

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, трог 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. Аскаръян 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. 32<sup>nd</sup> 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, Белотагинским 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 комплекса 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 лежащем боку пегматитовых жил находится зона мелкопластинчатого альбита. Эта обобщенная схема зональности осложняется значительной неоднородностью строения пегматитовых тел по их простиранию и падению. Участки пегматитов с хорошо выраженной зональностью сменяются блоками, где некоторые из указанных зон могут преобладать, а другие - отсутствовать, или блоками однородного массивного сложения.

Для жильных серий характерна очень резкая дифференциация зон по химическому составу, что наиболее отчетливо характеризуется отношением  $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ , которое изменяется в несколько десятков раз - от близкого к 10 в зоне фарфоровидного тонкозернистого кварц-альбитового агрегата до 0,14 в калишпатовом пегматите блоковой зоны. Содержания  $\text{SiO}_2$  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 автотасоматического 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 автотасоматических 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 аутометасоматического 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<sub>2</sub>O 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<sub>2</sub>O, 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 аутометасоматического 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 происходит 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 аутометасоматического этапа. При этом содержания Rb и Cs возрастают в слюдах как позднемагматического, так и аутометасоматического этапов. В лепидолите позднемагматического этапа содержания Li<sub>2</sub>O, Rb<sub>2</sub>O и Cs<sub>2</sub>O достигают 5,2, 3,4 и 1,0 %, соответственно. Главным концентратом 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 аутометасоматическом этапе. Sn концентрируется в касситерите, воджините (до 17,5 % SnO<sub>2</sub>) и иксиолите (до 17,7 % SnO<sub>2</sub>).

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 аутометасоматического этапов, содержащему до 87,2 % Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. 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 аутометасоматическом 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<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. 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<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 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<sub>2</sub>O и F) и Р, 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 автотасоматоз 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 Присяянья. 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., Усова Т.Ю., Зуева Т.И. и др. Минерально-сырьевая база редких металлов в России: состояние и пути развития // Разведка и охрана недр, 2004, № 11, с. 32-37.
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 бассейнового 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