

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-Иломанси-Тулос, геологические фрагменты которого в настоящее время картируются в приграничной полосе Карельской гранит-зеленокаменной и Свекофеннской складчатой областей (рис. 1).

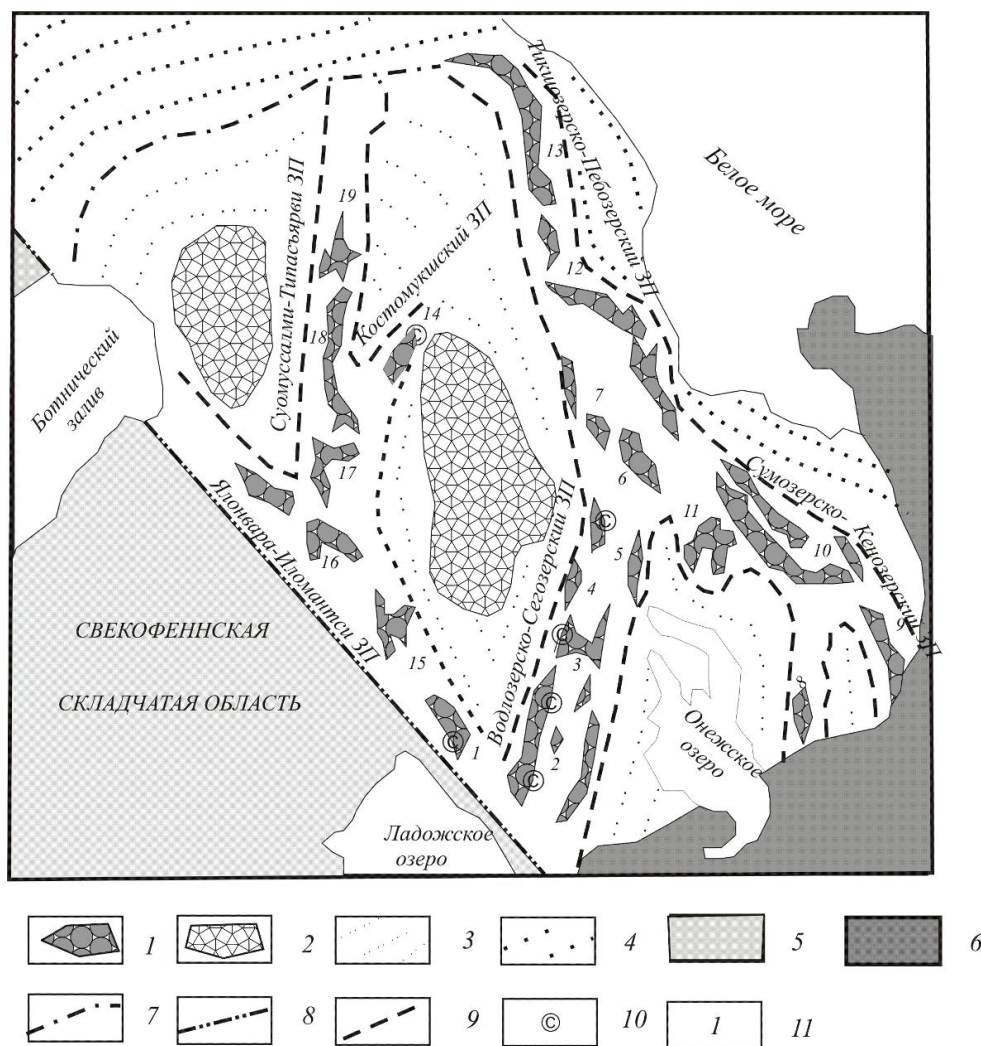


Рис. 1. Пространственное положение Ялонварской структуры в современной структуре Балтийского щита.

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 – Пибозерская, 13 – Тикшозерская, 14 – Костомукшская, 15 – Иломанси, 16 – Ипатти, 17 – Типасъярви, 18 – Кухмо, 19 – Суомусалми

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 (вулcano-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 порфиридных 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) порфиривого 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 метавулканиды 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 вулcano-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		обломки в лавобрекциях	Протерозойского возраста		архейского возраста (Ялонварской ВПА)		
	ял13г	ял10б	ял10д	ял10е	яло3	яло1	ял18	ял10	ял32	0588-3	ял100-9	ял15а	ял126	ял73	ял76а	ял10в	ял64
SiO ₂	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
TiO ₂	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
Al ₂ O ₃	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
Fe ₂ O ₃	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
Na ₂ O	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
K ₂ O	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
P ₂ O ₅	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 лавобрекчиях не отмечалось).

MgO - mg

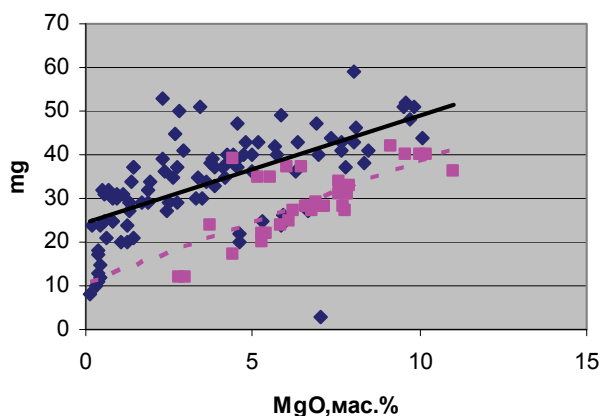


Рис.2. Зависимость магниевого показателя от содержания окиси магния для образований Ялонварской структуры.

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.

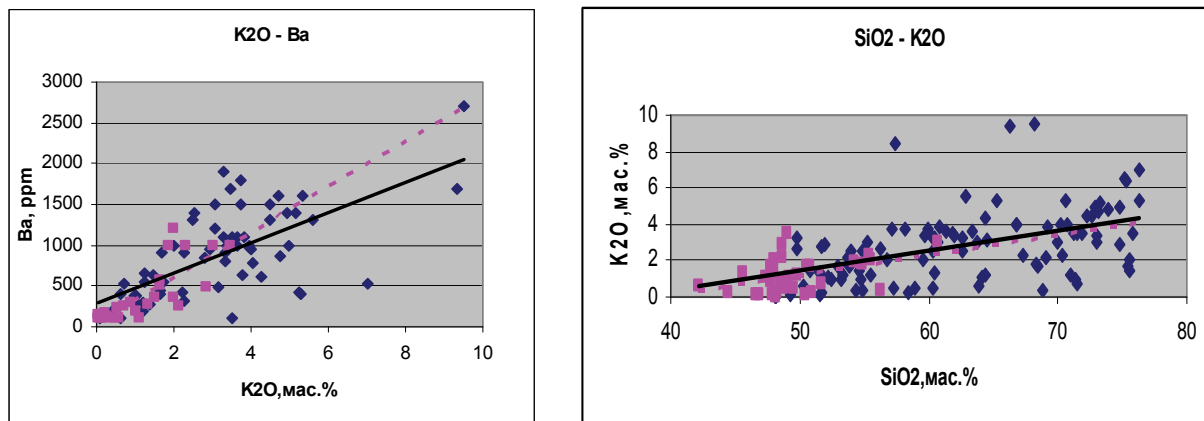


Рис.3. Графики в координатах K2O – Ba, SiO2 – K2O.
Условные обозначения см. на рис. 1.

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 опоры 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}) металлов 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 вулканоплутонического 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@gambler.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