Whitehouse, M.J.// Re-evaluation of the origin and evolution of >4.2 Ga zircons from the Jack Hills metasedimentary rocks. // Earth and Planetary Science Letters 244, p. 218–233. 2006.

Особенности геологического строения юго-западной части Максовского месторождения (новые данные)

Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Первунина А. В.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии
Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: filipov@krc.karelia.ru

Максовское месторождение приурочено к шестому горизонту шунгитоносных пород второй продуктивной пачки верхней заонежской подсвиты людиковийского надгоризонта нижнего протерозоя. В разрезах подсвиты выявлены [1] пирокластические и лавовые образования, а также силлы долеритов мощностью от 20 до 80 м. Такая насыщенность разрезов интрузиями не могла не оказать влияние на процессы формирования месторождений максовитов[1]. Фактические данные свидетельствуют о массовом проявлении контактовых преобразований шунгитоносных пород. При ведении разведочных работ на Максовском месторождении отмечались многочисленные признаки контактового влияния на состав и свойства максовитов, однако, предполагалось, что изменение пород в области контактов с интрузивными телами основного состава не существенны и не влияют на технологические свойства сырья. В 2002 г. были выполнены детальные исследования контактовых изменений максовитов и долеритов [2] в основном по керну скважины, пересекшей седьмой шунгитоносный горизонт и силл, обрамляющий западное крыло месторождения. Было показано, что: а) на контакте с основными породами максовиты преобразованы в кокс, содержание шунгитового вещества в них существенно уменьшается, увеличивается содержание кварца, серицита, эпигенетичного пирита и кальцита, появляется пирротин, изотопный состав углерода и азота становится более тяжелым, молекулярная и надмолекулярная структура шунгитового вещества становится более упорядоченной, подвижные элементы мигрируют из зоны контакта на некоторое расстояние совместно с органическим веществом, миграционные формы шунгитового вещества представлены антраксолитами, в том числе их сажистыми разновидностями; б) плотность долеритов на контакте с шунгитоносными породами заметно снижается, уменьшается их электрическое сопротивление, магнитная восприимчивость и прочность, увеличивается радиоактивность и водопоглощение, непосредственно на контакте, как правило, резко возрастает содержание пирита, структура становится тонкозернистой, текстура миндалекаменной, появляется шунгитовое вещество по трещинам, в миндалинах и между зернами, причем не только в зонах контактов, но и на значительном удалении от них; в) мощность измененных максовитов для приведенных выше признаков от 2 до 5 метров, долеритов – до 8 метров. Активная деструкция органического вещества в условиях повышенных температур приводила к образованию газообразных и жидких углеводородов, склонных к полимеризации, то есть не способных к дальней миграции. По этой причине в составе максовитов всегда присутствует антраксолит. Было установлено, что углеродистое вещество в долеритах является либо ассимилированным из ксенолитов осадочных пород, либо миграционным, образованным при катагенезе первично-осадочного органического вещества.

В 2008 г. на месторождении был вскрыт внутрикупольный силл долеритов с подводящим каналом. Большая площадь силла и выраженные изменения максовитов по всей поверхности верхнего и нижнего контакта позволяют определить время внедрения силла по отношению к формированию купольного тела, установить степень преобразования органического вещества осадочных пород до этого события, выявить новые данные о глубине и масштабе контактового преобразования сапропелитов. В докладе приведены материалы по контактовому метаморфизму максовитов под влиянием этого силла.

Подводящий канал силла в центре сложен мелко- среднезернистыми, на контакте с вмещающими максовитами – тонкозернистыми разновидностями. По данным визуального осмотра керна скважин долериты разбиты многочисленными трещинами, которые заполнены максовитами с мел-

[1] Максовит – порода с высоким содержанием шунгитового вещества ($C_{орг.}$>20%), ее структура пелитоморфная или микрозернистая, текстура массивная или брекчиевидная. Генетически шунгитовое вещество частично является метасапропелевым, частично-миграционным органическим веществом.

кими обособлениями антраксолита и в ряде мест сохранившими следы течения. Вероятно, этот материал заполнял трещины в результате снижения вязкости максовитов под влиянием сильного их прогревания внедряющейся магмой и локального повышенного давления, возникающего за счет быстрого катагенеза органического вещества. Максовит в трещинах не имеет признаков типичного коксования. Он состоит преимущественно из слабо раскристаллизованного кремнезема и шунгитового вещества, как входящего в состав кремнезема, так и обособленного, заполняющего межзерновое пространство. Очевидно также, что катагенетическое преобразование органокремнистого вещества шло после поступления его в трещины.

На основании визуальных наблюдений экзоконтакта выделена зона коксования максовитов мощностью до 1,5 м, состоящая из двух подзон. Первая – непосредственно на контакте, представлена обычно рыхлой пачкающей черной породой с кавернозной текстурой. Мощность подзоны 2-8 см. В некоторых местах эта подзона отсутствует. Непосредственно в контакте наблюдаются также брекчированные максовиты, трещины в которых заполнены антраксолитом. Порода разбита, рассланцована, имеет зеркала скольжения, по которым развиваются пленки шунгитового вещества. Во второй подзоне максовиты имеют характерную столбчатую отдельность в виде удлиненных призм с размером 4х10 см, ориентированных перпендикулярно контакту. Призмы в сечении имеют вид неправильных многоугольников, отделенных друг от друга либо скрытыми, либо зияющими трещинами. По стенкам трещин развиваются пленки шунгитового вещества или пирита. Цвет максовитов стально-серый с матовым тусклым блеском. Подзона выдержана по всей площади кровли силла. В верхней части подводящего канала столбчатая отдельность максовитов развита в виде сноповидных изогнутых скоплений шестигранных призм длиной до 1 м, что свидетельствует о длительном движении расплава через эту область. Коксы по сапропелитам Максовского месторождения сходны с основными особенностями природных коксов, развивающихся в угольных пластах на контактах с интрузиями различного состава. Вскрышным котлованом на небольшом участке обнажен нижний контакт долеритов с максовитами. Он очень неровный, с тонким (1-3 см) слоем сажистого максовита. Залегание плоскости контакта на коротком интервале меняется от субгоризонтального до субвертикального.

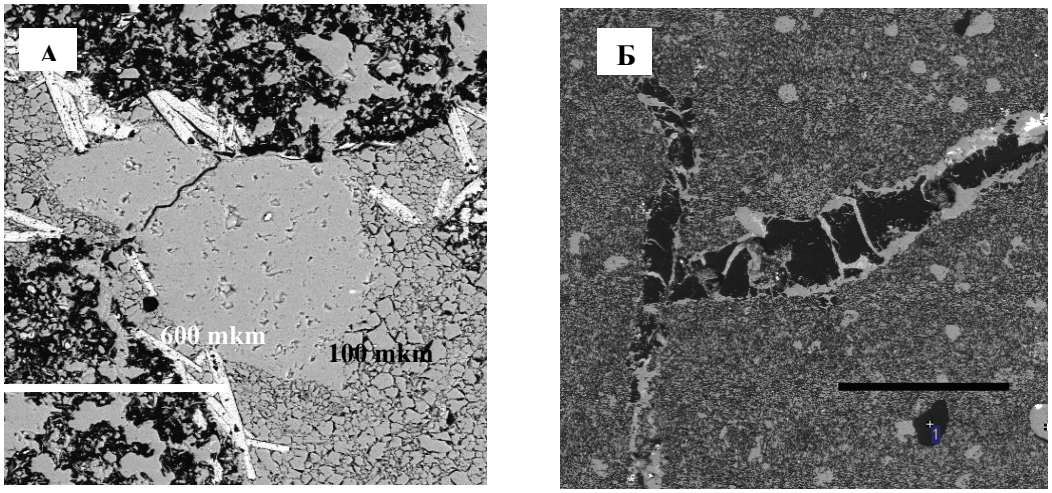
Долериты претерпели интенсивные метасоматические преобразования и превращены в мелкозернистые слюдиты с переменным содержанием кварца, хлорита и альбита. В эндоконтактах с максовитами развиты темно-серые обуглероженные афанитовые породы с миндалинами и пустотами овальной или неправильной формы. Верхняя часть магмаподводящего канала целиком сложена обуглероженными аподолеритами с миндалекаменной текстурой. В нижнем эндоконтакте силла мощность обуглероженной зоны минимальна. Углерод выполняет межзерновые промежутки, трещины, поры и пустоты в ассоциации со слюдами, кварцем и пиритом, которые обнаруживают признаки более позднего развития. В центре подводящего канала и в приподошвенной части силла сохранились реликты долеритовой и микродолеритовой структуры. В верхнем эндоконтакте в сильно обуглероженных аподолеритах отчетливо проявляется порфировая структура с реликтовой интерсертальной структурой основной массы. Фенокристаллы и микролиты плагиоклаза замещены тонкозернистым агрегатом мусковита и альбита. В эндоконтактах наблюдаются прожилково-вкрапленные выделения пирита совместно с халькопиритом, пентландитом, пирротином, сфалеритом. Определены также никелистый пирит, арсенид кобальта и клаусталит.

На участках, где силл выходит под четвертичные отложения, встречен слой элювия по долеритам мощностью от 0,5 до 3,5 м. В ряде мест элювий залегает под трещиноватыми максовитами мощностью от 30 см до 3,0 м. В слое элювия встречены ксенолиты максовита, размер которых варьирует от 0,2 до 0,6 м, со столбчатой отдельностью. В элювии местами наблюдаются реликты шаровой отдельности долерита, образующиеся в процессе гипергенеза долеритов. Скорлуповатые обособления являются переходной зоной к долеритам, не затронутым процессами выветривания, то есть элювий развивается не на полную мощность силла. Выветрелые долериты имеют тонкую трещиноватость, в них наблюдается обилие пустот (частично за счет выщелачивания миндалин) и открытых трещин, на стенках которых отлагаются ярозит и гидрооксиды железа.

Максовиты. Наиболее глубокие преобразования испытали максовиты в мелких (20 см в длину) ксенолитах. Содержание шунгитового вещества в них снижается до 10%, а слюды (преимущест-

венно биотита) возрастает до 25%. Это тонкозернистые трещиноватые и рассланцованные породы с многочисленными мелкими пустотками и миндалинами размером до 0,5 мм, выполненными шунгитовым веществом, а также кварцем и биотитом. Присутствуют мелкие редкие струи сложной прихотливой формы. Судя по ориентировке удлиненных миндалин и мелких линзовидных обособлений, обогащенных шунгитовым веществом, максовиты имели флюидальную микротекстуру. Биотит в виде плохо окристаллизованных чешуек размером 1-3 мкм развит между зернами кварца в миндалинах или в виде пластин до 30 мкм в длину, обрамляет поры и слагает полосчатые и сетчатые агрегаты, пронизывающие всю породу. Часто присутствуют крупные зерна пирита, которые обрастают магнетит и биотит и содержат включения сульфидов меди и никеля. Пирит в свою очередь замещается ярозитом.

В зоне непосредственного контакта с силлом в максовитах наблюдаются многочисленные зеркала скольжения с пленками антраксолита и хлоритоподобного минерала. В верхнем экзоконтакте породы трещиноваты, содержат многочисленные пустотки и каверны. Стенки полостей и открытых трещин выстланы ярозитом и гидроксидами железа. Структурно-текстурные особенности и состав максовитов в этой зоне широко варьируют. Нередко здесь развиты брекчированные максовиты. Структуры метаколлоидных кварцевых агрегатов, выполняющих в них секреции (рис. А), позволяют предположить их быструю раскристаллизацию. Как в секрециях, так и в основной массе пород этой зоны наблюдаются биотит и антраксолит. Последний образует тонкие извилистые прожилки, огибающие кремнистые секреции. Выделения антраксолита переполнены мелкими минеральными включениями вмещающей породы, ориентированными вдоль прожилков.



Контактово-измененные породы Максовского месторождения.

А – ококсованный максовит со столбчатой отдельностью, трещины и поры заполнены антраксолитом (черное), кварцем и мусковитом (серое) с примесью пирита (белое), плоскость аншлифа перпендикулярна отдельности; Б – жеода в максовите, выполненная метаколлоидным кварцем (серое) с пластинками биотита (белое) по периферии; микрозонд, детектор рассеянных электронов.

Коксоподобные максовиты состоят из шунгитового вещества (15-50%), кварца и мусковита (до 25%), присутствуют биотит, хлориты, пирит, рутил, фторапатит и лейкоксен, иногда калишпат. Характерными особенностями, позволяющими относить их к природным коксам, являются: 1 – столбчатая полигональная отдельность, 2 – высокая пористость, 3 – флюидальная микротекстура. Трещины и поры коксов заполнены антраксолитом, кварцем и слюдами (рис. Б), в подчиненном количестве отмечаются магнезиально-железистый и железисто-магнезиальный хлориты. Обособления антраксолита имеют тонкозернистое мозаичное строение. Иногда в порах и выделениях присутствует глобулярный антраксолит. В отдельных участках наблюдаются крупные выделения пирита с примесью никеля и включениями сульфидов никеля и меди. Коксы по мере удаления от контакта сменяются максовитами, в которых признаки термального воздействия силла обнаруживаются лишь микроскопически на удалении до 30 м от контакта с силлом.

До внедрения сила породы залежи были слабо литифицированы, до этого момента первичное органическое вещество еще не прошло стадию главной фазы образования нефти. Под влиянием тепла интрузии породы залежи приобретали дополнительную способность к вязкому течению и пластическим деформациям. За счет катагенетического преобразования органического вещества и низкой проницаемости пелитовых пород в локальных объемах создавалось высокое давление, инициирующее активное брекчирование максовитов, насыщение расплава газообразными углеводородами и снижение плотности. Присутствие в сапропелитах минералов, содержащих воду, а также высокая теплоемкость и низкая теплопроводность органоминеральных соединений, способствовали широкому проявлению гидротермальных и отчасти метасоматических процессов (ослюденение, хлоритизация, сульфидизация, окварцевание как долеритов, так и вмещающих пород). Наиболее интенсивно гидротермальные процессы проявились в ослабленных зонах, как в непосредственном контакте с силлом, так и на удалении от него.

Таким образом, время внедрения силла было более поздним по отношению к завершению формирования купольного тела. Корневая часть подводящего канала приурочена к антиклинальной складке, сложенной породами с относительно невысоким содержанием шунгитового вещества - алевролитами, туфоалевролитами и карбонатными породами, а на момент внедрения силла, по-видимому, уже гораздо более литифицированными по сравнению с органоминеральным веществом залежи. Формирование складки по породам, не обладающим высокой способностью к пластичным деформациям, могло сопровождаться развитием повышенной трещиноватости, что способствовало внедрению магмы. Дальнейшее направление развития подводящего канала, предположительно, определялось особенностями внутреннего строения купольной структуры: изменчивостью состава и разной степенью литификации пород залежи. Не исключено, что этому способствовало запечатывание подводящего канала коксующейся массой сапропелитов.

Литература

1. Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Под ред. М. М. Филиппова и А. И. Голубева. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1994. 207 с.

2. *Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Медведев П. В. и др.* Контактовый метаморфизм на Максовском месторождении шунгитоносных пород. 1. Основные признаки // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2002. С. 107-116.

Фенноскандинавский золоторудный трансект (международный проект FENGOT)

Филиппов Н.Б.[1], Лахтинен Р.[2], рабочая группа FENGOT.

[1]Государственное геологическое унитарное предприятие «Специализированная фирма «Минерал», г.Санкт-Петербург, e-mail: nikolay.philippov@scmin.spb.ru
[2]Геологическая служба Финляндии, Эспоо, Финляндия, e-mail: raimo.lahtinen@gtk.fi

Фенноскандинавский щит является крупнейшей областью развития докембрийских пород в Европе. По геологическому строению он близок к известным горнорудным районам Канады и Австралии. Территория щита охватывает Финляндию, Швецию, Норвегию и значительную часть северо-запада России. Фенноскандинавский щит обладает существенным рудным потенциалом, а государства Фенноскандии являются производителями металлов мирового масштаба. Геологоразведочные и добычные работы ведутся здесь на протяжении нескольких веков. В последние десятилетия в результате активных поисковых работ были выявлены серьезные перспективы для открытия крупных золоторудных месторождений. Одно из них – Суурикусико, расположенное в Северной Финляндии, является крупнейшим в Европе. Его суммарные запасы оцениваются в 120 тонн золота.

Fennoscandian Shield is the largest exposed area of Precambrian rocks in Europe, geologically similar to the famous mining regions in Canada and Australia. The Shield area constitutes all Finland, and

large parts of north-westernmost Russia, Norway and Sweden. Fennoscandia is a significant ore potential and metal producing region on a world scale, and has a long history of mining and mineral exploration. However, it can still be regarded as under explored and has a good potential for major discoveries in gold. The Suurikuusikko mine in northen Finland is the biggest gold mine in Europe and has total reserves and resources at 5.7 Moz gold.

Archean and Paleoproterozoic orogenic deposits are the most important gold exploration targets but other recognised styles of mineralisation also occur: metamorphosed epithermal; IOCG; intrusion-related (non-skarn); and VMS-hosted. The first significant stage of gold mineralization was during the Neoarchean (ca. 2.7 Ga) when orogenic gold deposits were formed in typical greenstone-belt settings.

The Palaeoproterozoic orogenic evolution of Fennoscandia can be divided into the Lapland-Kola orogeny (1.94 – 1.86 Ga), the composite Svecofennian orogeny (1.92-1.79 Ga) and the Gothian orogeny (1.64–1.52 Ga). The composite Svecofennian orogen, divided into the Lapland-Savo, Fennian, Svecobaltic and Nordic orogens, forms the largest Paleoproterozoic unit, covering over 1 mill. km^2. Some Paleoproterozoic granitoid-related and metamorphosed epithermal gold deposits are known in Fennoscandia but the majority of Paleoproterozoic gold deposits are of orogenic type and formed at least in two major periods at 1.91-1.86 and 1.85-1.78 Ga. The multiple orogenic evolutions in some areas may have redistributed and concentrated gold in several stages and more age data on mineralizations is evidently needed.

In northern Finland, dozens of orogenic gold occurrences have been discovered in the extensive Paleoproterozoic greenstone belts of Central Lapland, Kuusamo and Peräpohja. Most important of these is the now opened Kittilä mine. Some of the orogenic gold deposits have an atypical metal association although most of their features are similar to the gold-only orogenic occurrences.

Several Au mineralisations, related to mega-scale structures, occur in tectonic windows and Paleoproterozoic greenstone belts in Norway. These include the now closed Biddjovagge Au-Cu deposit in the Kautokeino greenstone belt and Au-bearing mineralizations in Skjomen, West Troms, Alta Repparfjord and Karasjok areas.

Gold mines and most important occurrences in Sweden are found from the gold line in the Skellefte distric. Some of the old VMS-mines, like Boliden, were also very rich in Au. There is some Au in Aitik mine and also some interesting Au occurrences, which occur within the FENGOT area.

As discussed above northern Fennoscandia as whole shows many different types of Au prospects and deposits but it is still unclear how they all have formed. A cross-border co-operation is needed to understand the continuation of geological units and crustal-scale structures favourable for gold mineralizations. Thus, Geological Survey of Finland; State Company Mineral (Russia);

Russian Academy of Science, Precambrian Institute; Russian Academy of Science, Karelian Research Centre (Institute of Geology); NGU (Norway); SGU (Sweden) started a project titled "Fennoscandian Gold Transect "(with acronym: FENGOT) with duration from the beginning of January 2009 until the end of December 2012.

The project work shall include gold potential evaluation along transect from Vygozero (Russia) via Kittilä (Finland) to Karasjok (Norway), and also from Kittilä via Kolari (Finland) and Kiruna (Sweden) meeting Norwegian coast at Lofoten SW and Porsanger NE (Norway) and eventually publishing a map in joint ownership.

In the St Petersburgh meeting (16-18.3.2009) was agreed about the regions. In Norway – Skjomen, West Troms, Alta Repparfjord, Kautokeino and Karasjok. In Sweden – Nautanen-Nattavaara, Pajala

Kiruna, Vittangi and Lannavaara. In Finland – Kittila, Kuusamo, Kolari. In Russia – Kuolajarvi, Shombozero, Lekhta and Vetreny belt. These regions can be subdivided to subareas if necessary. Subareas (or regions) are the main correlation units in the FENGOT work. Au deposits and important Au-occurrences within these subareas are studied in more detail and the Fennoscandian Data Base (FODD) information will be used as background information.

The main outputs of the project will include transect maps where basic information is retrieved and combined from national map data bases. Tentative layers/maps include lithology, litostratigraphy, metamorphic, structural (domains, age, type etc) and gold metallogeny (defining gold-potential areas and structures). The studies focus also on event chronology for rock formations and magmatic, metamorphic

and tectonic stages, and mineralizing events in separate belts and their correlation between each other. Nationally there will be regional and detailed studies on gold deposits and favourable areas to delineate following aspects: deposit type, age, host rock relations, structural control and tectonic setting.

The main goal of this joint Russia-Nordic project is to create better understanding of gold resource potential in northern Europe for the benefit of the exploration industry and society in general.

Металлогенические эпохи Фенноскандинавского щита

Хазов Р.А.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии Кар НЦ РАН, г. Петрозаводск

Среди основных задач, стоящих перед металлогенией, одной из важных является установление закономерностей образования месторождений во времени, т.е. в металлогенических эпохах.

В нашем понимании, которое находится в соответствии с представлениями В.И. Смирнова [2], И.Г. Магакьяна [1], А.Д. Щеглова [6], металлогенические эпохи – это крупные отрезки геологического времени образования рудных месторождений, соответствующие главным этапам геологического развития крупных тектонических элементов земной коры.

Фенноскандинавский щит по геолого-геофизическим данным достаточно отчетливо подразделяется на 5 геоблоков (мегаблоков): Беломорский, Карельский, Кольский, Ладожско-Ботнический и Свекофеннский (рис.1). Определенная автономность металлогении каждого геоблока (рис.2) является отражением их различной геологической истории.

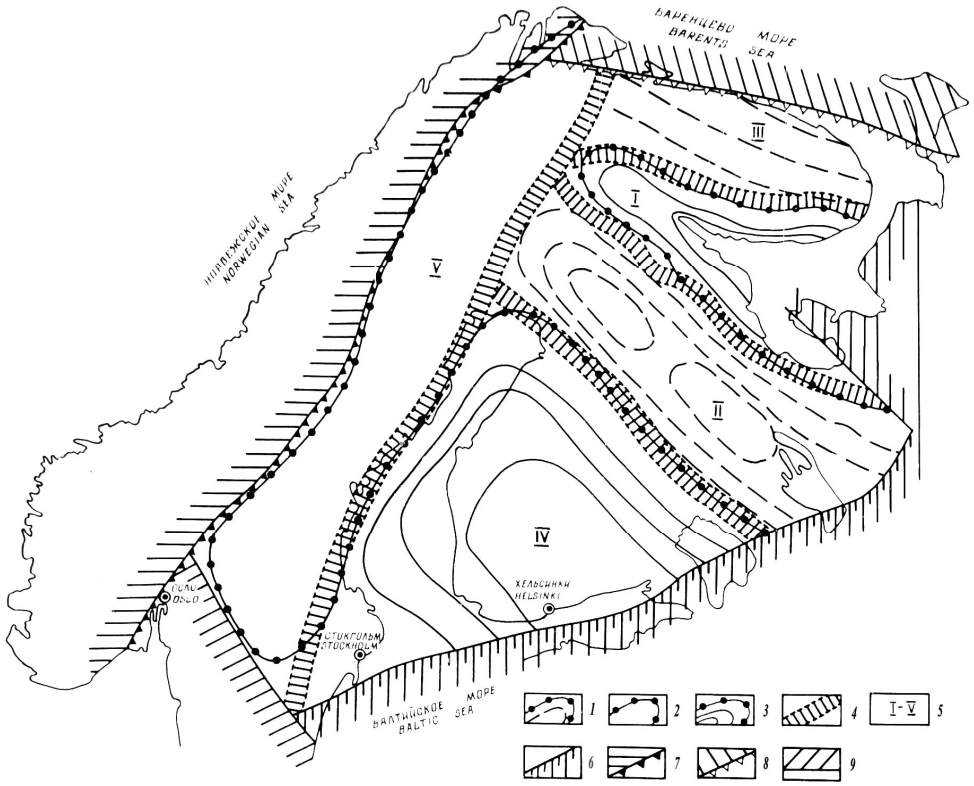


Рис. 1. Схема блокового строения Фенноскандинавского щита. Составили: А.С. Гришин и Р.А. Хазов

1-3 – региональные аномалии силы тяжести: 1 – пониженные, 2 – "нейтральные", 3 – повышенные; 4 – межгеоблоковые швы; 5 – геоблоки: I – Беломорский, II – Карельский, III – Кольский, IV – Ладожско-Ботнический, V – Свекофеннский; 6 – Восточно-Европейская платформа; 7-9 – складчатые области: 7 – каледонская, 8 – байкальская, 9 – дальсландская.

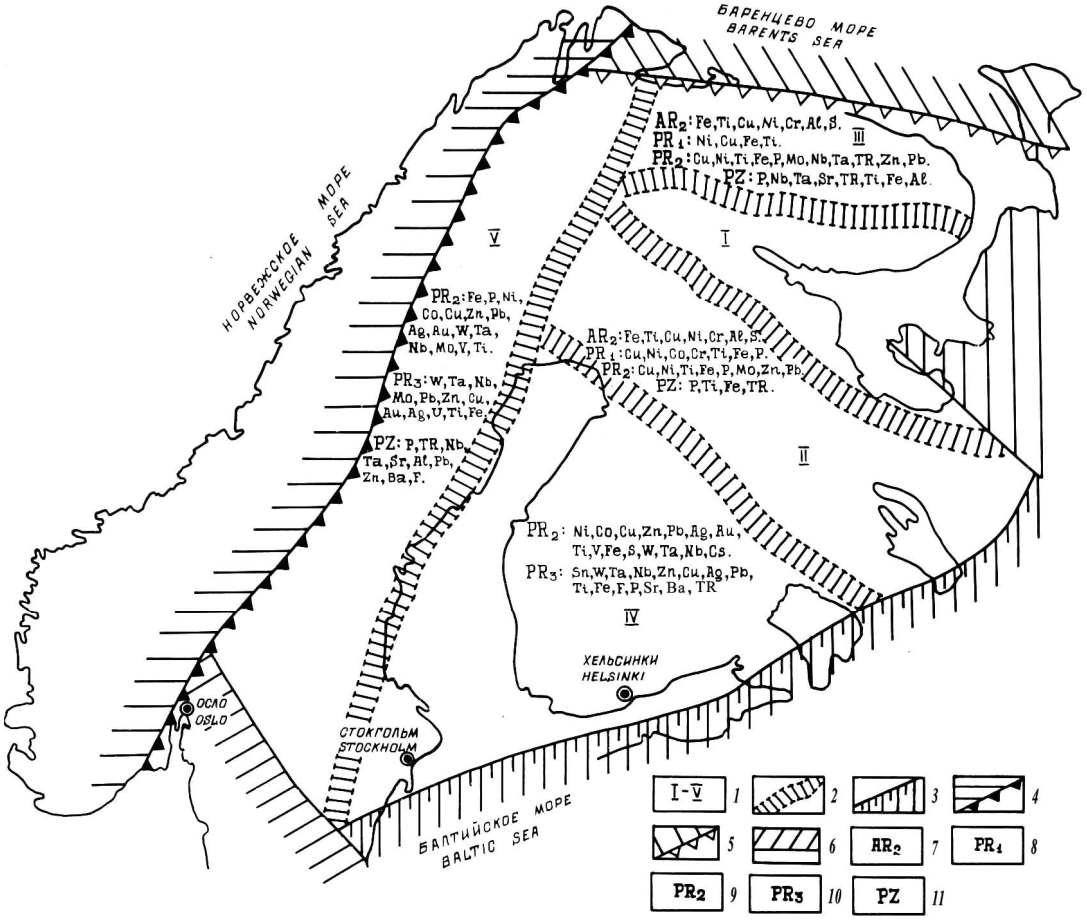


Рис. 2. Схема проявления металлогенических эпох в геоблоках Фенноскандинавского щита.
Составил Р.А. Хазов

1 – геоблоки: I – Беломорский, II – Карельский, III – Кольский, IV – Ладожско-Ботнический, V – Свекофеннский; 2 – межблоковые швы; 3 – Восточно-Европейская платформа; 4-6 – складчатые области: 4 - каледонская, 5 – байкальская, 6 – дальсландская; 7-11 – металлогенические эпохи и их специализация: 7 – лопийская (AR2), 8 – сумийско-ятулийская (PR1), 9 – свекофеннская (PR2), 10 – рифейские (PR3), 11 – палеозойская (PZ).

Беломорский блок был сформирован в нижнеархейское время, Карельский и Кольский – после завершения развития лопийской (верхнеархейской) подвижной области, а Свекофеннский и Ладожско-Ботнический – после завершения развития свекокарельской (раннепротерозойской) подвижной области.

Развитие каждой подвижной области отражалось в ранее сформированных геоблоках в виде процессов сопряженных протоактивизаций. Таким образом, металлогения каждого геоблока определялась спецификой развития присущей ему подвижной области и последующими процессами активизаций.

Исходя из этого на Фенноскандинавском щите выделяются следующие металлогенические эпохи: лопийская (более 2600 млн. лет), сумийско-ятулийская (2600-2150±50 млн. лет), свекофеннская (2150-1750±50 млн. лет), раннерифейская (1650-1450±50 млн. лет), среднерифейская (1400-1200±50 млн. лет) и палеозойская (каледонскогерцинская, 450-300 млн. лет).

Лопийская металлогеническая эпоха определяется металлогенией зеленокаменных поясов, которые в наиболее четком виде проявлены в Карельском геоблоке. Зеленокаменные пояса можно отнести к «продуктивному» горизонту в разрезе всего докембрия Фенноскандинавского щита. В них впервые проявляются железо-кремнистые и колчеданные рудные формации, генетически связанные с осадочно-вулканогенными формациями, никеленосные (в т.ч. коматиитовые) и хромито-

вые гипербазитовые и титаноносные габбро-диабазовые (габбро-амфиболитовые) интрузивные комплексы.

В зеленокаменных поясах широко проявлены метасоматические процессы (лиственизация, березитизация, щелочнополевошпатовые метасоматиты) с развитием парагенетической системы сульфидных рудных формаций (сульфидной медно-никелевой, сульфидной в лиственитах, полиметаллической колчеданной метаморфогенно-гидротермальной).

Большая часть этих рудных формаций связывается с процессами свекофеннской протоактивизации. Таким образом, для лопийской эпохи характерно накопление сидерофильных и в меньшей степени халькофильных элементов – железа, титана, никеля, золота, меди, хрома

Сумийско-ятулийская (нижнекарельская) металлогеническая эпоха по времени соответствует периоду, между окончанием формирования лопийской и заложением свекофеннской подвижных областей, который в целом можно рассматривать как период постлопийской тектоно-плутонической протоактивации. В этот период в пределах Карельского и Кольского геоблоков были орогенный (сумий, сариолий) и протоплатформенный (ятулий) тектонические режимы, завершившиеся образованием тектонических структур, сложенных осадочно-вулканогенными образованиями. По зонам тектоно-магматической активизации произошло внедрение расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузий и сопряженных с ними габбро-норитов, образующих дайковые пояса.

Рудогенез в эту эпоху был связан с отложениями ятулия (медные, гематитовые и другие рудопроявления) и магматическими комплексами: расслоенными перидотит-габбро-норитовыми интрузиями (сульфидное медно-никелевое и хромитовое оруденение, соответственно Мончегорское, Кеми и другие месторождения), карбонатитами (апатитовое месторождение Силин-ярви) и ятулийскими габбро-диабазами (титано-магнетитовые Койкарское, Пудожгорское месторождения).

Свекофеннская металлогеническая эпоха проявилась в связи с развитием обширной свекофеннской подвижной области, включающей территорию Ладожско-Ботнического и Свекофеннского геоблоков [3], и как сопряженная протоактивизация в Кольском, Беломорском и Карельском геоблоках. Свекофеннская эпоха отличается от предшествующих большим разнообразием полезных ископаемых – при несколько уменьшающейся роли железа, возрастает значение фосфора и группы халькофильных, отчасти также литофильных элементов и появлением алмазсодержащих кимберлитов (Кимозеро).

Сопряженная свекофеннская протоактивизация проявилась в различных морфогенетических типах: в образовании осадочно-вулканогенных структур суйсария (Онежская мульда, рифтогенная структура Ветряного пояса, Печенгская структура и т.д.), внедрение габбро-щелочных (массив Гремяха-Вырмес) и клинопироксенит-габбро-щелочных комплексов (Тикшеозерско-Елетьозерский массив), а также зон тектоно-метасоматической активизации.

Раннерифейская металлогеническая эпоха обусловлена тектоно-магматической активизацией консолидированной свекофеннской подвижной зоны. Рудообразование этой эпохи связано с дифференцированными интрузиями многофазного комплекса рапакиви (месторождения района Питкяранта, Хаус-Ярви, Еуриоки и другие), а также вулкано-плутонического комплекса калиевых щелочных пород (массивы Райвимяки, Кайвомяки и др.), с апатитовым, редкоземельно-титанитовым и потенциальным стронций-барийсодержащим полевошпатовым сырьем. В эксплозивных брекчиях, слагающих трубки взрыва, в некоторых нодулях изредка присутствуют акцессорные алмазы [4].

Наиболее интенсивное рудообразование этой эпохи проявилось в южном и юго-восточном обрамлении Фенноскандинавского щита Восточно-Европейской платформы. Это обусловлено, образующими протяженный пояс, интрузиями анортозит-рапакивигранитной формации, контролируемых зонами глубинных разломов генерального субширотного-северо-восточного (параллельно краю платформы) направления и поперечными к нему северо-западными разломами, [5] образующими ряд грабенструктур: Ботнического, Финского заливов, Ладожского озера и др.

Среднерифейская металлогеническая эпоха представлена проявлениями апатит-железотитанового и флюорит-цинкового оруденения в связи с иотнийским трахибазальтовым магматизмом и россыпными комплексными проявлениями касситерита, танталит-колумбита, ильменита в песчаниках осадочно-вулканогенного иотнийского комплекса (салминская свита).

Кроме того в лампроитах и кимберлитах районов Костомукши и Кухмо-Лентиира (Финляндия), прорывающих архейские зеленокаменные пояса, установлены алмазные проявления.

Последующие дальсландская и байкальская металлогенические эпохи в пределах Балтийского щита проявлены незначительно и по состоянию изученности, главным образом в его краевых частях, подчеркивая, по-видимому, свою сопряженность с одноименными складчатыми и металлогеническими эпохами, проявленными на сопредельных территориях. Радиологический возраст проявления известных типов свинцово-цинкового оруденения Базарной губы на Кольском полуострове и в Карелии составляет от 1100 до 650 млн. лет.

Палеозойская металлогеническая эпоха характеризуется возросшей интенсивностью рудообразования, связанного с формацией ультраосновных – щелочных пород с карбонатитами и апатитовых нефелиновых сиенитов. Интрузии этой формации, определяют режим тектоно-магматической активизации Фенноскандинавского щита. Они локализуются в зонах глубинных разломов, с которыми часто бывают сопряжены грабены (Осло, Кандалакшский), однако большинство их уничтожено эрозией и сохранились они, кроме указанных, лишь в единичных кальдерах опускания (Контозеро).

В эту эпоху Фенноскандинавский щит становится уникальной редкометально-редкоземельно-фосфорной провинцией, в которой главное значение принадлежит апатитовым, редкометально-редкоземельным, а также нефелиновым (алюминий) и флогопитовым месторождениям (Хибины, Ловозеро, Сокли, Ковдор и др.). Возраст оруденения соответствует возрасту рудоносных интрузий: ранне (490-375 млн. лет) – и средне (340-280 млн. лет) палеозойскому, т.е. каледонскому и герцинскому. В это же время в районах Куопио и Каави (Финляндия) в пределах Ладожско-Карельского "шовного" (рифтогенного) разлома внедряются алмазоносные кимберлиты, а также на Терском берегу и в Архангельской обл.

Палеозойская металлогеническая эпоха отвечает режиму тектоно-магматической активизации кратона и включает два этапа – каледонский и герцинский.

Общая эволюция металлогении Фенноскандинавского щита характеризуется следущим распределением важнейших рудных элементов по эпохам, а именно: наличием "сквозных" элементов: Fe и Ti, проявления которых известны во всех шести выделенных эпохах и к которым последовательно, начиная с сумийско-ятулийской, добавляется P, а со свекофеннской – полиметаллы и редкие. При этом медно-никелевое оруденение, начиная с рифейской и в последующих эпохах промышленных концентраций не образует, а ряд других: Sn, W, F, TR, Al проявлены в одной, иногда в двух эпохах рудообразования.

Литература

1. *Магакьян И.Г.* Металлогения. М., 1974. 302 с.

2. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М., 1976. 687 с.

3. *Хазов Р.А.* Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л., 1982. 192 с.

4. *Хазов Р.А., Попов М.Г., Бискэ Н.С.* Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. С.Пб., 1993. 218 с.

5. *Хазов Р.А.* Металлогенический пояс длительно развивавшихся глубинных разломов в юго-восточном обрамлении Балтийского щита. ДАН СССР, 1980, т. 255, № 4. С. 949-953.

6. *Щеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. М., 1976. 294 с.

Магматизм и условия формирования разноглубинных рифтогенных титаномагнетит-ильменитовых месторождений Южного Урала (средний рифей)

Холоднов В.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: holodnov@igg.uran.ru.

В рифейское время рифтогенная предыстория Урала представляла собой начальные этапы деструкции древнего Восточно-Европейского палеократона. В начале среднего рифея в составе Башкирского мегантиклинория была образована Кувашско-Машакская рифтовая структура, состоящая из серии линейных грабенов, имеющих общее северо-восточное простирание. Наряду с продуктами контрастного базальт-риолитового вулканизма машакской серии и образованием многочисленных дайковых роев габбро-диабазов и пикритов на плечах этого рифта, в самом северном Кувашском грабене формируются комагматичные вулканитам интрузии габброидов и гранитоидов. Формирование этих интрузий приурочено к ряду глубинных разломов, к наиболее крупному из которых (Зюраткульскому), в виде длинной (около 70 км) субмеридиональной цепочки, приурочены интрузии габброидов (с юга на север - Маткальский, Копанский, Медведевский и Кусинский массивы) и перекрывающие их с востока массивы гранитоидов (Рябиновский на юге и Губенский на севере), составляющих вместе среднерифейский кусинско-копанской габбро-гранитный комплекс. Эти глубинные разломы создавали благоприятные условия для внедрения в верхние горизонты коры крупных мантийных магматических масс, а наличие еще сравнительно мощной континентальной коры на этапе среднерифейского рифтогенеза способствовало формированию стратифицированных габбро-гранитоидных интрузий и сопровождающих их крупных (с миллиардными запасами) титаномагнетитовых и магнетит-ильменитовых месторождений.

Интрузии габброидов и гранитоидов кусинско-копанского комплекса, образующих цепочку сильно вытянутых в субмеридиональном направлении массивов, существенно различаются между собой по вещественному составу. Это относится и к ассоциирующим с габброидами крупным титаномагнетитовым и магнетит-ильменитовым месторождениям, которые отличаются (на севере и юге этой рифтовой структуры) не только составом оруденения, но и его масштабами, а также условиями формирования. Существуют различные представления, объясняющие особенности состава и минерагении габбровых интрузий кусинско-копанского комплекса. Наши данные по изучению этих месторождений в течение последних 10 лет, которые изложены в серии публикаций [2-5], позволяют высказать свои представления о генезисе и условиях их формирования.

Фации глубинности и состав оруденения. Характерной особенностью интрузий кусинско-копанского комплекса, а также и месторождений, связанных с габброидами, является формирование их в условиях резко меняющихся по разрезу кувашского грабена фациях глубинности: от малоглубинной гипабиссальной на юге (Копанский и Маткальский габбровые массивы и ассоциированные с ними месторождения, Рябиновский гранитный массив) до глубинной абиссальной на севере (Кусинский габбровый и Губенский гранитный массивы, Кусинское месторождение), с глубиной погружения кристаллического фундамента на севере рифтовой структуры до 20 км. По фациям глубинности массивы и месторождения условно разделены на три группы: малоглубинную 0,5-1 кбар – Копанский и Маткальский массивы, мезоабиссальную 3-4 кбар – Медведевский и абиссальную 6-7 кбар – Кусинский. Соответственно, месторождения южной группы формировались при более высоких температурах (900-1100 °С), в сравнении с северным Кусинским месторождением (600-1000 °С), но при более низкой фугитивности кислорода. В этом же направлении выявлена эволюция в режиме флюидов, с изменением соотношения воды и галогенов, - от более сухих фтороносных на юге, до водных хлороносных на севере. С юга на север с ростом глубинности, падением температуры и ростом окислительного потенциала в составе рудного титаномагнетита последовательно снижаются содержания титана (Копанское мест.15 мас % TiO_2, Медведевское 10 мас % и менее, Кусинское 1-6 мас %) и растет содержание ванадия (от 0,5 до 1,5 мас %) и хрома (от 0,1 до 2,5 мас %). В рудах и породах более глубинных северных месторождений растет количество первично обособленного ильменита, а в составе последнего повышается содержание магния. В амфиболе на севере в глубин-

ном типе месторождений растет содержание Al и Fe^{3+}, отражающих рост водного давления и фугитивность кислорода, в апатите нарастают содержания Cl и снижается количество F. Вместе с тем, все габброиды кусинско-копанского комплекса очень близки по своему химическому составу, что указывает на связь всех массивов и месторождений с исходно единым магматическим источником. Габброиды всех массивов обогащены титаном, железом и другими элементами группы железа. Так же, как и перекрывающие их гранитоиды, габброиды характеризуются высокими концентрациями высокозарядных редких элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Yb и др.) индикаторных для внутриплитного магматизма. Тренд дифференциации габброидов отвечает толеитовому. Магнезиальность габброидов всех массивов низкая, не выше 0.5. Это позволяет предполагать, что на уровне современного эрозионного среза массивы сложены не продуктами кристаллизации исходных мантийных расплавов, а обогащенными железом и титаном дифференциатами, специализированными на сопряженное с массивами железо-титановое оруденение.

Фациальные условия глубинности и флюидный режим контролируют этап, на котором происходит образование богатых сегрегационных руд этих месторождений, с формированием прожилковидных, жильных и массивных пластообразных рудных залежей. Эта стадия обособления сегрегационных руд от обогащенного рудным веществом силикатного расплава, может быть определена по характеру соотношения содержаний MgO и суммы оксидов железа и титана в породах и рудах. Для южных малоглубинных месторождений отделение сегрегационного рудного вещества от обогащенного силикатного расплава происходит на более позднем этапе эволюции рудно-магматических систем, поэтому руды имеют здесь (Копанское и Маткальское мест.) менее магнезиальный состав (5-7 % MgO) и более высокое Ti/Fe отношение (до 0,3 и более). Обособление сегрегационного рудного вещества в глубинном типе месторождений происходит раньше, при более высоком общем и флюидном давлении. Соответственно богатые сегрегационные руды имеют здесь более высокие концентрации MgO и характеризуются пониженным Ti/Fe отношением (до 0,1). Для глубинного Кусинского месторождения отделение богатого флюидом сегрегационного рудного вещества от силикатного расплава происходит при 8-9% MgO. Различие в глубине обособления сегрегационных руд проявляется и в других особенностях геохимической специализации разноглубинных массивов и месторождений. При более глубинной позиции месторождений, в рудах наряду с Mg увеличиваются концентрации V, Cr, Ni, Co, Cu, в апатите - количество хлора, при менее глубинной - выше содержания Ti, Nb, P, в апатите растет количество фтора.

Изотопно-геохимические, минералогические и другие признаки магматогенного происхождения массивных руд Кусинского месторождения. В особую проблему можно выделить генезис пластообразных тел массивных руд Кусинского месторождения. Такие залежи относительно равномерно распределены по всей обнаженной части этого месторождения, но наиболее развиты в виде серии крупных сближенных тел в центральной его части, которая представляет в настоящее время круто наклоненную на восток структуру. В этой структуре все граничные поверхности, в том числе и пластообразные рудные залежи и окаймляющие их околорудные контактово-реакционные зоны, также сильно наклонены на восток. Поэтому массивные руды Кусинского месторождения - это крутопадающие, вплоть до вертикальных пластообразные тела, которые простираются в субмеридиональном направлении на расстояние до 3 км и более, при мощности отдельных рудных тел до 2-3 м и более. Эти массивные руды легкообогатимы, в отличие от труднообогатимых высокотитанистых руд южных месторождений, где ильменит присутствует преимущественно в форме тончайших вростков в титаномагнетите, как продукт распада высокотемпературного твердого раствора. Количество первично обособленного ильменита составляет в сплошных рудах южных месторождений всего 3-5 %. В Кусинском месторождении в сплошных рудах доля свободного ильменита составляет уже 20-40 %, при содержании бедного титаном магнетита 60-80 %. Одной из наиболее распространенных ранее точек зрения на формирование кусинских амфиболовых габбро и массивных пластообразных руд являлось представление об их метаморфическом генезисе. Предполагалось, что кусинские габброиды и руды подверглись процессам метаморфизма, связанного с воздействием более поздних гранитов.

Данные наших исследований свидетельствуют в пользу магматического генезиса амфиболового габбро, являющегося водным аналогом габбро-норитов и позднемагматического образования

сплошных сегрегационных магнетит - ильменитовых руд. Важными фактами, свидетельствующими об этом, являются: наличие симметричной околорудной метасоматической зональности, единый возраст руд, околорудных пород и вмещающих их габбро-норитов, близкие P-T условия образования пород и массивных руд. Оценки температур и давлений по минеральным парагенезисам габбро-норитов, массивных руд и околорудных пород близки между собой (P_{H2O} = 6 –8 кбар, T°C=600 – 1100, -lg fO_2 = 18 –11). Симметричная околорудная зональность выглядит следующим образом [2]: 1)неизмененные габбро-нориты и амфиболовое габбро с вкрапленным магнетит-ильменитовым оруденением, 2) зона кислотного выщелачивания, представленная лейкократовыми амфиболитами с глиноземистыми минералами (корундом, ставролитом, кианитом), 3) зона железо-магнезиального метасоматоза, представленная хлорит-куммингтонитовыми и др. породами, 4) контактово-реакционные гранат-амфиболовые породы и гранатиты (0,1-0,5м), тонкий хлорит-биотитовый слой (до 1см), 5) сплошные магнетит-ильменитовые руды (0,2-3,0м). Мощность контактово-реакционных зон коррелируется с мощностью самих рудных тел, возрастая с увеличением последних. Важно отметить также сходство контактово-реакционных околорудных пород по минеральному парагенезису, а также составам отдельных минералов с хлорит-гранат-амфиболовыми (с биотитом) каймами вокруг зерен рудных минералов в неизмененных габбро-норитах, которые характеризуют поздний этап формирования этих пород. Подобные каймы образуются здесь в результате субсолидусного взаимодействия ранних породообразующих минералов (орто-и клинопироксена, плагиоклаза), образующих каркас породы, с остаточным расплавом и флюидом. Это свидетельствует о неравновесности всех ранее выделившихся минералов габброидов с последними порциями расплава, богатого рудным компонентом и с отделившимся от расплава флюидом богатым хлором. Сходство минерального состава кайм внутри неизмененного габбро-норита и околорудных зон метасоматоза, формирующихся в зальбандах рудных тел, свидетельствует о едином механизме их образования [3].

Изотопно-геохимические данные полностью подтверждают магматическую природу такого оруденения. Массивные титаномагнетит - ильменитовые руды Кусинского месторождения Sm-Nd методом датируются возрастом (1392 ±130 млн. лет), что является аналогичным времени формирования вмещающих эти руды габбро-норитам. Возраст последних по данным Sm/Nd метода составляет 1388±63 млн. лет [5]. Это, в свою очередь, в точности соответствует возрасту датирования единичных зерен циркона в габбро-норитах Копанского массива и в гранитах Рябиновского массива [1]. Результаты изотопного Rb-Sr датирования гранитоидов Рябиновского (1394 млн лет) и Губенского (1389 млн лет) массивов полностью совпадают с данными Sm-Nd и U-Pb датирования габброидов и гранитоидов кусинско-копанского комплекса, позволяя по комплексу изотопных методов охарактеризовать время его формирования в диапазоне 1385-1395 млн. лет. Sm/Nd датирование околорудных гранат-амфиболовых пород Кусинского месторождения, а также минералов из этих пород (граната, амфибола, апатита) дает близкое значение возраста и для этих образований 1363±78 млн. лет, с некоторым омоложением за счет наложения более поздних процессов кислотного выщелачивания. Наблюдается рост значений первичного отношения изотопов Nd от 0,510722 в габбро-норите к 0,510824 в околорудном ореоле и до 0,510920 в массивных рудах, что свидетельствует об относительно более ювенильном источнике непосредственно самих массивных руд и их меньшей контаминации коровым материалом, относительно вмещающих габбро-норитов. Данные возрастного датирования габброидов, пластообразных руд и околорудных пород Кусинского месторождения убедительно доказывают одновременность их формирования, тесную генетическую связь процессов магматизма и оруденения и отсутствие влияния на состав и формирование массивных пластообразных руд более поздних процессов метаморфизма.

На магматический генезис массивных руд, с участием флюида богатого хлором, указывает и выявленная минералогическая зональность оруденения. Она отражает неравновесность условий формирования пластообразных рудных тел в вертикальном разрезе Кусинского месторождения, с меняющимся по разрезу, как всего месторождения, так и по разрезам отдельных рудных тел, режима кислорода и флюида (галогенов), состава рудных и сопутствующих минералов (хегбомита и шпинели). Минералогическая зональность оруденения отражает и наличие градиента температур, возникающего при формировании рудных тел в различных частях интрузии - в ее краевых зонах и в центральной части. Именно в центральной части массива накапливался наиболее богатый хлором флюид, что и обусловило более высокую интенсивность оруденения именно в этой части Кусин-

ской интрузии и существенно влияет на минеральный состав оруденения. Так, в центральной рудной зоне богатой хлором, в составе ильменита, хегбомита и зеленой шпинели увеличиваются содержания Mg, в магнетите и хегбомите содержание Cr. Хегбомит имеет здесь пониженную железистость, шпинель обогащена цинком. В прикровлевой рудной зоне, обогащенной фтором, в условиях более сухого восстановительного режима флюида и некоторого роста температуры, в магнетите, ильмените и хегбомите возрастает содержание Ti, в хегбомите увеличивается содержание Zn и растет железистость. Таким образом, массивные руды Кусинского месторождения – это магматогенные образования, по генезису и условиям формирования их можно отнести к позднемагматическому флюидно-сегрегационному типу.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант 07-05-96006-р-Урал-а, а также программ Президиума РАН и Отделения наук о Земле.

Литература

1. *Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П.* Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник – 2005 / Институт геологии и геохимии им. акад.А.Н.Заварицкого. Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 300-303.

2. *Прибавкин С.В., Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д.* Околорудные высокобарические минеральные ассоциации в Кусинском габбровом массиве, Южный Урал // ДАН. 2003. Т. 391. № 1.С. 93-98.

3. *Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В Бородина Н.С.* Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала // Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. № 2. С.112-128.

4. *Холоднов В. В., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Шардакова Г.Ю, Прибавкин С.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д.* Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 3-27.

5. *Холоднов В. В., Ронкин Ю.Л., Ферштатер Г.Б., Прибавкин С.В., Бородина Н.С., Лепихина О.П., Попова О.Ю.* Новые Sm-Nd изотопные данные о возрасте Кусинского габбрового массива (Южный Урал) // Ежегодник-2005 / Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н.Заварицкого Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 331-334.

Стратиформный тип золото-платинометаллльного оруденения в докембрийских железорудных месторождениях-гигантах КМА

Чернышов Н.М.

Воронежский госуниверситет, г. Воронеж, e-mail: petrology@list.ru

Общеизвестно, что железорудные месторождения являются одним из важнейших потенциальных нетрадиционных источников благородных металлов. Они включают около 5% общего числа промышленных золоторудных объектов мира [11]. По далеко неполным данным суммарная попутная добыча лишь золота из железорудных формаций в зарубежных странах составила в конце XX столетия свыше 930 тонн. Одним из важнейших источников наращивания минерально-сырьевой базы и попутной добычи благородных металлов выступают железистые кварциты, связанные с докембрийской железисто-кремнистой (ЖКФ) и кремнисто-метабазитовой формациями древних платформ и щитов на всех континентах мира, обеспечивающих 57% зарубежной и 58% - отечественной добычи железа [ ]. Мало исследованным компонентом золотоносных железистых кварцитов являются элементы платиновой группы (ЭПГ), содержание которых в ряде регионов (Среднее Приднепровье, Кривбасс, УЩ; Оленегорская и Костомукшинская группы, БЩ; ряд месторождений Восточно-Бразильского, Гвинейского, Родезийского и Трансваалького, Канадского, Индийского и других щитов) достигает промышленных концентраций как в самих рудах, так и в продуктах их обогащения [2-4;6-12].

В мегаблоке КМА одной из ведущих является железисто-кремнисто-сланцевая формация нижнего карелия (в объеме курской серии), обеспечивающая около 53% добываемой в России железной руды. С этой формацией связано около 60 рудных объектов, в том числе ряд отрабатывае-

мых тремя ГОКами супергигантских (Михайловское, Лебединское) и гигантских (Коробковское, Стойленское, Стойло-Лебединское) месторождений, в которых сосредоточены две трети разведанных запасов железных руд России [1].

Важнейшим компонентом железистых кварцитов, а так же сформировавшихся за их счет залежей богатых железных руд доверхневизейской коры выветривания являются благородные металлы, выступающие в качестве одного из крупнейших нетрадиционных источников селективной и попутной золото-платинодобычи XXI столетия [2, 4-6]. Среди разнообразных по составу железных руд выделено [8] шесть генетических типов золото-платинометаллического оруденения, каждый из которых характеризуются специфическими условиями локализации, морфологией и масштабами рудных залежей, типом минерализации, содержанием благородных металлов и практической значимостью (табл. 1). Эти типы оруденения являются, вместе с тем, первичным источником золота и платиноидов, поступающих в промпродукты действующих ГОКов КМА.

Таблица 1. Генетические типы и закономерности размещения золото-платинометаллического оруденения железорудных месторождений-гигантов КМА

Структурно-вещественный контроль оруденения.	Содержание Au, Pt, Pd (г/т).	Тип минерализации	Морфология рудных залежей	Возможное практическое применение
1	2	3	4	5
1. Осадочно-метаморфогенный				
Обширные площади развития железистых кварцитов в пределах месторождений.	Низкие (фоновые) Au=0,02-0,12 МПГ до 0,05	Рассеянный	Пластовые залежи железистых кварцитов	Попутное извлечение из продуктов переработки железных руд
2. Метаморфогенно-метасоматический				
Зоны контакта углеродистых сланцев с кварцитами и внутрирудные углеродсодержащие сланцы с обильной сульфидной минерализацией.	Au=0,54-6,18 Pt=0.12-0.30 Pd=0.58-0.77	Концентри-рованный	Стратиформные залежи мощностью от первых метров до 90 м и протяжённостью до 70 км.	Самостоятельные золото-платиноидные объекты для селективной отработки
3. Гидротермально-метасоматический				
Серия прерывистых линейных зон гидротермально-метасоматических образований с локальными зонами метасоматитов	Au=0,6-6,2 - иногда до 35,8 МПГ - до 0,3-0,5	Концентри-рованный	Жилы, линзо- и жилообразные тела мощностью до 3-5 м и протяжённостью первые сотни метров среди железистых кварцитов	Самостоятельные, преимущественно золоторудные объекты для селективной отработки
4. Гипергенно-метасоматический				
Зоны развития линейных кор выветривания железистых кварцитов (богатые мартитовые руды)	Au=0,64-4,30 иногда до 41,7	Концентри-рованный	Разнообразные по масштабам линзо- и жилообразные секущие тела в «карманах» кор выветривания	Самостоятельные платиносодержащие золоторудные объекты для селективной отработки
5. Осадочный				
Базальные горизонты зон несогласий (докембрий-фанерозой), перекрывающие богатые мартитовые руды	Au=0,53 Pt=0,15 Pd=1,70 РЗЭ=556,3 U=12,2-23,6	Концентри-рованный	Пластовые тела сульфидизированных органогенных пород девона («фосфо-ритовая плита» мощностью от 1 и более метров) в кровле железорудных месторождений	Самостоятельные уранредкоземельно-благороднометалльно-содержащие объекты во вскрышных породах (селективная отработка)
6. Техногенный				
Продукты хвостоотвалов действующих ГОКов	ЭПГ до 1,5 Au=25,0-43,54	Россыпной	Пески гидроциклонов	Самостоятельные золото-платинометаллльные объекты отработки
	Au= 15,0 Pt=0,2 Pd=0,4		Немагнитная фракция	

Наиболее крупнообъёмным источником Au и ЭПГ является стратиформный тип золото-платинометаллльного оруденения, наиболее полно проявляющийся в Михайловском железорудном рудном узле (рис. 1). Прогнозные ресурсы (P1-P3) этих металлов составляют: Au=296,8 т, Pt=275,0 т, Pd=561,6 т.

[6,8]. Золото-платинометалльное оруденение в железорудных месторождениях характеризуются сложным многокомпонентным, полиминеральным составом (свыше 60 рудных минералов; табл.2), в том числе около 30 собственных минеральных фаз ЭПГ, Au и сопутствующих им элементов(Ag, Te, Bi) [5-8]. Помимо минеральных фаз значительные концентрации ЭПГ и Au установлены в сульфидах и их аналогах (Pd=0,01-2,3 мас.%, Pt=0,02-1,28 мас.%, Au=0,02-0,62 мас.%, Ag до 0,42 мас.%) [6, 9]. На распределение, степень концентрирования и формы нахождения золота и платиноидов существенную роль оказывает место парагенезисов сульфидов и их аналогов в общем длительном процессе формирования благороднометалльного оруденения в высокожелезистых рудообразующих системах [6].

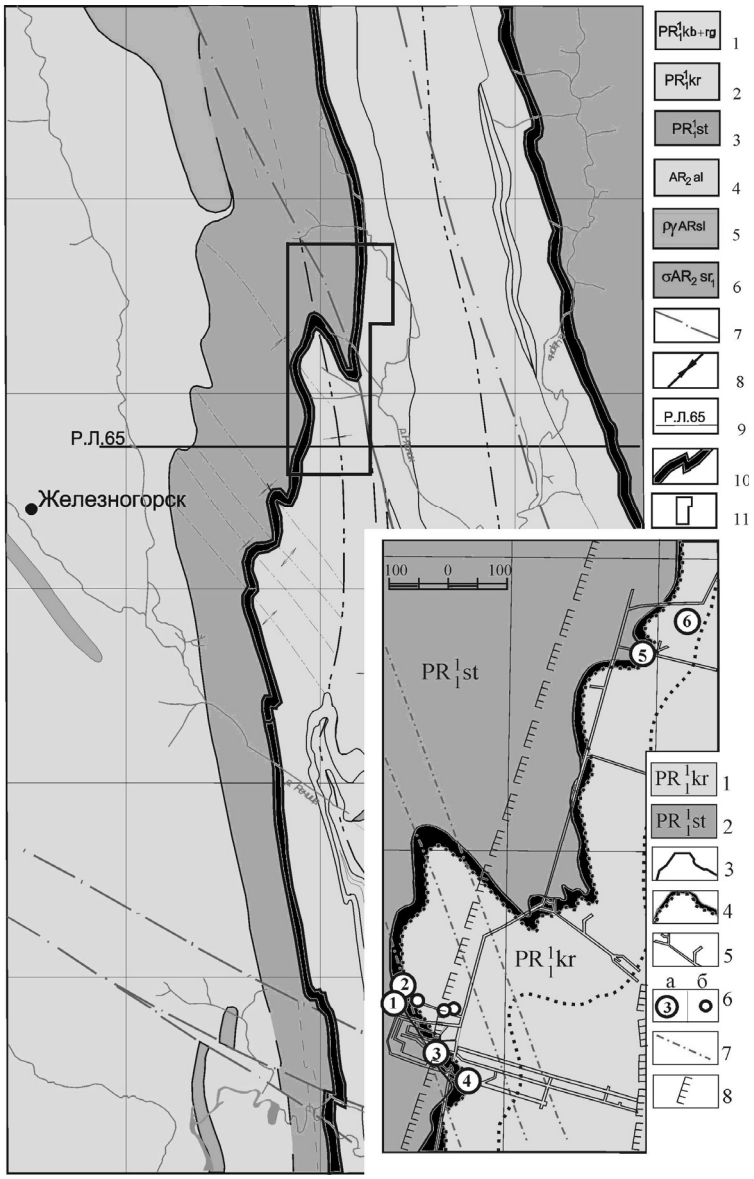


Рис.1. Положение золото-платиноносной зоны стратиформного типа Михайловского рудного узла (по [6]):

1 – курбакинская и роговская свиты; 2 – коробковская свита: 3 – стойленская свита; 4 – верхний архей, александровская свита; 5-6 - магматические комплексы: салтыковский (5) и сергиевский (6); 7 – разрывные нарушения; 8 – оси складчатых структур; 9 – линия разреза; 10 – рудовмещающая зона стратиформного типа; 11 – контур карты-врезки.

Карта-врезка: Схематический план западного фланга Михайловского месторождения с результатами опробования горных выработок на благороднометалльное оруденение: 1 – коробковская свита; 2 – стойленская свита; 3 – геологические границы; 4 – геологические границы карбонатно-магнетитовых кварцитов; 5 – подземные горные выработки; 6 – благороднометалльные проявления: а) – (в г/т): 1 - (Au=0,84; Pd=0,77; Pt=0,13); 2 - (Au=0,50; Pd=0,63; Pt=0,12); 3 - (Au=2,87; Pd=0,58; Pt=0,30); 4 - (Au=4,83; Pd=0,60; Pt=0,21); 5 - (Au=2,99; Pd=0,65); 6 - (Au=0,86; Pd=0,61); б) - золота с содержанием не менее 0,5 г/т; 7 – разрывные нарушения; 8 – контуры карьера.

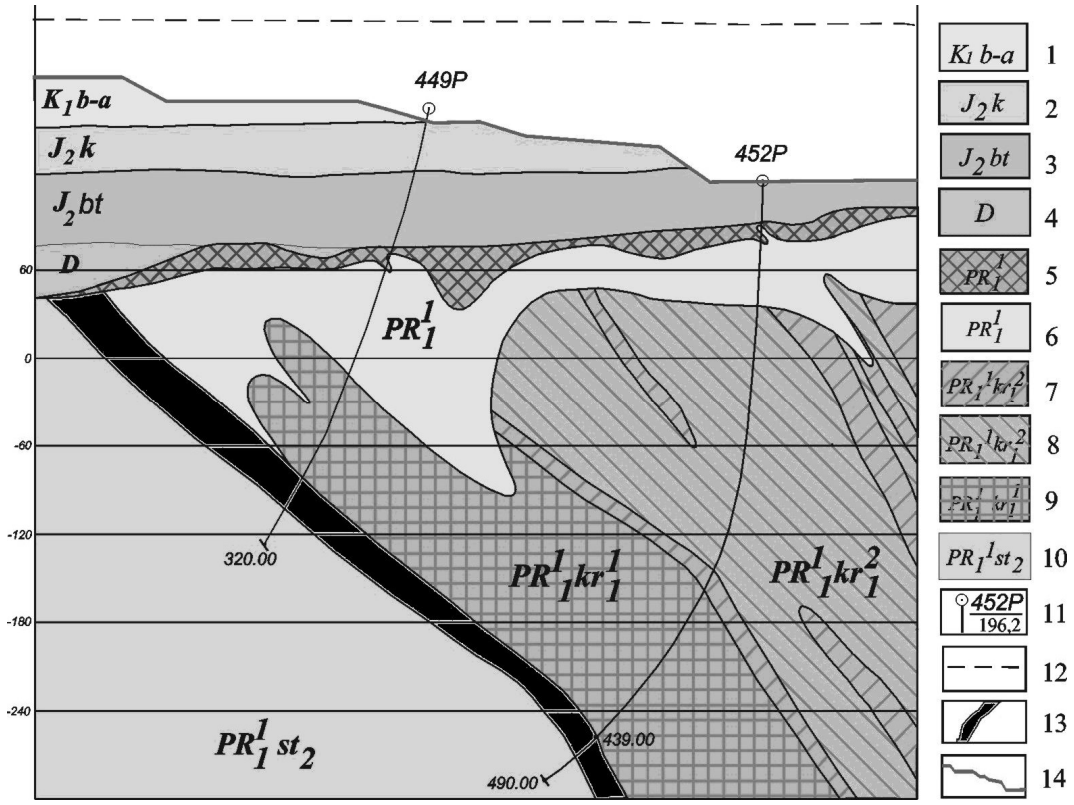


Рис. 2. Положение золото-платиноносной рудовмещающей зоны стратиформного типа в разрезе Р-65 Михайловского месторождения:

1 – 10 – геолого-стратиграфические образования: 1 – нижнемеловые отложения; 2 – 3 – среднеюрские отложения, келловейский ярус (2), батский ярус (3); 4 – девонские отложения; нижний протерозой: 5 – богатые железные руды; 6 – окисленные железистые кварциты; 7–9 – нижняя железорудная подсвита коробковской свиты: вторая пачка, гематит-магнетитовые кварциты (7), магнетит-гематитовые кварциты (8); первая пачка, карбонатно-магнетитовые кварциты (9); 10 – верхнестойленская подсвита; 11 – скважины и их номера; 12 – дневная поверхность; 13 – рудовмещающая зона стратиформного типа золото-платинометаллного оруденения; 14 – контур карьера.

Таблица 2. Рудные минералы золото-платинометаллного оруденения в железорудных месторождениях КМА

Самородные металлы, металлические твердые растворы и интерметаллические соединения	
Золото самородное и палладий-серебро-медьсодержащее	1. $Au_{0,96}Ag_{0,03}$; 2. $Au_{0,89}$ $Ag_{0,05}Cu_{0,07}$; 3. $Au_{0,99}Ag_{0,01}$; 4. $Au_{0,90}Ag_{0,10}$; 5. $Au_{0,67}$ $Ag_{0,26}Cu_{0,07}$; 6. $Au_{0,70}$ $Ag_{0,29}$ $Pd_{0,01}$; 7. $Au_{0,96}Ag_{0,02}Cu_{0,02}$
Осмий	$Os_{0,77}Ir_{0,19}Ru_{0,03}Pt_{0,01}$
Рутений	$Ru_{0,64}$ $Ir_{0,18}$ $Os_{0,10}$ $Pt_{0,06}$ $Pd_{0,01}$ $Rh_{0,01}$
Висмут	Bi
Висмут теллурсодержащий	$Bi_{0,98}Te_{0,02}$
Рутениридосмин	$Os_{0,44}Ru_{0,39}Ir_{0,1}Ni_{0,03}Cu_{0,02}Pt_{0,01}$
Платрутеносмиридий	$Pt_{0,34}Ru_{0,32}Os_{0,17}Ir_{0,17}$
Иридрутеносмид	$Ru_{0,5}Ir_{0,21}Os_{0,19}Pt_{0,08}Rh_{0,01}$
Золото-серебряные сплавы	1. $Au_{0,70}$ $Ag_{0,30}$; 2. $Ag_{0,50}Au_{0,49}$; 3. $Au_{0,74}Ag_{0,26}$; 4. $Au_{0,65}Ag_{0,35}$
Золото-медные и золото-медно-серебряные сплавы	1. $Au_{0,50}Cu_{0,50}$; 2. $Au_{0,52}Cu_{0,48}$; 3. $Au_{0,53}Cu_{0,46}Ag_{0,01}$
Электрум	1. $Au_{0,48}$ $Ag_{0,52}$; 2. $Ag_{0,30}Au_{0,70}$
Кюстелит	$Au_{0,17}$ $Ag_{0,83}$
Минералы ряда:	
рутений, иридий, осмий, платина -	$Ru_{0,29}Ir_{0,28}Os_{0,19}Pt_{0,17}Fe_{0,05}Rh_{0,01}$
рутений, платина, родий -	$Ru_{0,38}Pt_{0,32}Rh_{0,13}Ir_{0,06}Os_{0,06}Fe_{0,04}Ni_{0,01}$
осмий, рутений, иридий -	$Os_{0,41}$ $Ir_{0,28}$ $Ru_{0,28}$ $Pt_{0,08}$ $Rh_{0,02}Fe_{0,01}Ni_{0,01}$

Сульфиды	
Прассоит	$(Rh_{16,45}Pt_{0,61}Ru_{0,43})_{17,49}S_{15,00}$
Маккинстриит	$(Ag_{1,15}Au_{0,10}Fe_{0,10}Cu_{0,66})_{2,01}S$
Гр. Пирротина (моноклинный, гексагональный; троилит, в т.ч. Pt,Pd,Au содержащий)	$Fe_{1-x}S$
Пирит (в т.ч. Pt,Pd,Au содержащий)	FeS_2
Халькопирит (в т.ч. Pt,Pd,Au содержащий)	$CuFeS_2$
Марказит	FeS_2
Сфалерит	ZnS
Галенит (в т.ч. Pt,Pd,Au,Ag содержащий)	PbS
Молибденит	MoS_2
Борнит (в т.ч. Pd содержащий)	Cu_5FeS_4
Халькозин	Cu_2S
Ковеллин	$Cu_2S{\cdot}CuS_2$
Пенталандит	$(Fe,Ni)_9S_8$

Сульфоарсениды, теллуриды, антимониды, висмутиды, сульфосоли	
Мончеит	$(Pt_{0,994}Pd_{0,026}(Bi_{0,063}Te_{1,937})_{2,00}$
Сперрилит	$(Pt_{1,01}Fe_{0,02})_{1,03}(As_{1,91}S_{0,09})_{2,00}$
Петцит	1. $(Ag_{3,09}Au_{1,03})_{4,12}Te_{2,00}$; 2. $(Ag_{3,01}Au_{0,96})_{3,97}Te_{2,00}$; 3. $(Ag_{2,99}Au_{1,04})_{4,03}Te_{2,00}$
Гессит	1. $(Ag_{1,99}Au_{0,03})_{2,02}(Te_{0,96}Bi_{0,04})$; 2. $Ag_{2,01}Te_{1,00}$
Креннерит	$(Au_{0,85}Ag_{0,16})_{1,01}Te_{2,00}$
Цуманит	$Au_{0,85}Te_{0,51}Bi_{0,48}$
Сильванит	1. $(Au_{0,55}Ag_{0,46})_{1,01}Te_2$; 2. $(Au_{0,72}Ag_{0,32})_{1,04}Te_2$
Волынскит	$(Ag_{1,03}Bi_{1,01})_{2,04}Te_2$
Мутманнит	$(Au_{0,97}Ag_{1,02})_{1,99}Te_2$
Мальдонит	$(Au_{1,98}Ag_{0,14})_{2,12}Bi_{1,00}$
Алтаит	1. $Pb_{1,04}Te_{1,00}$; 2. $Pb_{1,00}(Te_{0,94}S_{0,06})_{1,00}$
Лиллианит	$Pb_{3,00}Bi_{2,10}S_{6,00}$
Висмутин	$Bi_{2,04}S_{2,96}Cu_{0,04}$
Хедлиит платиносодержащий	$Te_{3,00}Bi_{6,95}$
Жозеит-А	1. $Te_{1,00}S_{2,02}Bi_{3,68}$; 2. $Te_{1,07}S_{1,90}(Bi_{4,01}Cu_{0,10})_{4,11}$
Тетрадимит	1. $(Te_{2,04}S_{1,00})_{3,04}Bi_{2,00}$; 2. $(Te_{2,00}S_{1,00})_{3,00}Bi_{2,00}$
Арсенопирит платиносодержащий	$FeAsS$
Теннантит	$Cu_{12}As_4S_{13}$
Тетраэдрит	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$
Никелистый кобальтин-герсдорфит палладийсодержащий	1. $(Co_{0,67}Ni_{0,27}Pd_{0,04}Fe_{0,02})AsS$; 2. $Co_{0,68}Ni_{0,22}Fe_{0,07}Pd_{0,03}$
Герсдорфит палладийсодержащий	$(Ni_{0,84}Co_{0,09}Fe_{0,08}Pd_{0,02})AsS$
Лёллингит никельсодержащий	$(Fe_{0,82}Ni_{0,18})As_2$

Оксиды, гидрооксиды и др.			
Магнетит	Fe_3O_4	Лимонит	$FeO(OH){\cdot}nH_2O$
Гематит	Fe_2O_3	Лепидокрокит	$FeO(OH)$
Ильменит	$FeTiO_3$	Сидерит	$Fe[CO_2]$
Рутил	TiO_2	Ярозит	$Fe_3(OH)_6[SO_4]_2$
Касситерит	SnO_2	Барит	$Ba[SO_4]$
Уранинит и настуран	U_2UO_7	Шеелит	$Ca(W,Mo)O_4$
Бадделеит	ZrO_2	Монацит	$(Ce,La)PO_4$
Гетит	$FeO(OH)$	Циркон	$Zr[SO_4]$

Регион КМА с развитой инфраструктурой являются наиболее крупным в России горнорудным районом с реальными возможностями не только самостоятельной (селективной) отработки, но и попутного извлечения золота и платиноидов из текущих промпродуктов железных руд и уже накопленных хвостов. Технико-экономические расчёты показывают [4,6,9], что в настоящее время рентабельная промышленная попутная добыча Au и ЭПГ может быть организована в короткие сроки на основе применения современных наукоёмких технологий, позволяющих извлекать частицы мелкого и тонкого золота и минералы ЭПГ из песков или отходов обогащения, при этом первоочередными объектами представляются отходы обогащения текущего передела.

Работы выполнены при финансовой поддержке Гранта Президента РФ «Ведущие научные школы» (НШ-2211.2008.5) и РФФИ (грант № 08-05-00158а), а также ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы (госконтракт № 02.740.11.0021)

Литература

1. *Голивкин Н.И.* Железные руды КМА. / Голивкин Н.И., Н.Д. Кононов, В.П. Орлов, под ред. В.П. Орлова. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 616 с.

2. *Рундквист Д.В., Минц М.В., Чернышов Н.М. и др.* Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М. Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 398 с.

3. *Петров С.В., Головина Т.А.* Ресурсный потенциал и проблема попутного извлечения благородных металлов Костомукшинского месторождения железистых кварцитов (Карелия) // Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. Вестник ВГУ, Сер.: Геология. 2007. № 2. С. 159-167.

4. *Тигунов Л.П., Быховский Л.З.* Проблемы и перспективы попутного получения благородных металлов из нетрадиционных источников минерального сырья // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. Матер. Всероссийского симпозиума. М.: 2002. С. 381–384.

5. *Чернышов Н.М., Изоитко В.М., Петров С.В., Молотков С.П.* Первые находки минеральных форм элементов платиновой группы в железистых кварцитах КМА (Центральная Россия) // Доклады РАН. 2003. Т. 391, № 1. С. 104–107.

6. *Чернышов Н.М.* Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) // Воронеж. Изд-во Воронеж. гос. ун-та. 2004. 448 с.

7. *Чернышов Н.М., Петров С.В.* Новые минеральные формы платиноидов и золота в железистых кварцитах Лебединского месторождения КМА (Центральная Россия) // Доклады РАН, 2006. Т.408, № 4. С. 586-589.

8. *Чернышов Н.М.* Типы, закономерности размещения, состав золото-платинометаллического оруденения в месторождениях-гигантах КМА – новый источник стратегически важных металлов (Центральная Россия) // Месторождения природного и техногенного сырья. Материалы междунар. конф. Воронеж: Воронежпечать, 2008. С. 216-218.

9. *Шелехов А.Н.* Золото- и платиноносность железистых кварцитов Русской платформы и пути их практического использования в XXI веке // Руды и металлы. 1999. № 1. С. 123–125.

10. *Юшин А.А., Лебедь Н.И.* Платина Украины. История, состояние, перспективы. // Минералогический журнал. 1998. № 1. С. 130-138.

11. *Шер С.Д.* Металлогения золота / М.: Недра, 1972. 295 с.

12. *Olivo G.R., Gaunter M., Bardoux M.* // Miner. Mag. 1994. V.58. № 4. P. 579-587.

Роль даек в формировании сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудообразующих систем

Чернышова М.Н.

Воронежский госуниверситет, г. Воронеж, e-mail: petrology@list.ru

Дайковые образования представляют исключительный интерес в решении фундаментальных проблем геологии, геодинамики, петрологии и рудообразования. Особенно широко они представлены в магматическом рудогенезе. Пространственно и генетически связанные с различными по степени насыщености дайковыми образованиями вулканические, вулкано-интрузивные и интрузивные ультрамафит-мафитовые и мафитовые комплексы в совокупности с месторождениями образуют специфические рудно-магматические системы (РМС). Последние рассматриваются как целостные природные сообщества магматических, метаморфических и рудных формаций, связанных общностью геодинамических и эндогенных режимов и являющихся производными единых, неоднократно повторяющихся в геологическом времени и пространстве петрорудогенетических процессов, включающих зарождение, перенос и мобилизацию рудного вещества. В подобных РМС дайковые образования являются не только важнейшим структурно-вещественным, но и рудонесущим компонентом [7]. Эта особенность наиболее отчётливо прослеживается в сульфидных платиноидно-медно-никелевых РМС (норильско-талнахский, дулутский, печенгский, еланский, садберийский, мамонский, мончегорский, бушвельдский, камбалдийский и др.)

Полигенность условий формирования и пространственно-генетическая связь сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения с различными по составу и формационной принадлежности рудообразующими и рудоконтролирующими структурно-вещественными комплексами, сформировавшимися в геодинамических режимах наиболее интенсивной эндогенной активности и структурной дифференциации земной коры, обусловливают в совокупности многообразие формационно-генетических типов месторождений, поливариантный характер распределения количественных содержаний благородных (платиноиды) и цветных (Ni, Cu, Co) металлов и соотношений их ассоциаций с лито- и сидерофильными элементами [5]. Эти же факторы определяют минералого-геохимический облик, масштабы и степень продуктивности всей рудообразующей системы, включая дайковые образования [6].

В составе разнотипных никель-платиноносных РМС выделяется три группы даек, различных по структурно-петрологической принадлежности, возрасту и месту в общей длительной эволюции сульфидных платиноидно-медно-никелевого рудообразования [7].

Первая из них представлена сложными по морфологии и составу дайками - длительно функционирующими каналами с неоднократным поступлением новых порций сульфидизированных расплавов в конечную камеру, определяя тем самым состав и условия формирования интрузивно-дайковых комплексов и ассоциирующих с ними сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. Нередко подобные питающие дайки являются определяющим рудонесущим и рудовмещающих компонентом сульфидных платиноидно-медно-никелевых РМС. Эта группа в разной мере проявлена, посуществу, в большинстве выделенных типов РМС (месторождения Ланнон, Фишер, Джуан, Мак-Матон, Кеп, размещающиеся в архейском куполе Камбалда (Зап. Австралия)). Эруптивные центры, сопровождающиеся сульфидным оруденением, рассматриваются в качестве лавовых каналов в областях раннепротерозойского магматизма Канады (месторождение Дюмонт в Квебеке; ряд месторождений в никелевом поясе Томпсон [4]).

Одним из наиболее типичных примеров проявления питающих дайкообразных тел – магматических рудонесущих каналов является месторождение Войсис Бэй (Лабрадор, Канада). Месторождение связано с обнажённым, сложным по морфологии, нижнепротерозойским дайкообразным телом и включает пять зон (рудных тел), четыре из которых (Овоид, Миниовоид, Холм Открытия, Рид Брук) непосредственно приурочены к питающему магматическому проводнику (рис.1, А,Б). К этой же группе относится гигантская по степени продуктивности и масштабам (протяжённость 550 км при ширине от 4 до 14 км) Великая Дайка (Зимбабве).

Различные по составу, масштабам и степени проявления дайки второй группы являются важнейшим структурно-вещественным компонентом разнотипных сульфидных платиноидно-медно-никелевых РМС, связанных преимущественно со становлением интрузивных массивов в конечных камерах. Являясь их производными они представлены: а) дайками – апофизами интрузивных эквивалентов (разнообразными по составу дифференциатами) во вмещающих породах (перимагматические дайки; [2,7]); б) внутриинтрузивными жильными отщеплениями интеркумулусного расплава автономно кристаллизующихся петрорудосистем. Дайки – апофизы, в том числе рудоносные, характерны для большинства главных типов сульфидных платиносодержащих медно-никелевых РМС [1,3,4,7]. Среди уникальных по масштабам проявления и рудонесущей роли особое место занимают дайки – апофизы, получившие название офсеты Садбери (Канада, шт. Онтарио), импактного по своей природе и крупнейшего по запасам цветных и благородных металлов месторождения.

Рудонесущие офсеты представляют собой дайки и дайкоподобные тела, расположенные радиально, в некоторых случаях концентрически, по отношению к главному телу магматического комплекса Садбери (МКС; рис. 2А). Они удаляются на расстояние до 20 км от главного тела, обычно имея ширину (мощность) 70-100 м. Месторождения офсетов локализованы в образующих их дайках габбро-диоритов. Типичным является офсет Коппер Клифф, который удаляется, по крайней мере, на 10 км от главного тела МКС в виде относительно маломощной (50-150 м) дайки. Рудные зоны представляют собой круто падающие линзовидные тела массивных и интерстиционных руд, развитые в местах, где габбро-диориты содержат большое количество породных включений (габбро, метапироксениты и метаперидотиты, нориты и кварцевые диориты МКС). Предполагается, что сульфидсодержащий, обогащённый этими включениями был внедрён позднее, чем кварцевые диориты, составляющие основной объём офсета [4].

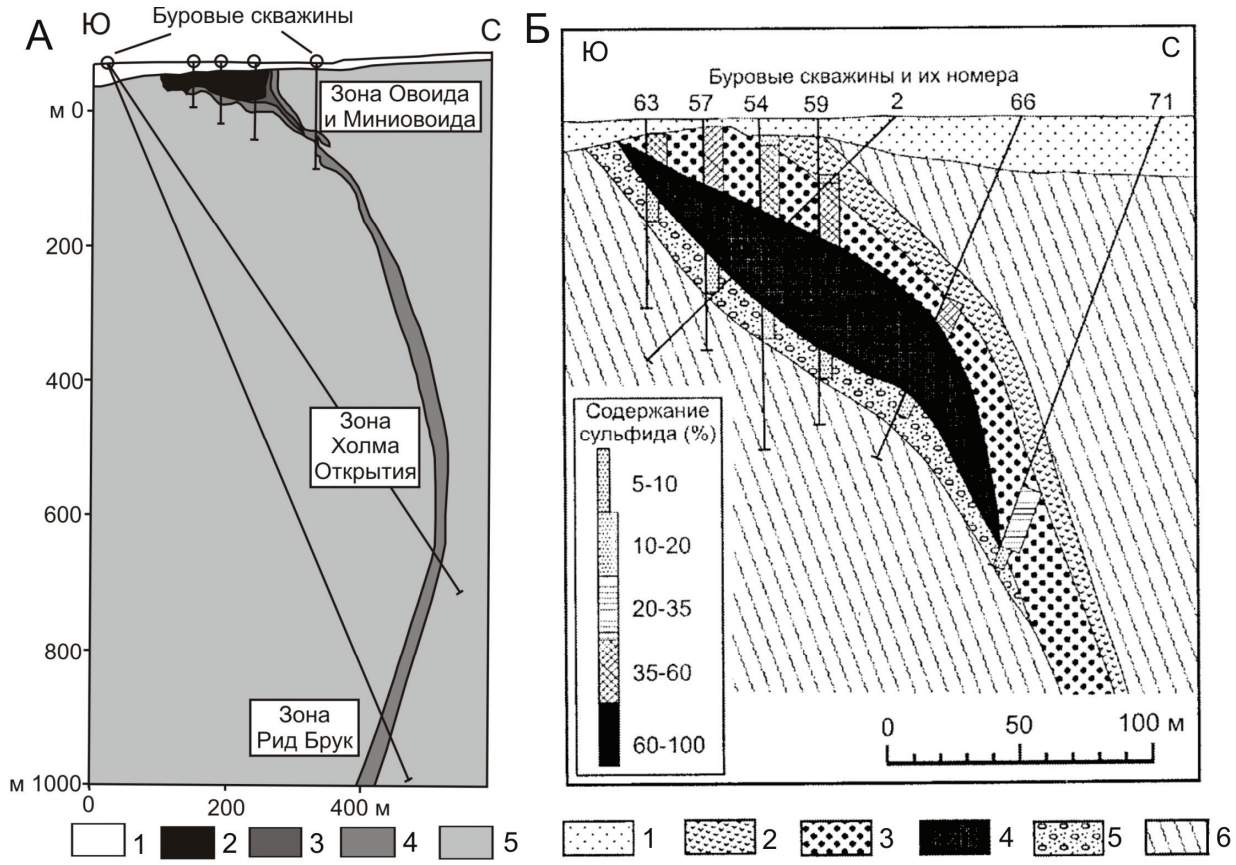


Рис.1. Обобщённый геологический разрез (по [4]), отображающий морфологию магматического проводника в зонах Овоида, Миновоида, Холма Открытия и Рид Брук (А):

1 – четвертичные отложения, 2 – массивные сульфиды, 3 – породы габбро-троктолитового состава, содержащие 10-25% мод. сульфидов, 4 - породы габбро-троктолитового состава, содержащие менее 10% мод. сульфидов, 5 – вмещающие гнейсы; и геологический разрез месторождения Миновоида (Б): 1 – четвертичные отложения, 2 – оливиновые габбро проводника, 3 – леопардовые троктолиты, 4 – массивные сульфиды, 5 – магматические брекчии, 6 – эндербитовые гнейсы.

Обобщённая модель развития рудонесущих офсетных даек Садбери приведена на рис. 2Б.

К этой группе относится ряд внутриинтрузивных (интрамагматических) даек Мончегорского плутона [3]. Помимо пегматоидных жильных образований с сульфидной медно-никелевой минерализацией, встречающихся по всему разрезу плутона, на месторождениях Сопчи и НКТ многие из богатых по содержанию Ni, Cu, Co и благородных металлов рудных жил переходят в диорит-пегматиты интеркумулусной природы, при этом парагенезис рудообразующих минералов аналогичен минералам основных залежей сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. В поле рудоносной интрузии Норильск I описана дайка мощностью 8-20 метров, состоящая из контактового габбро-долерита и такситового габбро-долерита с сульфидной медно-никелевой минерализацией. Здесь же присутствуют эруптивные дайки [1].

Комплекс Бушвельд (Южная Африка) – один из крупнейших в мире многофазный мафит-ультрамафитовый дифференцированный (ритмично-расслоенный) плутон с рядом автономных платиносодержащих петрорудосистем сопровождается многочисленными, разнообразными по составу рудонесущими силами, дайками, своеобразными вертикально залегающими пегматоидными трубками (дунитовые и гортонолитовые платиноносные трубки Онвервах, Мооихек, Дрископ, никеленосные сульфидосодержащие бронзититовые типа Твифонтейн и др.). В ультрамафит-мафитовом комплексе Лак дес Ил (Канада, шт. Онтарио) в платиноносном интрузивном субкомплексе широко развиты интрамагматические секущие тела такситовых габбро с рудоносной зоной Роби, переходящие в пегматоидные лейкогаббро, которые в свою очередь пересекаются жилами габбровых пегматитов и пегматитов.

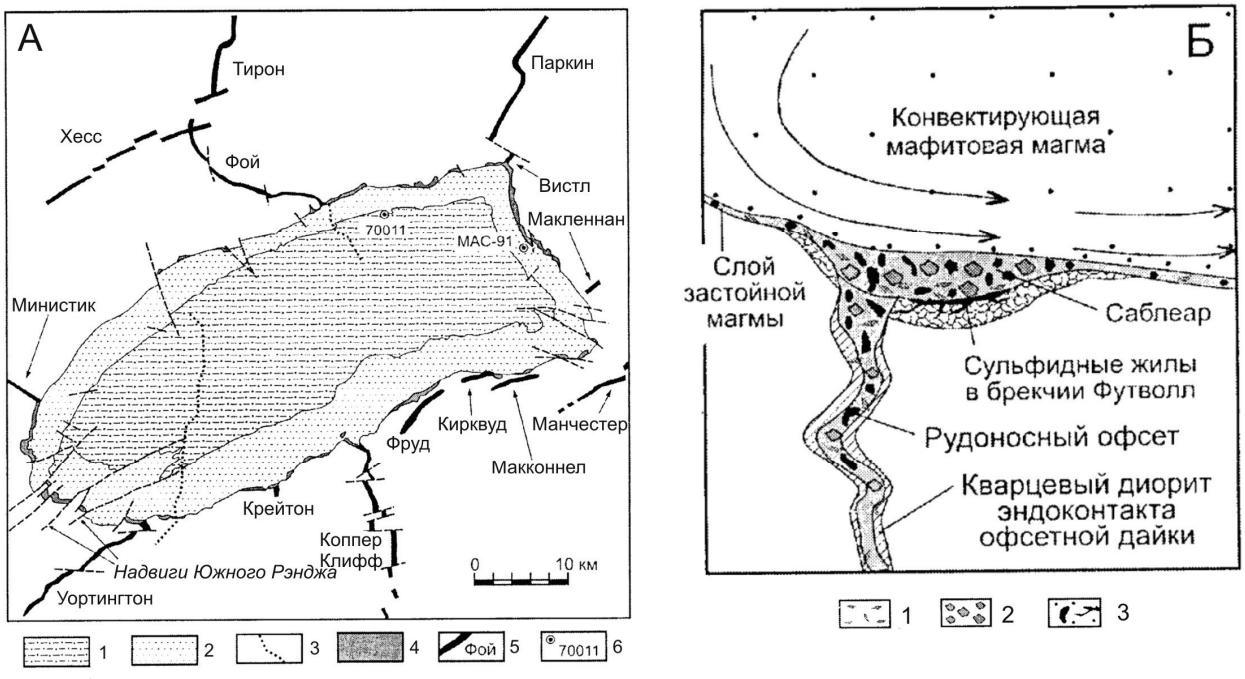


Рис. 2. Распространённость даек офсетов в магматическом комплексе Садбери (А):

1 – группа Уайтуотер, 2 – главное тело магматического комплекса Садбери, 3 – линии сейсмических профилей «Литопроба», 4 – саблеар (выходы на поверхность), 5 – офсеты, 6 – буровые скважины; и модель развития офсетной дайки (Б) при накоплении сульфидов (по [4,8]): 1 – обломки местных подстилающих пород, 2 – обломки мафит-ультрамафитовых пород, 3 – сульфиды.

Дайковые образования являются важнейшим структурно-вещественным и рудонесущим компонентом мамонского и еланского типов РМС (до 6-12 % объёма)[7]. На примере этих типов сульфидных платиноидно-медно-никелевых РМС приведена подробная характеристика рудонесущих даек первой, второй и третьей групп (дайки более поздних магматических комплексов и лампрофиров), пространственно-временных соотношений их с основными рудными залежами в интрузивных дифференциатах, которые подтверждают длительный многоэтапный характер становления РМС и существенный вклад даек (нередко сопровождающихся месторождениями) в общий металлогенический потенциал цветных и благородных металлов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-99003-р-офи) и гранта Президента РФ (НШ-2211.2008.05).

Литература

1. *Додин Д.А.* Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб.: Наука, 2002. 822 с.

2. *Ефремова С.В.* Дайки и эндогенное оруденение. М.: Недра, 1983. 224 с.

3. *Козлов Е.К.* Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения Л.: Наука, 1973. 288 с.

4. *Налдретт А. Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.

5. *Чернышов Н.М.* Сульфидно-никелевые рудно-магматические системы (типизация и эволюция) // Изв. АН СССР. Сер.геолог. 1990. № 11. С. 94-106.

6. *Чернышова М.Н.* Место и роль даек в общей модели формирования сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений еланского типа ВКМ (Центральная Россия) // Вестн. Воронеж. ун-та, Сер. Геологич. 2005. № 2. С. 77-95.

7. *Чернышова М.Н.* Дайки сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2005. 368 с.

8. *Lightfoot, P.C., Keays, R.R. and Doherty, W.* Chemical Evolution and Origin of Nickel Sulfide Mineralization in the Sudbury Igneous Complex, Ontario, Canada. Economic Geology, 2001. Vol. 96. P. 1855-1875.

Новый щелочной массив в северо-западной части Кандалакшского грабена

Чувардинский В.Г.

Кольский филиал Петрозаводского государственного университета,
г. Апатиты, e-mail: costina@arcticsu.ru

При проведении в Кандалакшском грабене поисковых работ в полевой сезон 1987 г. геологи Центрально-кольской экспедиции В.Г. Чувардинский, С.С. Караваев и Л.В. Вороняева в районе губы Палкина и на небольших островах обнаружелы валуны и глыбы щелочных пород — йиолитов, малиньитов, сиенитов.

При прослеживании этого валунного шлейфа авторы выявили новый массив щелочных пород, названных Кандагубским. Массив расположен на южном берегу Канда-губы и пересекается шоссейной дорогой Ленинград-Мурманск. Он полностью перекрыт рыхлыми отложениями и по данным магниторазведки имеет размеры 1.9•×1.9 км. Заверочное бурение проведенное в 1987 г. показало, что массив имеет концентрически зональное строение. В нем выделяется йиолитовое ядро, внутренняя карбонатит-малиньитовая и внешняя сиенитовая зоны. Сиенитовая зона окружена толщей финитов и фенитизированных вмещающих беломорских гнейсов.

По результатам моделирования на установке МУСГ-I массив прослеживается на глубину более 1 км, имеет близвертикальное залегание. По ряду признаков / данные магнитной съемки, дешифрирование космоснимков, широкое развитие вблизи массива даек щелочных пород, мощная зона фенитизированных пород /, отмеченный массив, вероятно, представляет апикальную часть более крупного / до 9 км в в поперечнике / щелочно-ультраосновного массива центрального типа.

Центральная часть массива пересекается разломом сдвигового типа, который прослеживается в юго-восточном направлении до губы Палкина. Скопления на этом участке валунов и глыб малиньитов, йиолитов, сиенитов и слюдитов указывает на внутриразломные перемещения тектонической брекчий щелочного массива и выведении ее на поверхность на участке губы Палкина. Аналогичные по составу валуны и глыбы щелочных пород закартированы также в контуре массива Кандагубский. Даже к западу от массива они не прослеживаются.

По данным бурения в картированных скважин и изучения керна этих скважин для пород массива характерно повышенное содержание редких элементов и фосфора. Количество апатита изменяется от 2 до 25 %. Среднее содержание P_2O_5 йолитах 2.6%, в карбонатитах — 4.1%, в малиньитах -3.0 %. Прогнозные ресурсы P_2O_5 по рассматриваемой апикальной части массива до глубины 300 м составляют 23 млн. т.

Более детальная характеристика минералогии и петрографии щелочных пород Кандагубского массива даны в геологическом отчете: В.Г. Чувардинский и др. «Отчет о результатах валунно-поисковых работ на медноникелевые руды, платиноиды другие полезные ископаемые в зоне Кандалакшского грабена, проведенных в 1985-1989 г» (Фонды Центрально-Кольской экспедиции и ПГО «Севзапгеология»).

Литература

1. *Чувардинский В.Г.* Методология валунных поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1992.138с.

2. *Чувардинский В.Г.* Разрывная неотектоника и новые поисковые методики, Апатиты, изд-во КНЦ РАН, 2001. 100с.

Металлогения двух крупнейших раннепалеопротерозойских расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов Балтийского щита

Шарков Е.В., Чистяков А.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, e-mail: sharkov@igem.ru

Раннепалеопротерозойские расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы широко представлены в восточной части Балтийского щита, образуя крупнейшую в мире потенциально-платиноносную провинцию. Все они входят в состав крупной Балтийской изверженной провинции кремнеземистой высоко-Mg серии (КВМС), представленной также дайками габброноритов и лавовым покровами в рифтогенных структурах [5]. Вместе с тем, несмотря на значительную близость строения и вещественного состава этих интрузивов, они существенно различаются по своим металлогеническим особенностям. Так, наибольшим разнообразием и богатством оруденения характеризуется Мончегорский комплекс (Кольский регион), где развиты промышленные месторождения сульфидных Cu-Ni-(ЭПГ), малосульфидных ЭПГ, а также хромитов. В пределах же Бураковского комплекса (Ю. Карелия) пока установлены только промышленные месторождения хромитов, а выявленные масштабы ЭПГ-минерализации невелики. Значительны содержания платиноидов встречены в массивах Федорово-Панских тундр (Кольский регион) и Луккулайсваара (Сев. Карелия). Все остальные массивы характеризуются в целом невысокими содержаниями рудных компонентов и пока не представляют экономического интереса. В настоящем сообщении мы остановимся на металлогенических особенностях крупнейших в Европе расслоенных интрузивах Балтийского щита – Мончегорском и Бураковском комплексах.

Главные особенности геологического строения Мончегорского и Бураковского комплексов

Мончегорский комплекс (Кольский полуостров), образован двумя самостоятельными разновозрастными интрузивами: Мончегорским плутоном ультраосновных и основных пород с возрастом 2.5 млрд. лет и более молодым (2.45 млрд. лет) массивом Монче-Чуна-Волчьих Тундр (Главного хребта), сложенным преимущественно габброидами (рис.1).

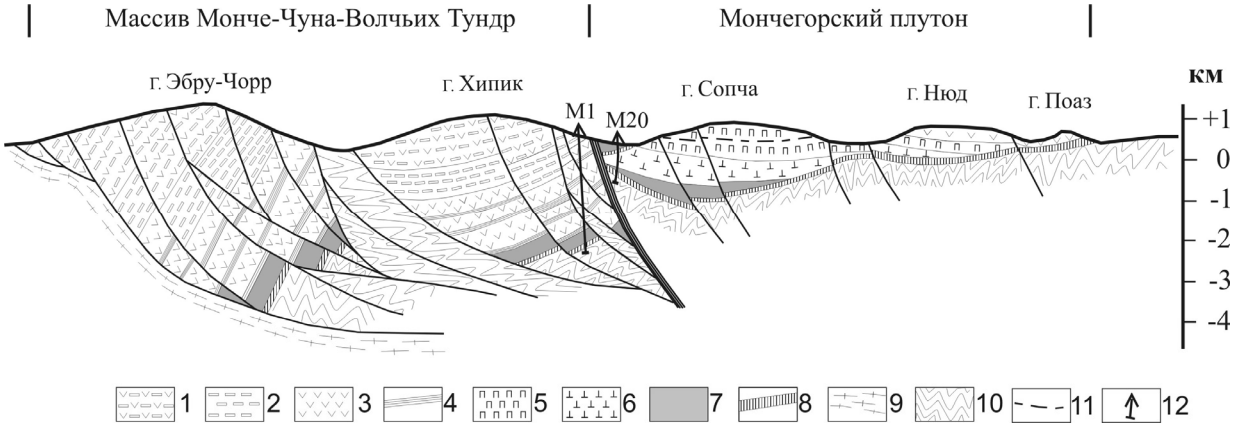


Рис.1. Субширотный разрез Мончетундровского комплекса.

1 - крупнозернистые массивные габбронорит-анортозиты (плагиоклазовые кумулаты) с прослоями пижонитовых габброноритов; 2 - трахитоидные габбронорит-анортозиты (Pl кумулаты); 3 - нерасчлененные нориты (Opx+Pl кумулаты) и габбронориты (Opx+Cpx+Pl кумулаты); 4 - зоны ритмичного переслаивания базитовых и ультрабазитовых кумулатов, включая дуниты; 5 - преимущественно бронзититы (Opx кумулаты); 6 - зона ритмичного переслаивания Ol+Cht, Ol+Opx±Cht и Opx кумулатов в Мончегорском плутоне; 7 - оливин-хромитовые кумулаты (дуниты); 8 - краевые эндоконтактовые зоны интрузивов; 9 - гнейсы и мигматиты Лоттинского блока; 10 - диорито-гнейсы и глиноземистые кристаллические сланцы кольской серии, Центрально-Кольский блок; 11 - «рудный пласт Сопчи»; 12 - положение структурных скважин.

Несмотря на то, что эти интрузивы сложены однотипными кумулатами, они резко различаются по своей кумулятивной стратиграфии и распространенностью пород [5]. Комплекс на рубеже около 2 млрд. лет назад попал в зону регионального Главного Кольского разлома и в настоящее время представляет собой коллаж из тектонических блоков.

Мончегорский плутон имеет в целом серпообразную форму, главными элементами строения которого являются Краевая серия, образованная неравномернозернистыми, преимущественно мелкозернистыми габброноритами, и Расслоенная серии. Она имеет автономную внутреннюю структуру и характеризуются переходом снизу вверх от *Ol+Crt* кумулатов к *Ol+Opx±Crt*, затем *Opx*; завершается сохранившаяся часть разреза *Opx+Pl±Cpx* кумулатами.

Южное окаймление плутона образовано полосой сильно измененных мафитов и ультрамафитов, известных в качестве Южно-Сопчинского массива и габброноритов предгорий горы Вуручуайвенч, наращивающих разрез плутона в его восточной части. Изотопный возраст метапород практически не отличался от МП [2], а их метаморфизм, очевидно, связан с процессами в прилегающих к плутону с юга палеопротерозойских супракрустальных комплексах.

Распределение рудной минерализации в плутоне в целом подчиняется кумулятивной стратиграфии (рис.2). Особый интерес представляют два рудоносных рифа: «рудный пласт Сопчи» (слой тонкорасслоенных перидотитов мощностью 2-3 м с богатой сульфидной Cu-Ni-ЭПГ вкрапленной минерализацией среди макрослоя бронзититов) и горизонты с богатой малосульфидной ЭПГ-минерализацией в метагабброидах Вуручуйвенча и юга Сопчи, представляющий собой серию сближенных рудоносных линз [1]. Очевидно, что образование этих рудных горизонтов никак не связано с кристаллизационной дифференциацией расплава в камере плутона, а является результатом внедрения порций рудоносных расплавов в затвердевающую интрузивную камеру [5].

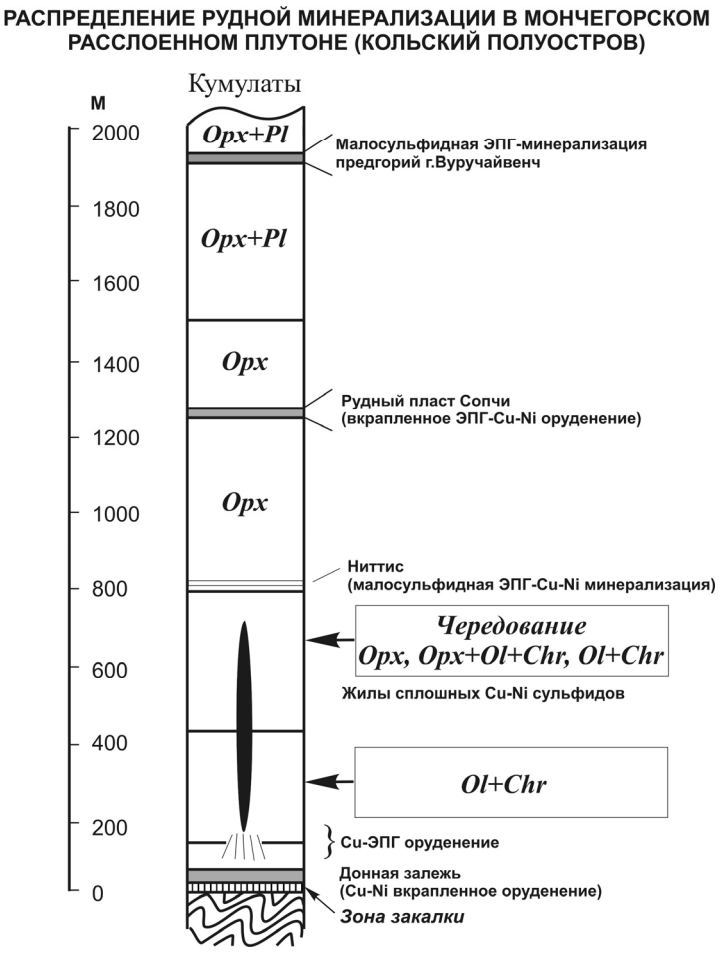


Рис.2. Распределение различных типов рудной минерализации в Мончегорском плутоне.

Особенностью строения западной части МП является наличие крупной линзы дунитов в районе Сопчинских озер, срезающей структуры плутона и отделенной от его пород 20-30 метровой зоной неравномернозернистых норитов и габброноритов, напоминающих образования краевой зоны МП. Примерно в средней части разреза линзы отмечается горизонт хромититов, мощностью которого увеличивается в юго-западном направлении от 5-10 до 35 м [3].

Массив Главного хребта (МГХ) образован тремя крупными тектоническими блоками, которые образуют хребты Монче-, Чуна- и Волчьих Тундр, сложенные на поверхности базитами (см. рис. 1). В пределах обнаженных частей массива Главного хребта все разрезы однотипны и подразделяются по вертикали на три зоны (снизу вверх): (1) габброноритов, (2) трахитоидных габбронорит-анортозитов и пижонитовых габброноритов, и (3) массивных габбронорит-анортозитов. Судя по скважинам, пробуренным в зоне сочленения МП и МГХ, под зоной габброноритов наблюдается чередование габбро-анортозитов, габброноритов, оливиновых габброноритов, норитов и бронзититов с единичными тонкими прослоями дунитов. В самом низу разреза, на глубинах 2100-2300 м установлен мощный (около 260 м) горизонт дунитов. У контакта с подстилающими архейскими кордиерит-гранат-биотитовыми гнейсами, на глубине наблюдается небольшая краевая зона, мощностью около 40 м, сложенная неравномернозернистыми мелкозернистыми габброноритами и хлорит-актинолитовыми сланцами по габброидам в непосредственном контакте.

Мы полагаем, что Сопчеозерская дунитовая линза в МП является фрагментом нижней части разреза МГХ, прорывавшего затвердевший к тому времени соседний Мончегорский плутон. С этим согласуется и практически идентичный состав оливина и хромита в породах линзы и дунитах низов МГХ. В пределах последнего, в отличие от МП, сульфидная минерализация практически отсутствует, но в породах зоны габброноритов устанавливаются неявно выраженные участки с малосульфидной ЭПГ-минерализацией [1].

Минералы платиновых металлов (МПМ) в первично-магматических сульфидных рудах представлены преимущественно теллуридами и висмутидами Pd и Pt, тогда как в измененных породах комплекса (гора Вуручуайвенч, юг Сопчи и зона сочленения плутона и массива Главного хребта) широким развитием пользуются арсениды, станниды, антимониды и селениды. При этом месторождение горы Вуручуайвенч первоначально представляло собой риф, юга Сопчи – вероятно, донную залежь, а зоны сочленения – переработанные фрагменты ЭПГ-оруденения Мончетундровской части МГХ. Предполагается, что понижение роли сульфидов в рудопроявлениях связано с их окислением в процессах метаморфизма и последующем удалением серы в форме SO_2 и SO_3.

Бураковский комплекс в Заонежьи, в отличие от Мончегорского, сохранился в практически неизмененном виде. Как и последний, он образован двумя соприкасающимися крупными разновозрастными расслоенными интрузивами: Аганозерским и Шалозерско-Бураковским с возрастом 2373±22 и 2433±28 млн. лет соответственно [4]. Комплекс практически полностью перекрыт четвертичными отложениями, и о его строении можно судить только по геофизическим и буровым данным. Интрузивы сложены однотипными породами, но различаются своей кумулятивной стратиграфией и распространенностью пород. В их разрезе устанавливаются 5 зон: Ультраосновная, Пироксенитов, Габброноритов, Пижонитовых габброноритов и Магнетитовых габбродиоритов (эта зона отсутствует в Аганозерском теле).

Тела Бураковского комплекса по характеру разреза напоминают массив Главного хребта, отличаясь огромной мощностью сложенных в основном дунитами (*Ol-Crt* кумулатами) Ультраосновных зон; судя по геофизическим данным, мощность зоны в Аганозерском теле может достигать 5-6 км. Как и в МГХ, здесь практически отсутствует сульфидная минерализация и установлены только небольшие проявления малосульфидной ЭПГ-минерализации. В дунитах Ультраосновных зон обеих тел присутствуют невыдержанные горизонты хромититов, более характерные для Аганозерского тела, где развит Главный Хромитовый Горизонт мощностью 4.5-7 м, имеющий экономическое значение.

Таким образом, два крупнейших раннепалеопротерозойских расслоенных мафит-ультрамафитовых комплекса Балтийского щита, в свою очередь, образованные двумя однотипными разновозрастными интрузивами. Три из них обладают сходным характером рудной минерализации, где эко-

номическое значение имеют только хромититы, а малосульфидное ЭПГ-оруденение пока не представляет такого интереса. Особняком стоит Мончегорский плутон, где развиты крупные промышленные месторождения сульфидных Cu-Ni-(ЭПГ) руд, а малосульфидные ЭПГ-руды также могут иметь экономическое значение.

Обсуждение

Возникает вопрос – с чем связаны различия в характере и масштабах оруденения в аналогичных по составу интрузивах? Очевидно, это объясняется особенностями генерации родоначальных расплавов КВМС, формировавшихся путем крупномасштабной ассимиляции корового вещества высокотемпературными мантийным магмами, очаги которых «всплывали» сквозь литосферу по принципу зонной плавки [5]. Сами исходные ультрамафические расплавы, происшедшие за счет деплетированных мантийных субстратов, были обогащены платиноидами, о чем свидетельствует факт повсеместной «зараженности» подобных интрузивов ЭПГ. Однако этих концентраций было явно недостаточно для формирования крупных месторождений, обычно связанных с эпизодическими внедрениями порций рудоносных магм в затвердевающие интрузивные камеры, что приводило к формированию рудоносных рифов.

Это предполагает, что исходные расплавы таких порций по пути наверх частично ассимилировали платиноиды из пород коры, содержащих ЭПГ. Такие породы должны были содержать S, Cl и H_2O, способствующих мобилизации и переносу платиноидов и, скорее всего, представляли собой супракрустальные образования (горизонты коматиитов, черных сланцев, различных сульфидоносных пород и т.д.). Из рассмотренных интрузивов этому условию соответствует только Мончегорский плутон, прорывающий метаосадки кольской серии архея. Бураковские интрузивы расположены в пределах гранит-зеленокаменных областей, где резко преобладают гранитоиды; соответственно, они лишены подобной минерализации, а МГХ формировался уже после МП, магматическая система которого истощила коровые субстраты летучими и рудными компонентами.

Горизонты хромититов в рассмотренных интрузивах, появление которых также не связано с кристаллизационной дифференциацией, по-видимому, тоже являются своеобразными рифами, происшедшими за счет внедрения в затвердевающие интрузивные камеры порций высокохромистых расплавов. Происхождение таких порций, вероятно, было связано с ассимиляцией расплавом «всплывающего»магматического очага пород сильно истощенной верхней мантии, содержащей подиформные месторождения хромитов типа Кемпирсая (Ю. Урал), при его движении сквозь литосферу на первых стадиях формирования магм КВМС. Распределение тел хромититов в истощенной мантии весьма неравномерное, чем, очевидно, и объясняется непредсказуемость появления порций высокохромистых расплавов в рассмотренных магматических системах.

Литература

1. *Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В. и др*. Рудная платинометальная минерализация в Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329-352.

2. *Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н. и др*. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2-х частях. Апатиты: КНЦ РАН, 2004.

3. *Чащин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В., Дедюхин А.Н*. Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудн. месторождений. 1999. Т. 41. № 6. С. 507-515.

4. *Чистяков А.В., Шарков Е.В.* Петрология раннепалеопротерозойского Бураковского комплекса, Южная Карелия // Петрология. 2008. Т. 16. № 1. С. 101-126.

5. *Шарков Е.В*. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 364 с.

Минералого-геохимические особенности благороднометальных метасоматитов Беломорской подвижной зоны (Северная Карелия)

Шевченко С.С.

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, e-mail: sergei_shevchenko@vsegei.ru

На территории Балтийского щита зоны метасоматической переработки охватывают структуры, как архея, так и раннего протерозоя. Особое место среди позднеархейских структур занимает Беломорский подвижный пояс, который включает реликты архейского зеленокаменного пояса. Изучение сульфидно-метасоматических зон, развитых на Чупино-Лоухской и Ёнской площадях Беломорского пояса показало, что среди измененных сульфидсодержащих амфиболитов хетоламбинского подкомплекса широко распространены точки минерализации и рудопроявления с высокими содержаниями золота и платиноидов [1].

Хетоламбинский подкомплекс сложен гранатовыми, гранат-полевошпатовыми, диопсидсодержащими амфиболитами и кристаллосланцами, частично мигматизированными, в пространственной ассоциации с которыми располагаются метаанортозиты и метагабброиды имеющие постепенные переходы с их глубоко метаморфизованными аналогами. С ними ассоциируют залежи массивных и прожилково-вкрапленных пирит-пирротиновых руд – так называемые фальбанды, которые являются одной из главных составляющих метасоматических зон.

По минеральному составу метасоматиты Чупино-Лоухской площади отвечают парагенезисам, характерным для трех основных групп метасоматитов: высокотемпературных, среднетемпературных и низкотемпературных [2]. Между ними располагаются и переходные разности, однако ведущие типы метасоматитов каждой группы отличаются своими геохимическими особенностями.

Наиболее широко представлены высокотемпературные метасоматиты - *кварц-микроклиновые гнейсы*, которые в основном они развиваются по биотитовым гнейсам нижней части разреза хетоламбинского подкомплекса. Группу среднетемпературных метасоматитов образуют хлорит-гранатовые, скаполитовые и флогопитовые породы, возникшие по амфиболитам и амфиболовым гнейсам средней и верхней частей разреза хетоламбинского подкомплекса.

Группа *низкотемпературных метасоматитов (пропилитов)* образует наиболее перспективный рудоносный комплекс пород. Так, в пределах Климовского участка он представлен, в основном, хлоритовыми (эпидот-хлоритовыми) разностями, содержащими пирротин, пирит и халькопирит. Ведущим минералом в них является хлорит, с которым ассоциирует эпидот. Для пород характерно постоянное присутствие богатой (10-30 об.%) сульфидной вкрапленности, представленной пирротином, реже пиритом, халькопиритом и др. В тесной пространственной связи с пропилитами располагаются линзовидные горизонты массивных сульфидных руд, которые приурочены к осевым частям горизонтов метасоматитов и по минеральному составу они близки к вкрапленному сульфидному оруденению пропилитов, с которым связаны переходами. Тела массивных колчеданных руд обрамляются ореолами развития более поздних хлорититов. В меньшей степени в этой же группе представлены кварц-карбонатные, кварц-серицитовые (фукситовые) метасоматиты (лиственитты), которые образуют скопления секущих прожилков кварц-карбонатного, тальк-тремолит-карбонатного, мусковит-тремолит-карбонатного состава.

Метасоматиты, слагающие выдержанные по простиранию и падению тела с аномально высокими концентрациями благородных металлов, образуют рудоносные горизонты. В пределах Климовско-Хетоламбинской зоны развития метасоматитов выделяются два типа рудоносных пород, наиболее перспективных на обнаружение промышленного благороднометального оруденения. Первый, представленный согласно залегающими горизонтами пропилитизированных амфиболитов – хлоритовых и флогопитовых метасоматитов, имеет площадное распространение и образует выдержанные, согласные с напластованием, сравнительно мощные тела. Второй – представлен линейными крутопадающими секущими зонами прожилковой Au-Ag-Bi минерализации.

Наиболее продуктивными в отношении золота и ЭПГ являются горизонты пропилитов, развитых по амфиболитам, главную роль среди которых играют сульфидоносные хлоритсодержащие породы: хлорититы, эпидот-хлоритовые сланцы и хлорит-флогопитовые разности. По сложно построенному ру-

доносному телу (горизонту) благороднометальных метасоматитов фоновые содержания элементов составляют: Pd - 0,1-0,2 г/т, Au - 0,05 г/т, Pt - 0,04 г/т, тогда как аномальные содержания благородных металлов (Au – 0,32 г/т, Pd – 0,4-1,4 г/т, Pt – 0,18 г/т) приурочены к эпидот-хлоритовым породам, располагающимся по периферии зон хлоритизации. Изучение сульфидной составляющей в метасоматитах показало, что в них присутствуют выделения электрума (Au до 80%), которые развиваются в виде включений в идиоморфных кристаллах пирита ранней генерации и ассоциируют с мартитом, фрудитом, теллуропалладиитом, майчнеритом и меренскитом. Горизонты метасоматически измененных пород, согласные с напластованием, распространены на большой площади, выдержаны по мощности, содержат в повышенных концентрациях благородные металлы. В Климовско-Хетоламбинской рудной зоне они прослежены во всех буровых профилях. В разрезе хетоламбинского подкомплекса установлено до десяти горизонтов и линз метасоматитов, выдержанных по простиранию на расстояние до 1 км. Они несут ряд следующих характерных геохимических признаков, позволяющих выделять их в виде самостоятельных тел и отличать от других, не перспективных типов метасоматитов:

– приуроченность к зонам межпластовых сдвигов, рассланцевания и брекчирования пород;

– широкое площадное распространение при мощностях 1 – 10 метров;

– пространственная связь с более ранними среднетемпературными метасоматитами - скаполитовыми, амфибол-гранатовыми и др.

– существенно хлоритовый минеральный состав периферийных частей сложно построенных зональных тел, в осевой зоне которых располагаются линзы кварц-кианитовых метасоматитов;

– присутствие в осевых зонах вкрапленных сульфидных руд пирит-халькопирит-пирротинового состава и близких к ним по составу линз массивных колчеданных руд;

– ассоциация с сульфидами висмуто-теллуридов, арсенидов, сульфоарсенидов палладия, платины, золота (электрума) и самородного висмута.

Геохимическое отличие благороднометальных метасоматитов от вмещающих пород выражается в высоких содержаниях палладия (от 0,1 г/т) и других благородных металлов, концентрации которых обычно находятся в прямой корреляционной связи с аномальными значениями хрома, никеля, кобальта, меди, серебра, теллура и висмута.

Амфиболиты, вмещающие метасоматиты, содержат реликты габброидных структур, имеют признаки расслоенности и уровни, обогащенные хромитом. Можно полагать, что благороднометальные метасоматиты, развитые по амфиболитам хетоламбинского тектонического покрова Беломорской подвижной зоны, являются аналогами метасоматически измененных магматитов основного – ультраосновного состава и пространственно связаны с полями распространения гранитных пегматитов. Работы, выполненные с применением бурения на ряде детальных участков Чупино-Лоухской площади, показали, что низкотемпературные метасоматиты, располагающиеся в толще амфиболитов и амфиболовых гнейсов, прослеживаются, начиная непосредственно от крупных пегматитовых тел по простиранию тектонического покрова на расстояние более километра.

Выявление метасоматитов, несущих комплексную благороднометальную минерализацию в амфиболитах верхнего лопия Беломорской подвижной зоны, позволяет по-новому взглянуть на ее металлогенические особенности, прежде всего на районы развития в ней полей амфиболитов, близких по возрасту и составу к амфиболитам хетоламбинского подкомплекса. Учитывая возраст формирования пегматитов Северной Карелии (1.8-1.65 млрд. лет) и ассоциирующих с ними метасоматитов, можно полагать, что рудогенерирующие метасоматические процессы проявились в эпоху свекофенской активизации, одновременно с аналогичными по характеру метасоматическими процессами, типичными для золотопродуктивных площадей западной части Балтийского щита. Это означает, что и в восточной его окраине мы вправе ожидать выявления перспективных благороднометальных проявлений, аналогичных месторождениям свекофенид Швеции, Норвегии и Финляндии.

Литература

1. *Крупеник В.А., Ахмедов А.М., Кнауф В.В.* Золотая минерализация в массивных колчеданных рудах пегматитовых жил Чупино-Лоухского района (Северная Карелия). ДАН, 2000, т. 375, № 6, с. 799-802.

2. *Шевченко С.С., Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю.* Благороднометальные метасоматиты позднего архея Чупино-Лоухского фрагмента Беломорской подвижной зоны. Региональная геология и металлогения, № 37, 2009, с. 106-120.

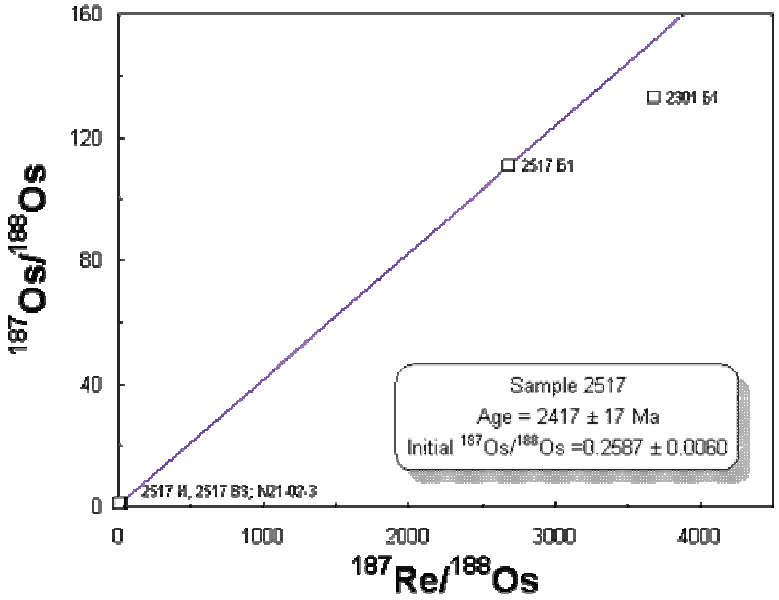
Возрастные рубежи формирования колчеданных руд в зеленокаменных образованиях Беломорской подвижной зоны

Шевченко С.С.

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, e-mail: sergei_shevchenko@vsegei.ru

С благороднометальными метасоматитами Чупино-Лоухского сегмента Беломорского подвижного пояса пространственно и генетически связаны горизонты и линзы колчеданных руд, имеющих медь-никель-благороднометальную специализацию [1]. Одним из принципиальных вопросов является проблема времени их образования и возможные первичные источники обогащения их основными и благородными металлами. Ранее нами обсуждался их возраст, полученный по зональным цирконам, выделенным из руд [2]. Причем, возраст амфиболитов хетоламбинской толщи, вмещающих колчеданные руды, отвечает рубежу 2848+30 млн. лет, а возраст мигматизированных амфиболитов и метасоматитов, развивающихся по ним колеблется в пределах 2777±61 – 1800±100 млн. лет. Последняя цифра отвечает свекофенским событиям и близка к возрасту керамических пегматитов (1778±36 млн. лет).

Чтобы получить более надежные данные по возрасту колчеданного оруденения нами было выполнено изучение в них Re/Os систем.



Усредненный модельный возраст массивных колчеданных руд Климовского участка, полученный по Re-Os изохроне.

Модельный возраст массивных колчеданных руд из горизонта благороднометальных метасоматитов участка Климовский Беломорской подвижной зоны

Образец	Масса образца, г	Re ppb	Os ppb	Re/Os	187Re/188Os	2 σ %	187Os/188Os	2 σ %	Модельный возраст, Ма
2301 Б1	0,20532	29,88	0,663	45,093	3 683,46	0,5	132,72224	0,5	**2123**
2517 Б1	0,18869	29,27	0,761	38,462	2 685,73	0,5	110,62464	0,5	**2420**
2517 В3	0,19607	183,15	72,580	2,523	13,01	0,5	0,79322	0,5	**3002**
N21-02-3	0,22022	56,76	14,874	3,816	20,72	0,5	1,23243	0,5	**3122**
2517 И	0,21112	79,76	30,180	2,643	13,61	0,5	0,78869	0,5	**2852**
Модельные возрасты вычислены для первичного отношения 187Os/188Os = 0.1262									

По образцам, отобранным из массивных колчеданных руд, Re-Os методом получен модельный возраст. Колчеданные руды Климовского участка на 90% представлены в основном пирротиновыми рудами, в которых выявлена последовательность образования разных генераций пирротина. Возраст, полученный по валовым пробам, представлен в Таблице, из которой следует, что минимальный возраст составляет 2123 млн. лет, а максимальный – 3122 млн. лет. В этом интервале среди пяти изученных проб получены возраста 2420, 2852, 3002 млн. лет. По изохроне рассчитан усредненный модельный возраст массивных колчеданных руд Климовской рудной зоны, который отвечает рубежу 2417± 17 млн.лет. Предполагается, что массивные колчеданные руды, связанные с зонами развития метасоматитов Беломорской подвижной зоны, имеют магматическое происхождение и сформировались за счет полиэтапных процессов, главным образом, под влиянием сумийско-сариолийской фазы складчатости.

Литература

1. *Ахмедов А.М., Шевченко С.С., Симонов О.Н. и др.,* Новые типы проявления комплексной благороднометальной минерализации в зеленокаменных поясах позднего архея Карело-Кольского региона. В кн.: Геология и геодинамика архея, СПб, Наука, 2005, 711 с.

2. *Халенев В.О., Астафьев Б.Ю., Шевченко С.С. и др.* Возраст благороднометальной минерализации в породах Чупинского сегмента Беломорского подвижного пояса (Карелия). В кн.: Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма (Тез. докл.). М., ИГЕМ, т. 2, 2006, с. 374-378.

Методические особенности классификации месторождений облицовочного камня

Шеков В.А., Иванов А.А.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск

Геологическое изучение недр в конечном плане ставит перед собой целью выявление новых месторождений полезных ископаемых, призванных удовлетворить требования промышленности и общества в целом. И, если на первоначальной стадии – стадии фундаментальных геологических исследований допускается научная трактовка различных процессов и появление различных точек зрения на те или иные геологические процессы и их результаты, то прикладная геология должна быть ориентирована на более объективный результат, который позволит проводить уже экономическую оценку последствий отработки того или иного месторождения.

В связи с этим существует значительное количество нормативной геологической документации, призванной унифицировать информацию о геологических комплексах с целью организации единого подхода к оценке такого рода объектов. Особенно это важно для собственника недр, который хочет иметь разностороннюю информацию, выбирая наиболее эффективный путь своего развития. Такая ситуация была наиболее характерна во времена существования бывшего Советского Союза, когда недра фактически принадлежали государству, которое и осуществляло за ними контроль. Это привело к появлению большого количества нормативных документов по каждому виду полезного ископаемого, что позволяло классифицировать все месторождения по компонентному составу, его запасам, ресурсам, условиям отработки и так далее. Такой подход был достаточно эффективен, потому что уже на ранней стадии, относя месторождение к тому или иному типу, можно было охарактеризовать его экономические перспективы, возможности его использования, принимая во внимание укрупненные показатели его отработки по аналогии с другими месторождениями, относящимися к тому же классу.

В зарубежной практике существовала похожая практика, но она была основана на совершенно других отношениях собственности, и требования к геологической документации не регламентировались государством, а устанавливались внутрикорпоративно для разного рода экономических оценок собственной инвестиционной деятельности на основании требований рынка или, в настоя-

щее время, различных регламентов. При этом существовало немало научных и практических разработок, что давало тогда и дает сегодня возможность использования общепринятых методик по оценке полезных ископаемых, предложенных различными научными и производственными геологическими организациями. В дальнейшем они нашли свое применение в регламентах, действующих по отношению к различным видам полезных ископаемых.

В промышленности строительных материалов геологическое изучение месторождений строительного и облицовочного камня в нашей стране определялось несколькими документами [1, 2], которые практически без изменений в новой редакции используются и в настоящее время [3, 4, 5].

В соответствии с рекомендациями [5] весь строительный камень делится на штучный и рваный камень. К первому относят все виды камня, используемые для производства штучных изделий, ко второму – дробленый камень, используемый в качестве наполнителя в бетоны или для отсыпки оснований различных сооружений. Такое деление строительного камня не очень корректно отражает терминологию, поскольку облицовочный камень в разной фактуре, фигурные и промышленные каменные изделия (валы, жернова, бегуны) получают, как правило, из блоков различной формы. То есть в основе лежит блок. А все остальные продукты, в том числе штучные и колотые изделия, за исключением плитняка, являются производными от блоков различного размера. По-видимому, было бы правильно называть эту группу строительного камня блочным камнем.

Классификация запасов месторождений [4] подразделяет все месторождения на 4 группы – первая включает месторождения простого геологического строения с устойчивой мощностью, вторая - сложного геологического строения с крупными телами и невыдержанным качеством полезного ископаемого, третья – месторождения сложного геологического строения средних и мелких размеров и четвертая – месторождения мелкие, сложного строения. Как правило, месторождения блочного камня попадают в первую группу.

Необходимо учитывать, что месторождения блочного камня, чаще всего, имеют небольшие размеры – несколько гектаров, а полезным продуктом является блок как таковой, определяемый, в основном, системами генетических и тектонических трещин на выделенном участке. Месторождения промышленных минералов и других твердых полезных ископаемых оцениваются по совершенно другим принципам - характеризуются геостатистическим распределением полезного минерала (минералов) в горной породе, что практически исключает возможность сложно методически сопоставлять месторождения двух этих типов, поскольку полезный продукт отличается по виду его учета – минеральный состав и способы их извлечения, либо просто извлечение различных кусков (блоков), где минеральный состав и его взаимоотношения влияют всего лишь на физико-механические и декоративные свойства облицовочного камня.

Следует иметь в виду и современные методы извлечения блоков. Они основываются прежде всего на учете взаимоотношений систем трещин в массиве.

Отсутствие регламентов по блочному камню как следствие приводит к тому, что по настоящее время продолжает использоваться устаревшая нормативная документация, не отражающая требований рынка, а особенно мирового.

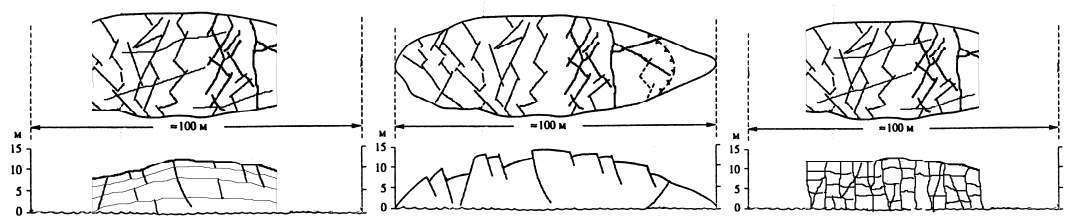
Для изверженных горных пород в Институте геологии КарНЦ РАН предложена классификация месторождений [6], основанная на выделении типов массивов, обусловленных их генезисом и тектонофизическим состоянием. Принимая во внимание, что геологические особенности формирования массива определяют набор генетических трещин, а тектонофизические процессы обуславливают появление наложенной нарушенности, за основу взяты интегральные показатели трещиноватости массива. При этом в качестве прогнозных признаков могут быть использованы структурные и текстурные особенности горной породы, которые определяют набор генетических трещин вкупе с направлениями главных осей нормальных напряжений в массиве, которые определяют набор тектонических трещин.

Классификация месторождений

Диаграммы трещиноватости, построенные по замерам в трех плоскостях массива, в большинстве случаев хорошо отражают интегральную трещиноватость массива, но совершенно не учитывают их генетических особенностей, что не позволяет классифицировать месторождения по этому

признаку. При этом, замеры, выполненные с поверхности и вовсе не отражают достоверно реальную картину.

В работе [6], предложена генетическая классификация месторождений блочного камня, основанная на учете четырех вариантов ориентации главных осей нормальных напряжений.



А) Б) В)

Классификация месторождений блочного камня с учетом генетических и тектонофизических факторов. (А – преимущественно пологая трещиноватость, Б – преимущественно вертикальная трещиноватость, В – смещанная трещиноватость

Важной особенностью такого подхода является понимание того, что параметры трещин, наблюдаемые с поверхности, во многих случаях не позволяют относить месторождения к тому или иному типу. Это можно наблюдать на примере месторождений типа А, где основную фактуру месторождения определяют параметры трещины в слое, а не их пересечение с поверхностью. Этот факт свидетельствует еще и о том, что поверхностное изучение элементов залегания трещин не всегда позволяет получить достоверную картину трещиноватости массива.

Классификация месторождения блочного камня с учетом тектонофизических факторов

Тип месторождения	Тектонофизическая характеристика	Характер трещин
Тип А. Главным образом, пологая система трещин	Откол при горизонтальном сжатии, трещины, обусловленные литостатическими нагрузками	Преобладают горизонтальные генетические трещины, вертикальные трещины в небольшом количестве
Типы Б. Преимущественно вертикальная система трещин	Трещины при сдвиге, сбросе и других вертикальных или крутопадающих движениях	Преобладают вертикальные разноориентированные тектонические трещины, а горизонтальные представлены незначительно.
Тип В. Смешанная система трещин	Смешанный тип трещиноватости, включает в себя признаки предыдущих типов	Представлены горизонтальные трещины с ярко выраженным наложением вертикальных разноориентированных тектонических трещин

Месторождения различного типа, указанные в классификации, на практике имеют свои особенности при применении соответствующей технологии их отработки. Это позволяет учесть экономические преимущества отработки карьера уже при оценке месторождения на стадии его геологического изучения. Так, месторождения типа А наиболее предпочтительны для разработки, поскольку позволяют получать блоки значительных размеров и отрабатывать их наиболее эффективным и производительным способом. Месторождения типа Б менее технологичны, поскольку на практике отрабатываются методом горизонтальной подсечки и не всегда позволяют получать крупные блоки. Высокая декоративность камня может повысить эффективность разработки такого месторождения за счет увеличения стоимости готового блока. Наименее предпочтительны месторождения типа В, которые могут разрабатываться ли-

бо для получения мелких блоков и производства мелкоразмерных штучных изделий, либо при наличии уникального камня, конечная цена которого сможет оправдать их разработку.

Таким образом, при использовании такой классификации, каждому типу месторождения будет соответствовать и своя система отработки месторождения, что уже на стадии изучения месторождения может дать необходимую характеристику по его дальнейшему использованию. Необходимо адаптировать методическую базу для геологического изучения месторождений блочного камня, не только с позиций современных требований промышленности, но и мирового рынка.

Литература

1. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Москва, (утверждена Постановлением Совета Министров СССР от 30.11.81, № 1128).

2. Инструкция по применению Классификации запасов к месторождениям строительного и облицовочного камня. М., 1984, 36 стр. (ГКЗ при Совете Министров СССР).

3. Положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые). М., 1998, 26 стр. (ВИЭМС). (Утверждено распоряжением МПР РФ от 03.02.1998, № 16-р).

4. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М., 1997, 16 с. (ГКЗ МПР РФ) (Утверждена приказом Министра природных ресурсов РФ 07.04.1997 № 40).

5. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (строительного и облицовочного камня). М., 2007. (Приложение 37 к распоряжению МПР России от 05.06.2007 № 37-р).

6. Типы месторождений блочного камня по характеру трещиноватости. *Шеков В.А., Иванов А.А.* // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 232-237: ил.8. Библиогр.

Петрология и минерагения позднеархейских синтектонических метасоматитов в Северо-Карельской шовной зоне

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, e-mail: bivrmyrzb@mtu-net.ru

Синтектонические метасоматиты, сформированы в позднем архее в Кукасозёрском сегменте Северо-Карельской шовной зоны. Северо-Карельская шовная зона представляет пограничную структуру между Беломорским и Карельскими микроконтинентами (рис. 1).

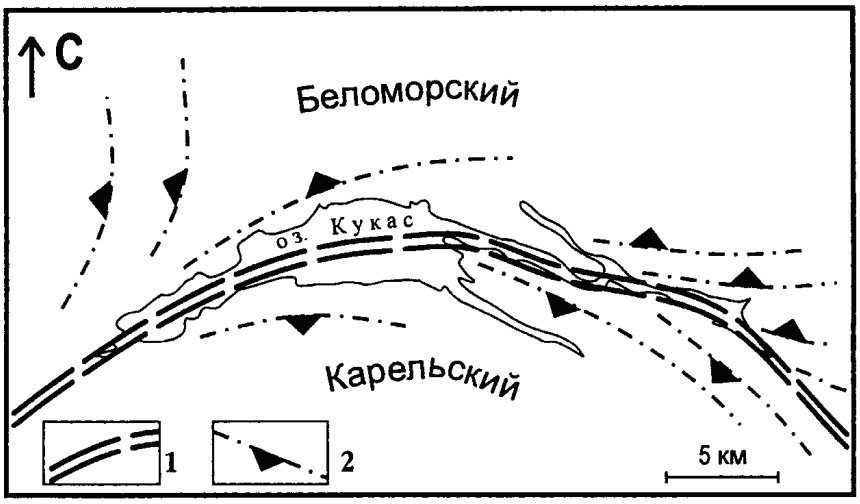


Рис.1. Конвергентная складчатая структура Кукасозерского сегмента Северо-Карельского пояса (стадия Ds^2) [1]. 1 - коллизионная сутура; 2 - оси складок, бергштрихами показано падение осевых поверхностей.

Таблица 1. Последовательность и условия формирования синтектонических метасоматитов.

Стадии	Условия	Ассоциации минералов	$T_{град}$	$P_{кбар}$
Деформационная	Сдвигово-надвиговые деформации на регрессивнм этапе развития эндогенной системы в разломной межблоковой (шовной) зоне. Дискретная локализация тектонитов, Поступление глубинных флюидов.	Роговая обманка, гранаты, дистен, мусковит, ильменит	550-610	≥8
Динамотермальная флюидная	Дегазация в виде мантийных струй. Восстановительные флюиды. Интенсивный высокоглинозёмистый метасоматоз	Гранаты, ставролит, дистен, биотит, мусковит, хлорит турмалин, графит	от 600-650 до 650-700	4-6
Динамотермальная регрессивная	Активная роль пластических деформаций при падении температуры метасоматических процессов	Мусковит, хлорит, кварц, клиноцоизит	500	<5
Фильтрационная	Движение кремнистых флюидов в деформационно-проницаемых зонах вмещающих пород. Частичное или полное метасоматическое замещение исходных пород новообразованными ассоциациями минералов. Метасоматические слои и жилы слюдистых кварцитов.	Кварц, мусковит, халькопирит	200-350	2-4

Метасоматиты залегают в зоне долго живущего глубинного разлома в крутозалегающих (70 -75^{o}) моноклинально сжатых слоях с продольными и диагональными сдвигово-надвиговыми разрывами. Метасоматиты локально приурочены к апикальным частям малых (4 м. в поперечнике) складок запрокинутых к северу и северо-востоку. Комплекс синтектонических высокоглинозёмистых метасоматитов сформирован за счёт полосчатых кристаллосланцев, в свою очередь образованных по пакетам параллельных даек островодужного типа, если судить по палимсестовым структурам. Палимсетовыми структурами зафиксированы зоны закалки и разноразмерные центральные части извилистых и дугообразных полудаек. В преддуговых бассейнах вероятно сформировались флишоидные комплексы, которые в ходе метаморфических изменений амфиболитовой фации сохранили ритмичное строение, характерное для турбидитов. Эти комплексы с севера - северо-востока примыкают к одинаково метаморфизованным плагиогнейсам. Их положение в какой-то мере может маркировать пограничную область островная дуга-желоб [6]. Изучение показало, что метасоматиты полистадийно формировались в зоне разноглубинных сдвигово-надвиговых деформаций на регрессивном этапе развития эндогенной системы, возможно в субдукционной зоне при интенсивной фильтрации глубинных восстановительных флюидов предположительно в позднеребольский этап тектогенеза. Взрывоподобный выброс глубинных флюидов декомпрессионной природы в присдвиговых зонах растяжения прогнозирует Е.Н.Терехов [4]. В условиях амфиболитовой фации динамотермального метаморфизма (T=550-610^{o}C, P=5-8 кбар) формировались высокоглинозёмистые стресс минералы: дистен, ставролит, гранаты, мусковит политипа $2M_1$. Гранаты представлены альмандином с переменным содержанием пироповой молекулы, от 16,5 до 42,3% в прямой зависимости от степени метасоматических преобразований. Характерен также высокоалюминиевый (алюминий больше 2,5 ф.е.) хлорит. Плагиоклазы представлены андезином (33-36An%). Привнос алюминия мог осуществляться только восстановительными флюидами. Струйное движение флюидов с инертным алюминием, а также с Mg, Fe, Si зафиксировано в текстурных особенностях крупно-гигантокристаллических гранатовых метасоматитов. Активная фильтрация флюидов способствовала интенсификации тектонических движений, в том числе шарьяжеобразованию без изменения напряженного состояния пород, без повышения давления (табл. 1). За счёт флюидного давления оправдано образование запрещённого в условиях амфиболитовой фации высокоалюмиевого хлорита. Специфический состав в синтонических метасоматитах имеют роговые обманки. Они отличаются высоким содержанием ионов Al, скоординированных преимущественно в октаэдрических позициях ленточной структуры амфиболов. Это позволяет с использованием барометра

Б.Лика говорить о повышенных давлениях в условиях нижней ступени амфиболитовой фации [5]. Результаты исследований свидетельствуют, что метасоматические преобразования исходных пород связаны с локальным флюидно-термальным воздействием на эти породы (при участии востановительных флюидов) в связи со сдвигово-надвиговыми деформациями, проявленными в зоне глубинного разлома, возможно маркирующего зону субдукции. В этом случае за современный аналог таких процессов можно принять динамотремальный метаморфизм высоких давлений и биметамоматоз в предостроводужной зоне примитивной Марианской островной дуги, связанные с подъёмом мантийного серпентинитового диапира (рис. 2). Взрывоподобный выброс восстановительных флюидов при подъёме хрупко -пластческого глубинного диапира прогнозирует Е.Н.Терехов [4]. В режиме быстрого высокотемпературного сгорания восстановительных газов, что характерно для архейской истории Земли, формировались дисперсные частицы графита, присутствующие в синтектонических метасоматитах. Тепло и часть флюидов вероятно были продуцированы магмой предостроводужных толеитов, о чем свидетельствует привнос Mg в синтектонические метасоматиты. В пограничной гранулит-гнейсовой области формировались анортозит-габброноритовые комплексы, становление которых связано с процессами надвига в зоне разлома, разделяющего крупные блоки позднеархейской коры с различной историей развития [2, 3].

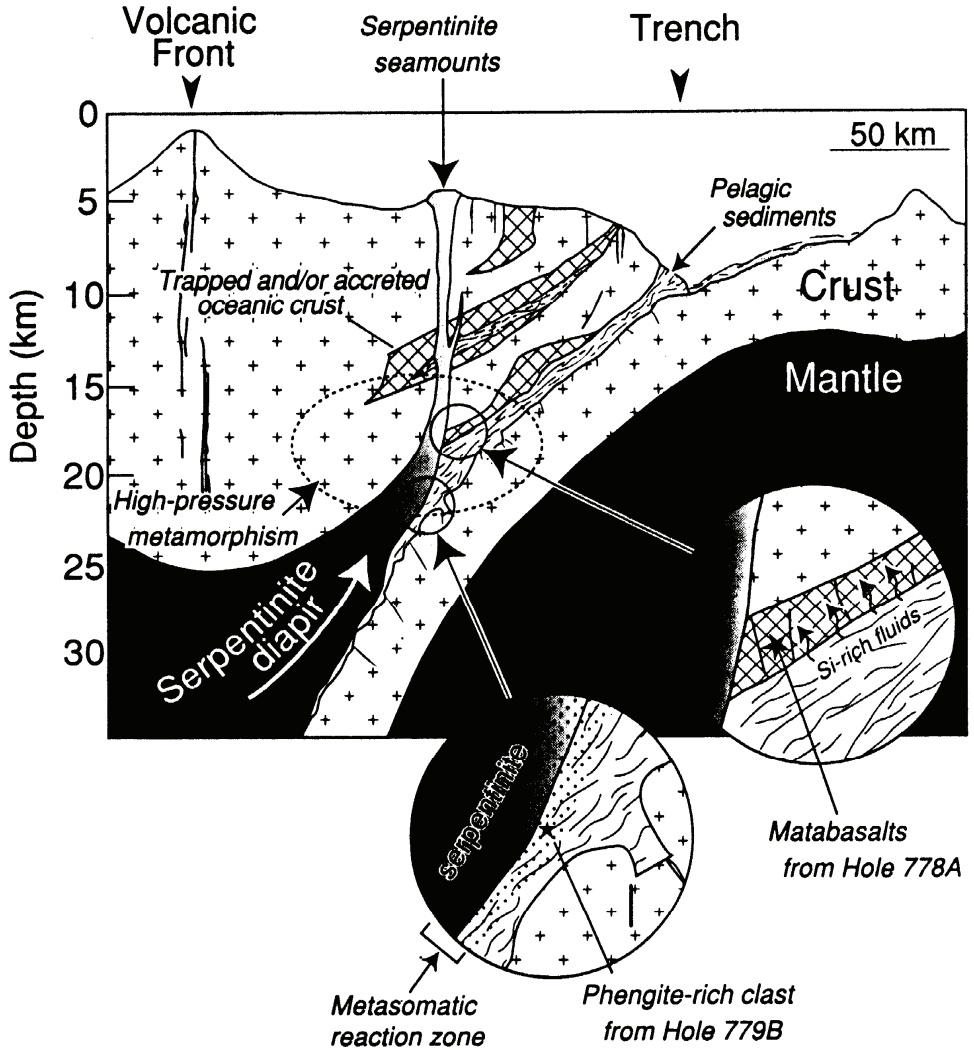


Рис.2. Схематический профиль, показывающий строение системы Марианская дуга-желоб (Maeckawa H. et. al., 2001).

Таблица 2. Содержание окислов (%мас.) и ионов ильменита [3(O)] и магнетита [4(O)] по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	0.13	0.00	0.02	0.24	0.03	0.11	0.09	не опр.
Al_2O_3	0.14	0.00	0.04	0.13	0.09	0.08	0.07	не опр.
TiO_2	51.16	51.03	0.05	52.34	53.30	53.02	50.72	54.02
FeO	44.03	44.05	92.89	45.05	44.50	44.88	44.80	43.95
MnO	3.44	0.00	0.05	0.02	0.08	0.09	0.06	0.13
MgO	0.24	0.00	0.03	0.73	0.04	0.06	0.05	2.42
Cr_2O_3	0.17	0.00	0.08	0.03	0.03	0.02	0.02	0.20
Сумма	99.31	95.08	93.16	98.53	98.07	98.26	95.81	100.72
Ti	1.00	1.01	0.00	1.00	1.02	1.02	1.01	1.00
Fe^{2+}	0.90	0.97	0.98	0.95	0.95	0.96	0.98	0.90
Fe^{3+}	нет	нет	1.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.07	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
Cr	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	1.98	1.98	2.95	1.98	1.97	1.98	1.99	1.99

Примечание. Минералы: 1-2 и 4-8 – ильмениты, 3 – магнетит. Породы: 1 – плагиогнейсы, 2, 4-8 – синтектонические метасоматиты, 3 – тронъдъемиты. Суммарное железо представлено в форме FeO. Разделение на Fe^{2+} и Fe^{3+} исходя из теоретического состава.

Таблица 3. Содержание элементов (%мас.), атомные (2 S) и мольные пропорции в сульфиде синтектонического метасоматита по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	Fe	Cu	S	Сумма	Fe^{2+}	Cu	S	Сумма	$CuFeS_2$
Содержание	32.70	29.61	31.92	92.04	0.58	0.46	1.00	2.04	100

Черные рудные компоненты в синтектонических метасоматитах представлены ильменитами, которые наследуют, в основном, состав ильменитов исходных пород, в частности плагиогнейсов (табл. 2). Отличие составов рудных компонентов состоит в том, что ильмениты синтектонических метасоматитов в ряде случаев имеют более высокое содержание TiO2 и низкое MnO (см. табл. 2). Образование Fe-Cu сульфидов в синтектонических метасоматитах связано с заключительной стадией флюидодвижения в шовной зоне. Плотные преимущественно кремнезёмистые флюидные потоки способствовали гидротермально-метасоматическому преобразованию синтектонических метасоматитов (см. табл. 1). Сульфиды представлены халькопиритом (табл. 3). Халькопирит развивается по крупным зёрнам и порфиробластам (до 5 – 8 см) альмандина и образует гнездовидные и прожилковые скопления в основной массе породы. Вкрапленное гнездовидно-прожилковое оруденение и рассеянные зёрна халькопирита характерны также для новообразованных мусковит-кварцевых слоёв и жил (см. табл. 1). Образование этих слоёв и жил связано с внедрением субвулканических тел риолит-дацитов в заключительный этап магматизма в шовной зоне.

Литература

1. *Бабарина И.И.* Стадии формирования Кукасозёрского сегмента Северо-Карельского пояса Бальтийского щита //Тектоника, геодинамика и процессы магаматизма и метаморфизма. М.:ГЕОС, 1999. С. 54-58.

2. *Богатиков О.А., Шарков Е.В., Суханов М.К.* Анортозиты докембрия//Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. С. 240-277.

3. *Богданова С.В., Лобач-Жученко С.Б., Марков М.С., Симон А.К., Богатиков О.А.* Магматизм и геодинамика древних структур Земли//Магматические горные породы, Эволюция в истории Земли. М.:Наука, 1987. С. 146-172.

4. *Терехов Е.Н.* Структурные закономерности размещения и геохимические особенности метасоматитов эпохи эксгумации беломорского комплекса//Беломорский подвижный пояс и его аналоги. Матер, научн. конф. Петрозаводск.: ин-т КарНЦ РАН, 2005. С. 300-302.

5. *Leake B.E.* The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles //Amer. Miner. 1965 b. Vol. 50, № 7/8. 2. P. 843-851.

6. *Maekawa H., Yamamoto K., TeruakiJ., Ueno T., Osada Y.* Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions//Bull/Eanhq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P. 355-366.

СОДЕРЖАНИЕ

Аксаментова Н.В., Жмодик С. М., Агафонов Л. В. Благороднометалльная минерализация в ультрамафитах кристаллического фундамента Беларуси……. 5

Ахмедов А.М., Шевченко С.С., Давыдов П.С., Клюев Н.К. Благородные металлы в колчеданных рудах Беломорской и Аллареченской структурных зон (Карело-Кольский регион)……... 8

Балуев А.С., Терехов Е.Н. Процессы растяжения и рудогенез в докембрии……... 11

Бискэ Н.С. Природные коксы в залежах максовитов (Карелия, Заонежский полуостров)…….. 15

Богатиков О.А., Ларионова Ю.О., Носова А.А., Самсонов А.В., Шарков Е.В. Минерагения докембрия севера Восточно-Европейской платформы……... 18

Богачёв В. А., Иваников В. В., Сергеев С. А. U-Pb SHRIMP-датирование рудоносных гранитов Лобашского молибденового месторождения (Северо-Восточная Карелия)…….. 22

Бойко П.С. Петрохимические особенности породных ассоциаций золотухинского комплекса КМА в связи с оценкой его формационной принадлежности и металлогенической специализацией……... 25

Бурцев И.Н., Войтеховский Ю.Л., Щипцов В.В. Особенности минерагении промышленных минералов Севера Европейской части России…….. 30

Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Волошин А.В., Шпаченко А.К., Басалаев А.А., Савченко Е.Э. К минералогии золота на Кольском полуострове…….. 34

Волков А.В., Сидоров А.А., Алексеев В.Ю. О роли кратонных террейнов в металлогении окраинноморской литосферы (на примере Северо-Востока России)…….. 37

Володичев О.И., Кулешевич Л.В. Сдвиговые зоны: формирование, метаморфогенно-метасоматические преобразования и рудоносность (ранний докембрий Фенноскандинавского щита)…….. 41

Вревский А.Б., Турченко С.И. Особенности формирования сульфидно-никелевых и платиноносных (Ni-PGE) руд в архейских провинциях……... 45

Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Метаморфический контроль рудных месторождений (на основе новой карты метаморфизма Карело-Кольского региона)…… 49

Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. Минерагения благородных металлов докембрия Карелии……... 51

Голубев А.И., Щипцов В.В., Михайлов В.П. Основные минерагенические события Карельского региона (восточная часть Фенноскандинавского щита) и их следствия……... 56

Гончарова Л.В. Структурно-вещественные критерии прогнозирования сульфидно-медно-никелевых руд в условиях закрытого региона на примере Астаховско-Большемартыновского рудного района (ВКМ)……. 59

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Минерагения северо-западной зоны Фенно-Карельского кратона……... 63

Грановский А.Г., Зеленщиков Г.В. Этапы геологического развития и особенности минерагении докембрийских комплексов юга Восточно-Европейской платформы (территория Ростовской области)……..... 66

Гроховская Т.Л., Тевелев А.В., Носик Л.П. Процессы формирования платинометальной минерализации в массиве Мончетундра, Кольский полуостров……. 68

Гусева Н.С. О рудной минерализации Панозерского санукитоидного комплекса (Центральная Карелия)……... 72

Дюжиков О.А., Горбунов Г.И., Шарков Е.В. Докембрийские рудоносные комплексы Карело-Кольского региона ……. 75

Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р. Масс-спектрометрическое определение РЗЭ в сульфидах и Sm-Nd датирование сульфидсодержащих пород базитовых интрузивов……. 77

Зеленщиков Г. В., Зайцев А. В. Металлогеническое районирование докембрия Ростовской области……... 81

Земцов В.А., Кулешевич Л.В. Геолого-геофизические критерии выделения палеопротерозойских базит-гипербазитовых интрузий и связанное с ними оруденение (на примере проявления Травяная Губа в Северной Карелии)…….. 83

Зозуля Д.Р. Архейские литосферные кили и перспективы алмазоносного магматизма Северо-Востока Балтийского щита…….. 87

Иващенко В.И. Золотоносность архея и протерозоя Фенноскандинавского щита – проблемы и перспективы……... 91

Казанский В.И. Разработка глубинных моделей рудных районов, расположенных на древних щитах: от поверхностных структур к разделу кора – мантия……..... 95

Кнауф В.В., Гусева Н.С., Иванченко В.Н. О новом генетическом типе платинометальной минерализации в мафит-ультрамафитовых массивах Мончегорского рудного района…….. 100

Ковалев С.Г. Позднедокембрийская металлогения западного склона Южного Урала и ее связь с геодинамическим развитием региона…… 103

Ковалевский В.В., Галдобина Л.П., Лазарева Т.Н., Чаженгина С.Ю. Гиперфуллереновое углеродистое вещество в шунгитовых породах Онежской структуры (Карелия)……. 106

Колесов С.В., Кузин А.М., Кондрашков В.В. Совершенствование методики прогнозирования рудной минерализации по данным высокоразрешающей сейсморазведки…….. 110

Колодяжный С.Ю. Сквозные структурные парагенезы фундамента и чехла северо-восточной части Восточно-Европейской платформы…….. 113

Кондрашова Н.И. Основной магматизм и благороднометальное оруденение Ялонварской структуры (Северное Приладожье)…… 117

Корсаков А.К., Федчук В.Я., Межеловский А.Д. Металлогения зеленокаменных поясов разных генетических типов……. 121

Криволуцкая Н.А., Смолькин В.Ф. Проблемы происхождения “друзитового комплекса“ на примере массивов центральной части Беломорского подвижного пояса……... 123

Крупенин М.Т. Модели формирования стратиформных месторождений в верхнедокембрийских интракратонных депрессионно-рифтогенных бассейнах ……. 126

Кудряшов Н.М., Галкин Н.Н. Возраст кварцевых порфиров и диоритов месторождений золота зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров): U-Pb данные по циркону…….. 128

Кузнецов В.С. Новые данные о распределении благородных металлов в межрудных сланцах курской серии КМА (Центральная Россия)……... 131

Кузовенко А.И., Жуковский В.И., Мальченко Е.Г. Особенности минерагении докембрия Кокшетауского срединного массива (Казахстан)…….. 133

Кулешевич Л.В. Генетические и рудно-формационные типы золотого оруденения Карелии... 137

Кулешевич Л.В. Золотое оруденение в докембрийских щитах Земли (рудный потенциал и методические аспекты изучения золота в докембрии)……. 141

Кулешевич Л.В., Голубев А.И., Лавров О.Б. Палеопротерозойские золотосодержащие месторождения и проявления меди Карелии …… 145

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Геофизические свидетельства проявлений докембрийского магматизма на Севере Русской плиты…… 149

Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Минералогия руд и околорудных метасоматитов месторождения Воронов Бор, Карелия……. 153

Ланда Э.А. Источники рудного вещества в докембрии (проблемы их эволюции)…… 157

Левицкий В.И., Левицкий И.В. Минерагеническая типизация Присаянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы……. 158

Левицкий И.В., Левицкий В.И. Железистые кварциты гранулитовых и зеленокаменных комплексов юга Восточной Сибири …….. 162

Леонов М.Г. Современные парадигмы структурной геологии и некоторые проблемы минерагении докембрия …….. 165

Лихачев А.П. О причинах и условиях проявления минерагенических процессов в докембрии и в последующее время ……... 169

Макагон В.М. Особенности минерагении Вишняковского поля комплексных петалитовых пегматитов (Восточно-Саянский пегматитовый пояс)……. 172

Митрофанов Ф.П., Войтеховский Ю.Л., Баянова Т.Б. Особенности исследований раннедокембрийской металлогении Кольско-Лапландско-Карельской провинции Балтийского щита ……... 175

Негруца В. З. Историко-геологические закономерности минерагенической эволюции Докембрия Северо-Запада России ……... 179

Нечеухин В. М. Минерагения тектоно-геодинамических элементов докембрия эпикратонных и эпиокенических систем Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии…….. 182

Нилов М.Ю., Кулешевич Л.В., Юдин С.Н. Геологическое строение и оруденение приграничных площадей Западной Карелии и Финляндии…… 185

Носова А.А., Кононова В.А. , Самсонов А.В. , Ушков В.В. Докембрийские кимберлиты Восточно-Европейского кратона ……..... 189

Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Геодинамические обстановки образования, трансформации и минерагения Уфалейского докембрийского амфиболит-гнейсового комплекса (Средний Урал)…… 193

Eilu Pasi, Корсакова М.А. и рабочая группа FODD. Карта полезных ископаемых Фенноскандии (международный проект FODD)……... 196

Петров Г.А., Маслов А.В. Новые данные по минерагении неопротерозойских углеродистых сланцев Центрально-Уральского поднятия на Среднем и Северном Урале ……. 198

Понамарева М.М., Боброва Е.М. Некоторые черты сходства и различия углеродсодержащих сланцев зеленокаменных поясов КМА (на примере Старооскольского и Михайловского железорудных районов Центральной России) …….. 201

Путинцева Е.В., Житникова И.А., Полякова Е.И., Зеленецкий Д.С., Жданова Л.А. Оценка перспектив алмазоносности Карелии (по результатам ГМК-500) ……. 203

Пыстин А. М., Пыстина Ю.И., Генералов В.И., Потапов И.Л. Новый тип золото-платинометального оруденения на Полярном Урале……... 205

Резникова О.Г. Морфогенетические типы сульфидных минералов железистых кварцитов Стойленского месторождения (КМА) в связи с оценкой их золото-платиноносности …… 208

Рожкова Н.Н. От стабильной водной дисперсии графеновых фрагментов к вариации текстурных характеристик шунгитового углерода …….. 212

Розен О.М. Становление древних кратонов, первые осадочные бассейны и особенности их металлогении……. 217

Ройзенман Ф.М. Условия образования и высокоточный прогноз метаморфогенных месторождений …… 217

Ручьев А. М. Структурно-парагенетический анализ при исследовании процессов минерагенеза в условиях сдвиговой деформации…….. 220

Ручьев А. М. Особенности структуры свекофеннских рудо-, пегматитоконтролирующих зон сдвиговых дислокаций в гнейсах чупинской толщи (беломорский комплекс пород Балтийского щита)…….. 224

Ручьев А. М. Пегматитогенез при аллохимическом стресс-метаморфизме парагнейсов беломорского комплекса Балтийского щита (на примере Лоушского пегматитового поля)….. 228

Ручьев А. М., Терновой А. Н. Благородные металлы в цирконах – объективная предпосылка прецизионного изотопного датирования рудных процессов в беломорском комплексе пород Балтийского щита……. 232

Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Ручьев А.М., Носова А.А. Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских гранит-зеленокаменных поясах Карельского блока……..... 235

Свириденко Л.П. Рудно-магматические системы гранитоидного магматизма Карелии…… 239

Селиванова Е.В. Геологическое строение и рудоносность Новоселковского габброидного массива (Беларусь)……... 240

Слабунов А.И., Кулешевич Л.В. Состав архейских колчеданов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита как отражение геодинамических условий их формирования……. 243

Смирнова Н.Л. Локальные границы……. 246

Степанов В.С., Степанова А.В., Сафронов А.Н. Сульфидная и акцессорная минерализация интрузива Юдомнаволок – Кузема, Западное Беломорье …….. 250

Ткачев А.В. Важнейшие эволюционные тенденции в минерагении гранитных пегматитов от раннего докембрия до кайнозоя…….. 252

Ткачев А.В. Принципиальные черты эволюции глобальной металлогении Земли ……. 257

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Новый подход к истории развития структур раннего протерозоя Карельского геоблока и их металлогении……. 260

Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Ткачев А.В., Черкасов С.В., Байи Л., Оже Т., Кошери А. Новые данные о возрасте и благороднометалльном оруденении Бураковской расслоенной интрузии (Карелия)…….. 265

Турченко С.И. Изотопно-геодинамические предпосылки формирования платинометально-никелевых месторождений раннего докембрия (3.8-1.7 млрд. лет)…… 270

Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Первунина А. В. Особенности геологического строения юго-западной части Максовского месторождения (новые данные)……. 273

Филиппов Н.Б., Лахтинен Р., рабочая группа FENGOT. Фенноскандинавский золоторудный трансект (международный проект FENGOT)……..... 276

Хазов Р.А. Металлогенические эпохи Фенноскандинавского щита……... 278

Холоднов В.В. Магматизм и условия формирования разноглубинных рифтогенных титаномагнетит-ильменитовых месторождений Южного Урала (средний рифей)……... 282

Чернышов Н.М. Стратиформный тип золото-платинометаллного оруденения в докембрийских железорудных месторождениях-гигантах КМА……. 285

Чернышова М.Н. Роль даек в формировании сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудообразующих систем ……. 290

Чувардинский В.Г. Новый щелочной массив в северо-западной части Кандалакшского грабена ……... 294

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Металлогения двух крупнейших раннепалеопротерозойских расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов Балтийского щита ……. 295

Шевченко С.С. Минералого-геохимические особенности благороднометальных метасоматитов Беломорской подвижной зоны (Северная Карелия) …….. 299

Шевченко С.С. Возрастные рубежи формирования колчеданных руд в зеленокаменных образованиях Беломорской подвижной зоны ……... 301

Шеков В.А., Иванов А.А. Методические особенности классификации месторождений облицовочного камня ……... 302

Юркова Р.М., Воронин Б.И. Петрология и минерагения позднеархейских синтектонических метасоматитов в Северо-Карельской шовной зоне …….. 305

Научное издание

МИНЕРАГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

Материалы Всероссийской конференции
Петрозаводск, 11–13 ноября 2009

Печатается по решению
Ученого совета Института геологии Карельского научного центра РАН

Печатается в авторской редакции

Сдано в печать 20.10.09. Формат 60X84$^{1}/_{8}$. Гарнитура Times. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 34. Усл.-печ л. 36,6. Изд. № 57. Тираж 300. Заказ 826

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50