

бонатов и их транспортировкой в направлении внедрения, причем, учитывая факт, что в штольне лидитов не обнаружено указывают на то, что процесс этого внедрения происходил в субгоризонтальном направлении.

Замеры ориентировки азимутов падения скорлуповатой отдельности в лидитах вблизи контактов с карбонатными породами в СВ стенке карьера (рис 2) показали, что направление течения кремнистого геля происходило с северо-востока в юго-западном направлении, для западной стенки карьера (рис 3) – в юго-юго-западном направлении, что может быть использовано при палеотектонических реконструкциях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64848), Научной школы (проект № НШ-7559.2006.5).

ЛИТЕРАТУРА

Л.П. Галдобина, В.В.Ковалевский, Н.Н. Рожкова. Месторождение Шуньга- геология, геохимия, минералогия // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Труды международного симпозиума. Петрозаводск, 2000. С.66-72.

Филиппов М.М., Ромашкин А.Е. Генетические признаки формирования месторождений шунгитовых пород Карелии. // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Труды международного... Петрозаводск, 2000. С. 58-66.

Филиппов М.М Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2002. 280 с.

СООТНОШЕНИЕ СТУПЕНЕЙ МЕТАМОРФИЗМА В МЕТАПЕЛИТАХ И СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ В УСЛОВИЯХ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОЙ И ЭПИДОТ-АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИЙ

Полякова Т.Н.

Воронежский государственный университет, Воронеж, polyakova@geol.vsu.ru

В настоящее время картирование метаморфической зональности чаще всего проводится по смене минеральных ассоциаций или появлению индекс-минералов в алюмосиликатных низкокальциевых породах (метапелитах), для которых, благодаря высокой чувствительности метапелитовых равновесий к температуре и давлению при практически полной независимости от режима CO_2 , разработаны достаточно детальные схемы фаций и субфаций (Кориковский, 1979). Использование для целей картирования силикатно-карбонатных пород в значительной степени затруднено тем, что протекание в них тех или иных фазовых реакций во многом определяется соотношением парциального давления воды и углекислоты во флюиде. Однако в районах, характеризующихся широким развитием карбонатсодержащих метаосадков, минеральные преобразования именно в этой группе пород могут являться единственными индикаторами изменения РТ-параметров метаморфизма. В связи с этим нами была предпринята попытка сопоставить эволюцию фазовых равновесий в метапелитах и силикатно-карбонатных породах на примере раннепротерозойского метаморфического комплекса Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива, формирование которого происходило в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма андалузит-силлиманитового типа глубинности.

Алюмосиликатные низкокальциевые породы (метапелиты). Наиболее низкотемпературными парагенезисами в алюмосиликатных низкокальциевых породах Тим-Ястребовской структуры являются $\text{Chl}+\text{Kfs}+\text{Bt}+\text{Qtz}$ и $\text{Chl}+\text{Kfs}+\text{Ms}+\text{Qtz}$. Присутствие в породах ассоциации $\text{Bt}+\text{Kfs}$ свидетельствует о степени метаморфизма, превышающей температурные условия образования биотита в результате реакции железомagneзиальных карбонатов с калиевым полевым шпатом: $\text{Mgs}-\text{Sd}(\text{Ank}-\text{Dol})+\text{Kfs}+\text{H}_2\text{O}=\text{Bt}(\pm\text{CaCO}_3)+\text{CO}_2$. Устойчивость при этом парагенезиса $\text{Chl}+\text{Kfs}$ позволяет оценить наиболее низкотемпературные условия метаморфизма пород как соответствующие нижней части биотитовой субфации зеленосланцевой фации (хлорит-калишпатовая ступень).

В более метаморфизованных породах Тим-Ястребовской структуры парагенезис хлорита с калиевым полевым шпатом исчезает, сменяясь ассоциацией биотита с мусковитом. В результате протекания реакции $\text{Chl}+\text{Kfs}=\text{Bt}+\text{Ms}+\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}$ в метапелитах возникает парагенезис с избыточным хлоритом ($\text{Bt}+\text{Chl}+\text{Ms}+\text{Qtz}$), присутствие которого свидетельствует об условиях метаморфизма, соответствующих верхней части биотитовой субфации, которые мы называем биотит-мусковитовой ступенью.

Широким распространением в парагенезисах изученных метапелитов пользуются гранаты варьирующего спессартин-альмандинового состава. При этом области распространения гранатсодержащих пород занимают вполне закономерное положение, располагаясь между зоной безгранатовых метапелитов с хлоритом и породами, содержащими ставролит и андалузит в ассоциации с биотитом. При этом концентрация марганца в метапелитах колеблется незначительно (0,01-0,34 % масс.), составляя в среднем 0,12 % масс. Это свидетельствует о появлении гранатов в алюмосиликатных низкокальциевых породах Тим-Ястребовской структуры скорее за счет изменения РТ-параметров метаморфизма, чем в результате вариаций содержания в метапелитах MnO , что обусловило правомерность и необходимость выделения в высокотемпературной области зеленосланцевой фации гранатовой субфации. В качестве ее нижней температурной границы нами принято образование спессартина в результате реакции $\text{Chl}_{\text{Mn}}+\text{Qtz}=\text{Sps}+\text{H}_2\text{O}$, а верхней границей служит появление в мине-

ральных ассоциациях ставролита или, в безставролитовых парагенезисах, граната с рассчитанным статистическими методами предельным соотношением алмандинового и спессартинового миналов $Alm_{91,2}Sp_{8,8}$.

Дальнейшее изменение условий метаморфизма фиксируется появлением в парагенезисах метапелитов ставролита. Его кристаллизация обусловлена протеканием реакции $Chl+Grt+Ms=Bt+St+Qtz+H_2O$. Устойчивость в изученных породах ассоциации ставролита с хлоритом и мусковитом свидетельствует об условиях метаморфизма, соответствующих ставролит-хлорит-мусковитовой субфации ставролитовой фации.

В ряде парагенезисов метапелитов Тим-Ястребовской структуры присутствует андалузит. Его образование происходит в высокотемпературной области ставролитовой фации за счет реакции $St+Chl+Ms=And+Bt+Qtz$, которая является нижней границей выделяемой С.П. Кориковским андалузит (кианит, силлиманит)-биотит-ставролитовой субфации. Однако в зависимости от количества минеральных фаз в ходе этой реакции ставролит может исчезнуть, а ассоциация $And+Bt$, как продукт реакции, будет присутствовать во всех возникших парагенезисах. В связи с этим мы предлагаем называть выделяемую субфацию «андалузит (кианит, силлиманит)-биотитовой».

В верхней части андалузит-биотитовой субфации ставролитовой фации за счет разложения хлорита с мусковитом и кварцем в магнезиальных метапелитах появляется ассоциация кордиерита с биотитом ($Chl+Ms+Qtz=Bt+Crtd+H_2O$), что позволяет нам выделить кордиерит-биотитовую ступень, фиксирующую наиболее высокотемпературные условия метаморфизма метапелитов Тим-Ястребовской структуры.

Силикатно-карбонатные породы.

Известковые силикатно-карбонатные породы. В известковых силикатно-карбонатных породах Тим-Ястребовской структуры, переслаивающихся с наиболее слабо метаморфизованными метапелитами, наблюдается парагенезис $Chl+Cal+Qtz$. Его устойчивость в диапазоне температур, соответствующих хлорит-калишпатовой и биотит-мусковитовой ступеням биотитовой субфации метаморфизма в метапелитах позволяет нам выделить в известковых карбонатсодержащих метасадках их температурный аналог – хлорит-кальцит-кварцевую ступень (рис. 1).

С увеличением степени метаморфизма парагенезис хлорита с кальцитом и кварцем в известковых метасадках исчезает, сменяясь ассоциацией актинолита с эпидотом. В результате протекания реакции $3Chl+Cal+Qtz=3Act+2Ep+10CO_2+8H_2O$ в рассматриваемой петрохимической группе пород возникает парагенезис $Act+Cal+Ep+Qtz\pm Bt\pm Pl$, присутствие которого свидетельствует об условиях метаморфизма выделяемой нами актинолитовой ступени. За ее низкотемпературную границу мы принимаем реакцию разложения хлорита с кальцитом и кварцем, а высокотемпературная фиксируется появлением в породах роговой обманки.

Метаморфизованные в условиях актинолитовой ступени известковые силикатно-карбонатные породы переслаиваются с метапелитами, содержащими парагенезис $Bt+Chl+Ms+Qtz$, что свидетельствует о соответствии температурного интервала выделенной ступени, по всей видимости, верхней части биотит-мусковитовой ступени биотитовой субфации в метапелитах (см. рис. 1).

Фашии	Метапелиты		Силикатно-карбонатные породы	
			Известковые	Магнезиально-известковые
Зеленосланцевая	Биотитовая субфация	Хлорит-калишпатовая ступень	Хлорит-кальцит-кварцевая ступень	Доломит-кварцевая ступень
		Биотит-мусковитовая ступень		Тальк-кальцит-кварцевая ступень
	Гранатовая субфация	Актинолитовая ступень	Тремолитовая ступень	
		Роовообманковая ступень		
Эпидот-амфиболитовая	Ставролитовая фация	Диопсидовая ступень	Диопсидовая ступень	
			Форстеритовая ступень	

Рис. 1. Соотношение ступеней метаморфизма в метапелитах и силикатно-карбонатных породах.

Появление в парагенезисах известковых метаосадков Тим-Ястребовской структуры роговой обманки, кристаллизация которой происходит в результате протекания реакции $Act+Pl=Hbl+Qtz+H_2O$ (Савко К.А., 1992) позволяет нам выделить в плагиоклазодержащих породах роговообманковую ступень метаморфизма. Характерными минеральными ассоциациями для нее являются $Cal+Ep+Hbl+Qtz+Pl\pm Bt$ и $Cal+Ep+Hbl+Qtz\pm Bt$. Верхняя граница роговообманковой ступени, фиксируемая по появлению в парагенезисах известковых силикатно-карбонатных пород диопсида, совпадает с нижней границей ставролитовой фации метапелитов, ограничивая тем самым температурный диапазон выделенной ступени условиями гранатовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма (см. рис.1).

Дальнейшее повышение температуры метаморфизма приводит к кристаллизации в известковых метаосадках диопсида. Его образование обусловлено разложением парагенезисов амфиболов с кальцитом и кварцем, и первые диопсиды появляются в бесплагиоклазовых породах за счет актинолита $Act+Cal+Qtz=Di+H_2O+CO_2$, а в более высокотемпературных условиях с кальцитом и кварцем начинает реагировать и роговая обманка $Hbl+Cal+Qtz=Di+Pl+CO_2+H_2O$.

Пироксенсодержащие известковые силикатно-карбонатные породы Тим-Ястребовской структуры переслаиваются с метапелитами, в парагенезисах которых присутствуют ставролит или андалузит, и это позволяет нам говорить о том, что диопсидовая ступень является температурным аналогом ставролитовой фации метаморфизма в метапелитах.

Магнезиально-известковые силикатно-карбонатные породы. В магнезиально-известковых силикатно-карбонатных метаосадках Тим-Ястребовской структуры наиболее низкотемпературные условия метаморфизма фиксируются присутствием в породах ассоциации доломита с кварцем ($Ank+Cal+Dol+Ms+Qtz$, $Ab+Bt+Chl+Dol+Ms+Qtz$). Парагенезис $Dol+Qtz$ является критическим для выделяемой нами доломит-кварцевой ступени, за верхнюю границу которой мы принимаем исчезновение данной ассоциации. Пространственная приуроченность магнезиально-известковых пород, содержащих доломит с кварцем, к метапелитам, в которых устойчив парагенезис $Chl+Kfs$, позволяет говорить, что выделяемая в силикатно-карбонатных метаосадках доломит-кварцевая ступень является температурным аналогом хлорит-калишпатовой ступени в метапелитах (см. рис. 1).

В более метаморфизованных магнезиально-известковых породах присутствуют тальксодержащие минеральные ассоциации, образование которых обусловлено реакцией $3Dol+4Qtz+H_2O=Tr+3Cal+3CO_2$. Появление в силикатно-карбонатных метаосадках талька принимается нами за нижнюю границу выделяемой тальк-кальцит-кварцевой ступени. В качестве ее высокотемпературной границы мы рассматриваем исчезновение в пересыщенных кремнеземом породах парагенезиса $Tr+Cal+Qtz$. Наблюдаемые в переслаивающихся метапелитах минеральные ассоциации свидетельствуют о том, что рассматриваемая ступень по своим температурным условиям соответствует биотит-мусковитовой ступени биотитовой субфации в метапелитах (см. рис. 1).

Дальнейшее повышение температуры метаморфизма приводит к появлению в магнезиально-известковых породах Тим-Ястребовской структуры тремолита. Первые амфиболы кристаллизуются в пересыщенных кремнеземом породах за счет талька, кальцита и кварца в результате реакции $5Tr+6Cal+4Qtz=3Tr+6CO_2+2H_2O$, которую мы рассматриваем как нижнюю границу выделяемой нами тремолитовой ступени метаморфизма. В более высокотемпературных условиях тремолит образуется и в недосыщенных кремнеземом метаосадках: $2Tr+3Cal=Tr+Dol+CO_2+H_2O$.

Критическим для тремолитовой ступени парагенезисом является $Tr+Cal+Qtz$, так как его возникновение определяет ее нижнюю границу, а исчезновение – верхнюю. Поэтому интервал устойчивости тремолита с кальцитом и кварцем, охватывающий высокотемпературную область биотитовой и всю гранатовую субфацию в метапелитах, и будет характеризовать температурные условия рассматриваемой ступени (см. рис. 1).

С увеличением степени метаморфизма в пересыщенных кремнеземом магнезиально-известковых силикатно-карбонатных породах появляется диопсид $Tr+2Qtz+3Cal=5Di+3CO_2+H_2O$ (Kretz, Garrett, 1980, Skippen, 1971). Температурные условия протекания этой реакции, по всей видимости, близки к таковым появления клинопироксена в известковых образованиях и соответствуют ставролитовой фации в метапелитах (см. рис. 1).

Наиболее высокотемпературными в изученных магнезиально-известковых образованиях являются ассоциации, содержащие форстерит, появление которого в парагенезисах свидетельствует о достижении условий метаморфизма выделяемой нами форстеритовой ступени.

Таким образом, на основании фазовых равновесий, наблюдаемых в переслаивающихся породах различного состава, установлено, что в известковых силикатно-карбонатных породах температурным аналогом биотитовой субфации метапелитов являются хлорит-кальцит-кварцевая и актинолитовая ступени, гранатовой – роговообманковая ступень, а ставролитовой фации – диопсидовая ступень. Биотитовой субфации метапелитов в магнезиально-известковых породах соответствуют доломит-кварцевая, тальк-кальцит-кварцевая и часть тремолитовой ступени, гранатовой – тремолитовая, а ставролитовой фации – диопсидовая и форстеритовая ступени.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ для молодых кандидатов наук и их научных руководителей (проект МК 4908.2006.5).

ЛИТЕРАТУРА

- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Савко К.А. Зональность известково-силикатных метаморфических пород воронцовской серии Воронежского кристаллического массива//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. №2. С. 27-38.
- Kretz R., Garrett D. Occurrence, mineral chemistry, and metamorphism of Precambrian carbonate rocks in a Portion of the Grenville Province// Journ. Petrol. 1980. V. 21. Pt. 3. Pp. 573-620.
- Skippen G.B. Experimental data for reactions in siliceous marbles//Journal of Geology. 1971. V.79. Pp. 457-481.

СТРОЕНИЕ, ХИМИЗМ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Рудакова А.В.

МГУ, Москва, toska1459@rambler.ru

Материал для работы был отобран в полевой сезон 2005 года в ходе работ по геологическому доизучению масштаба 1:200000 территории листа N-40-XXXVI, которое проводила Аркаимская ГСП геологического факультета МГУ. Район находится в восточной части Магнитогорской мегазоны вблизи контакта с Восточно-Уральской зоной, разделяемых Уйско-Новооренбургской шовной зоной.

Целью работы является изучение вулканитов березовской свиты и реконструкция условий их образования. Поставленными задачами стали детальное изучение разрезов березовской толщи, петрографические, петрохимические и геохимические исследования.

Возраст березовской свиты фаунистически определяется как C_{1t_2} - C_{1v_1} . Сложена преимущественно умеренно щелочными вулканитами с прослоями вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных пород. Свита залегает в основном согласно, реже с перерывом на позднедевонско-раннекаменноугольных образованиях и имеет мощность до 2000-3000 м. Перекрывает толщу с согласным залеганием греховская свита C_{1v_2} .

Березовская свита в Магнитогорской мегазоне Южного Урала развита в трех подзонах: Магнитогорской, Кипчакской и Гумбейской.

На территории листа N-40-131 в пределах Магнитогорской подзоны к юго-западу от г. Чека автором рассмотрены разрезы вулканических толщ. Выделено в целом 32 пачки мощностью от 0,5 до 125 метров. Общая длина – 283 метра. Разрез представляет собой нормально залегающую толщу, которая наращивается с северо-востока на юго-запад. По описанию шлифов породы подразделяются на три главных типа: туфы, брекчии и флюидалные лавы дацитового и риодацитового состава.

Кроме того, построена геологическая карта масштаба 1:40000 этого же района. Здесь выделяются пачки вулканитов мощностью от 200 метров до 1000 метров, слагающие крупную антиклинальную складку с преобладающим северо-западным простиранием ее осей. Углы падения пород на крыльях складки и в периклиналильной части близки, что может быть следствием дополнительного подворота при правостороннем сдвиге по разлому северо-западного простирания.

На северо-востоке толщу прорывает Чекинский массив щелочных гранитоидов; а на юго-западе карты – более мелкие тела того же состава, являющимся, предположительно, сателлитом массива. Вулканиты района представлены четырьмя главными типами пород: лавами, брекчиями и туфами риолитового и риодацитового состава, а также игнимбристыми риолитовыми туфами.

Таким образом, в районе горы Чека общая мощность вулканитов березовской свиты, представленных исключительно кислыми породами, составляет порядка 2 000 метров, т.е. примерно две трети мощности всей свиты.

В Гумбейской подзоне в центральной части листа N-40-143 на юго-восточной окраине поселка Бриент, детально изучен участок площадью порядка 350 м², сложенный пачками вулканитов общим простиранием ЮЗ 255-270°, которые представлены порфиоровыми базальтами, туфобрекчиями контрастного и кислого состава, флюидалными риолитовыми и риодацитовыми лавами, а также габбро, слагающее рвущее тело.

Помимо предыдущих схем построена геологическая карта района поселков Бриент - Просторы масштаба 1:40000. На изученной территории березовская свита имеет отчетливо трехчленное строение: средняя пачка представлена основными вулканитами, нижняя и верхняя – кислыми. Центральная часть пачек сложена преимущественно лавами, а к подошвам и кровлям их обычно приурочены линзы лавовых брекчий. В пределах пачки базальтов на севере широко распространены лавы, иногда миндалекаменные, в центральной части преобладают лавовые брекчии, а на юге распространены туфы с прослоями терригенных пород. Границы между разностями предположительно фациальные. Это дает основание предполагать расположение палеовулкана севернее изученного района.

Для уточнения химического состава вулканитов березовской свиты были проинтерпретированы данные силикатных анализов, по которым построен ряд вариационных диаграмм (рис.1). По ним отмечается контра-