



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552.4:552.43

Савко К.А., Кальмуцкая Н.Ю.

ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАПЕЛИТОВ ПРИОСКОЛЬСКОЙ СТРУКТУРЫ, ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

В центральной части Воронежского кристаллического массива в пределах Приоскольского зонального метаморфического комплекса были установлены три петрохимических типа метапелитов: (1) насыщенные калием, (2) недосыщенные калием достаточно магнезиальные и глиноземистые кордиерит-жедрит-антофиллитовые сланцы, содержащие парагенезис $Ged+Ath+Crd+Bt\pm Sil\pm Grt\pm Opx\pm Qtz$, (3) недосыщенные калием и алюминием, относительно железистые куммингтонит-гранатовые породы. В насыщенных калием метапелитах закартирована ставролит-силлиманитовая, силлиманит-мусковитовая и силлиманит-калишпат-кордиеритовая зоны, установлены реакционные структуры замещения ставролита мономинеральными кордиеритовыми каймами и парагенезисом $And(Sil)+Grt+Spl$. Особенностью изученных недосыщенных калием относительно магнезиальных и глиноземистых метапелитов является соотношение железистости слагающих их минералов: $Grd_{22-34} < Opx_{39,5} < Ath_{40-43} < Ged_{46-49} < Grt_{65-79}$. Парагенезис ортопироксена с жедритом и гранатом отвечает гиперстен-жедрит-гранатовой ступени метаморфизма, которая коррелируется с высокотемпературной частью мусковит-силлиманитовой зоны.

Парагенезис куммингтонита и граната в метапелитах типа (3) стабилен только в железистой области составов и не перекрывается с остальными равновесиями.

P-T тренд прогрессивной стадии метаморфизма отражает нагревание метапелитов от 530 °C до около 630 °C при давлении 4-5 кбар.

Введение

Главным достижением метаморфической петрологии последних двадцати лет является разработка методов оценки физико-химических условий минералообразования в литосфере. Это позволило перейти к моделированию тектонических обстановок, с которыми тесно связаны различные типы термодинамических режимов метаморфизма [3,12,18,20]. В раннем докембрии отсутствуют высокobarические эклогитовые и глаукофан-сланцевые комплексы, образующиеся в процессе субдукции, так как особенностью формирования докембрийских метаморфических областей является высокий геотермический градиент, как правило, не менее 20-40 °C/км.

В отношении фанерозойских складчатых поясов проблема формирования зональных метаморфических комплексов и их соотношение с тектоническими обстановками, достаточно широко обсуждалась в литературе [6,26,31 и др.]. В отличие от хорошо изученных фанерозойских образований, модели формирования метаморфических областей в докембрии в основном базируются на данных, полученных только по гранулитовым комплексам (комплексам основания) [3,11,14,19,24, и др.]. Это, по-видимому, связано с тем, что сопоставить метаморфические зоны в докембрии с современными активными зонами во многих случаях довольно проблематично. К тому же в низко- и среднетемпературных зональных комплексах, в отличие от гранули-

тов, очень сложно получить данные о ретроградной эволюции метаморфизма.

В настоящее время смена фаций и субфаций в метапелитах [5,34,39,42 и др.] и метабазах [4,21,41 и др.] с ростом P-T параметров изучена достаточно детально. Примеры картирования метаморфической зональности в других типах пород – высокожелезистых, магнезиальных, а также недосыщенных калием жедрит-кордиеритовых и куммингтонит-гранатовых - редки. Поэтому, определение последовательности смены минеральных парагенезисов в этих типах пород имеет важное значение для понимания фазовых равновесий с изменением P-T параметров.

Настоящая статья посвящена изучению фазовых равновесий в различных петрохимических типах раннепротерозойских метапелитов, слагающих Приоскольскую структуру, а также реконструкции P-T условий прогрессивного метаморфизма.

Геологическая обстановка

Воронежский кристаллический массив представляет собой крупное, неглубоко погребенное поднятие в структуре фундамента Восточно-Европейской платформы размером 600x700км, ограниченное с севера и северо-востока системой грабенообразных авлакогенов (Пачелмский, Московский, Гжатский, Торопец-Вяземский), с юга - Днепровско-Донецкой, с запада - Оршанской и с востока Прикаспийской впадинами (рис.1).

В строении ВКМ принимают участие три главных типа структур - раннеархейские гнейсово-

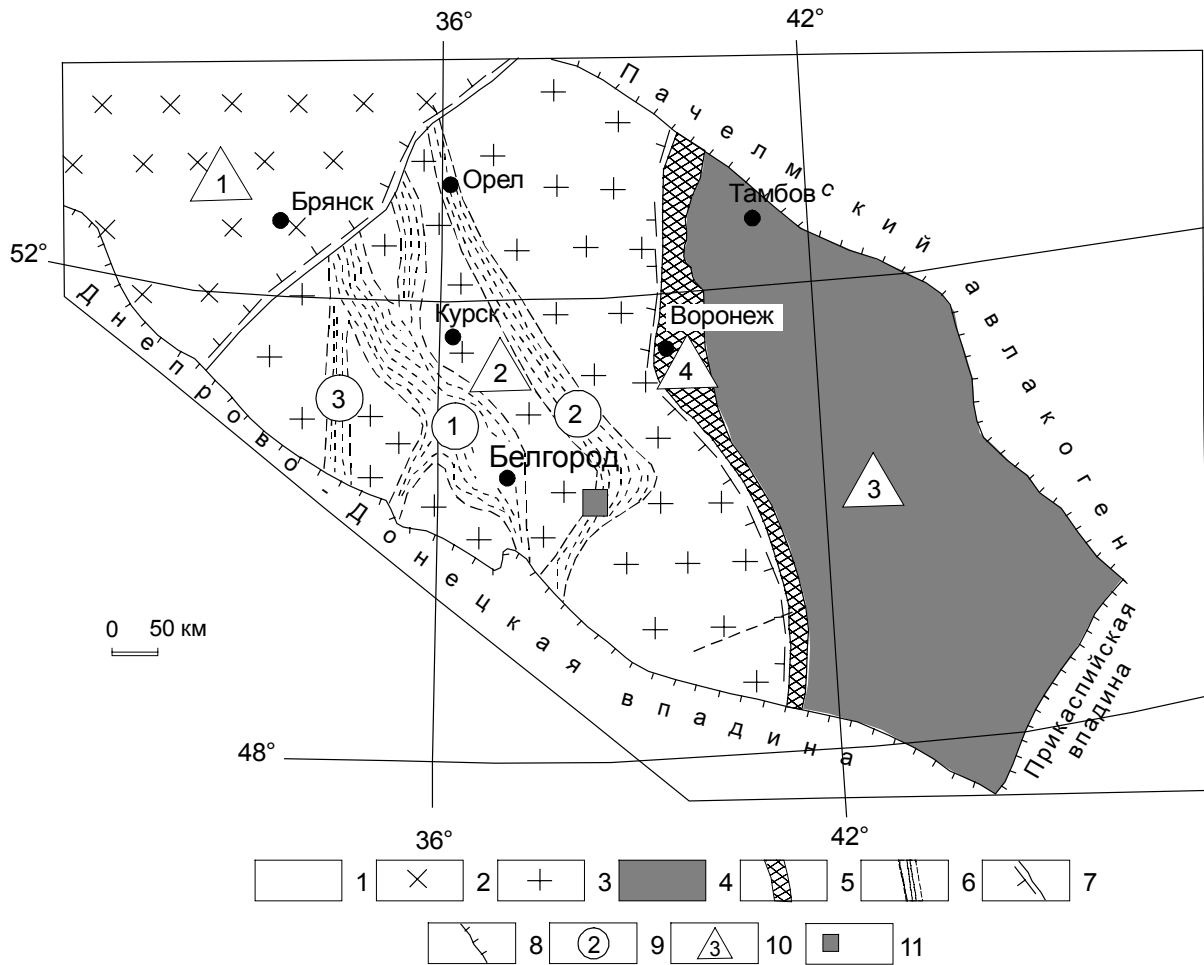


Рис.1. Геолого-структурная схема Воронежского кристаллического массива [15]: 1-6- структурно – вещественные комплексы: 1 – платформенные рифея и фанерозоя; 2-6 дорифейские: 2- Брянского и 3- Курского мегаблоков раннеархейской консолидации; 4- Воронцовского перикратонного прогиба; 5- Ливенско – Богучарской сутуры; 6- рифтогенных структур второго порядка; 7-8 геологические границы: 7- мегаблоков; 8- Воронежского кристаллического массива; 9- рифтогенные структуры второго порядка (цифры в кружках): 1- Белгород - Михайловская; 2- Орловско – Тимская; 3- Крупецко-Криворожская; 10- структуры первого порядка (цифры в треугольниках): 1- Брянский; 2- Курский и 3- Воронежский мегаблоки; 4- Ливенско – Богучарская шовная зона. 11-Район исследований – Приоскольский зональный комплекс.

мигматитовые и гранулитовые блоки, позднеархейские гранит - зеленокаменные пояса и раннепротерозойские подвижные пояса, обрамляющие блоки ранних архейд. В отношении метаморфизма в пределах ВКМ выделяются архейские гранулитовые (Брянский, Курско-Бесединский) и незональные мигматит-гнейсовые комплексы (например, Россошанский), верхнеархейские и раннепротерозойские незональные средне- и низкотемпературные комплексы (Лосевская серия, Воронежская свита), раннепротерозойские зональные комплексы (Тимский, Воронцовский).

Приоскольский комплекс приурочен к южному замыканию Тим-Ястребовского синклинория, который входит в состав Алексеевско-Воронежской зоны, расположенной в центральной части мегаблока КМА. Курский антиклинорий представляет собой поднятие в докембрийском фундаменте Воронежского кристаллического массива, разделяющее Михайловско-Белгородский и Орловско-Тимский зеленокаменные пояса. Протяженность Приоскольской структуры составляет около 6 км, при ширине 1 км.

В строении Приоскольской структуры принимают участие два литостратиграфических комплекса: михайловская серия позднего архея и курская серия раннего протерозоя (рис.2). Курская серия представлена отложениями стойленской и коробковской свит. Породы стойленской свиты представлены преимущественно кварц-слюдистыми сланцами, метапесчаниками, в зонах высокотемпературного метаморфизма - гнейсами. Отложения коробковской свиты представлены железистыми кварцитами. Мощность отложений курской серии составляет 80-110 м.

Михайловская серия в пределах комплекса представлена александровской свитой. Породы михайловской серии представлены биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, биотит-пироксен-роговообманковыми гнейсами, хлорит-амфиболовыми, плагиоклаз-биотитовыми сланцами, амфиболитами.

Между отложениями михайловской и курской серий фиксируется стратиграфическое несогласие, выраженное в разрезе присутствием базальных конгломератов и метаморфизованных кор выветривания.

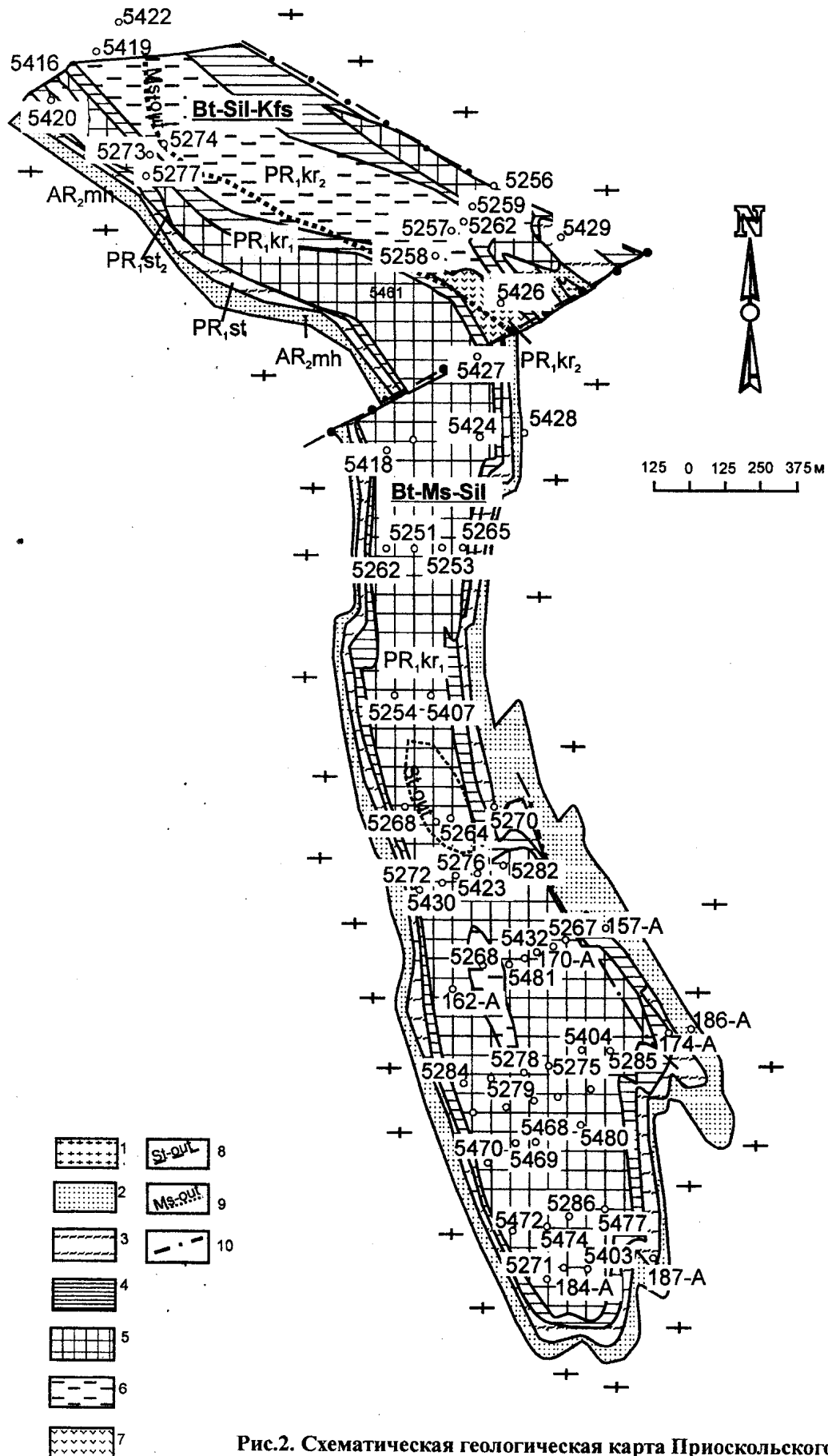


Рис.2. Схематическая геологическая карта Приоскольского зонального метаморфического комплекса.

Таблица 1

Минеральные парагенезисы метapelитов Приоскольского зонального метаморфического комплекса

№ обр.	Зона метаморфизма	Минеральные парагенезисы.
Насыщенные калием метapelиты		
Ставролит-силлиманитовая		
5264/212		Qtz+Ab+Bt+St+Crd+(Chl)
5264/228		Qtz+Bt+Grt+Sil+St
Мусковит-силлиманитовая		
1. низкотемпературная ступень		
5257/20		Pl+Sil+And+Ms+Grt+Spl
5422/297		Qtz+Bt+Ms+Sil
5420/6		Qtz+Pl+Bt+Ms+And+Sil
2. высокотемпературная ступень		
5267/11		Qtz+Bt+Ms+Kfs+Mag
5267/13		Qtz+Pl+Bt+Ms+Kfs
185-A/15		Qtz+Bt+Kfs+Ms+Cal
5259/531		Qtz+Kfs+Ms+Bt
5256/244		Qtz+Pl+Bt+Grt
5420/1		Qtz+Grt+Bt+Mag
Силлиманит-биотит-калишпатовая		
5257/12		Qtz+Bt+Kfs+Crd
5481/3		Qtz+Sil+Bt
5274/8		Qtz+Bt+Sil+Crd
Недосыщенные калием метapelиты		
5257/23.2		Qtz+Bt+Grt+Ged+Opx
5257/23.1		Ged+Ath+Crd+Mag
5257/22		Grt+Crd+Ged+Ath+Sil+Mag
5420/2		Grt+Crd+Ged+Ath+Mag
5422/6		Qtz+Cum+ Mag
5262/100		Cum+Pl+Bt+Mag
5422/16		Grt+Bt+Cum+Mag
5429/344		Bt+Cal+Pl+Cum+Hb

Мощность фанерозойского осадочного чехла, перекрывающего докембрий, в пределах Приоскольской структуры составляет 60-132 м.

Петрография

Минеральный состав метapelитов (бедных кальцием пород) определяется степенью их насыщенности калием и алюминием. В насыщенных K₂O метapelитах присутствует мусковит, а после его высокотемпературного разложения калиевый полевой шпат. Недосыщенные K₂O породы не содержат мусковита и калишпата, и единственным калиевым минералом в них является биотит. В них происходит образование безкальциевых амфиболов (жедрит, антофиллит, куммингтонит), неустойчивых при избытке мусковита и калиевого полевого шпата [5]. Если эти породы достаточно магнезиальные и глиноземистые, в них устойчивы силлиманит, ставролит, кордиерит, а амфибол представлен антофиллит-жедритовым твердым раствором. В недосыщенных калием и алюминием железистых породах стабильны куммингтонит и альмандиновый гранат. Неустойчивость безкальциевых амфиболов в насыщенных калием породах обусловлена тем, что они полностью реагируют с мусковитом с образованием биотита.

В пределах Приоскольской структуры метapelиты представлены серыми, светло-серыми, зеленовато-серыми, мелко-, средне- и крупнозернистыми сланцами и гнейсами различного состава, метapelесчаниками. Выделяется три петрохимических ти-

па метapelитов, содержащих различные минеральные парагенезисы:

1) насыщенные калием метapelиты, наиболее характерные маловариантные ассоциации которых представлены: Qtz+Pl+St+Bt+Sil+Grt¹ и Qtz+Bt+Ms+Sil+And+Spl+Kfs (табл.1);

2) недосыщенные калием достаточно магнезиальные глиноземистые кордиерит-жедрит-антофиллитовые сланцы, содержащие типичный парагенезис Ged+Ath+Crd+Bt±Sil±Grt±Opx±Qtz;

3) недосыщенные калием и алюминием, относительно железистые куммингтонит-гранатовые породы.

Поскольку парагенезисы и составы минералов из этих трех групп пород при одинаковых P-T условиях сильно различаются, равновесия для них будут рассмотрены отдельно. С.П.Кориковским [5] было показано, что насыщенность калием метapelитов наряду с интенсивными параметрами (температурой и давлением) является важным экстенсивным фактором равновесия, и определение зависимости состава любого минерала от внешних условий безотносительно к парагенезису невозможно. К примеру, P-T параметры устойчивости гиперстена сильно зависят от того, в каком парагенезисе он находится – с калишпатам, куммингтонитом (жедритом), фаялитом или силлиманитом.

¹ Символы минералов по Р. Кретцу [28].

Метаморфическая зональность

В пределах Приоскольского метаморфического комплекса в насыщенных калием метапелитах наблюдается зональность андалузит-силлиманитового типа, в которой закартированы изограда разложения ставролита (St-out), разделяющая ставролит-силлиманитовую и силлиманит-мусковитовую зоны, и изограда исчезновения мусковита между силлиманит-мусковитовой и наиболее высокотемпературной калишпат-кордиеритовой зонами (рис.2). Имеющиеся петрографические данные позволили в пределах силлиманит-мусковитовой зоны выделить две температурные ступени: силлиманит-мусковитовую и более высокотемпературную - силлиманит-мусковит-калишпатовую по появлению в мусковитсодержащих породах калиевого полевого шпата.

Метапелиты ставролит-силлиманитовой зоны имеют ограниченное распространение и закартированы в центральной части структуры. Наиболее широко в пределах Приоскольской структуры представлены кристаллические сланцы силлиманит-мусковитовой зоны. Силлиманит-калишпатовая зона распространена в северной части комплекса.

Наиболее маловариантными ассоциациями являются: для ставролит-силлиманитовой зоны - St+Sil+Bt+Qtz+Pl+Grt, для мусковит-силлиманит-биотитовой зоны - Qtz+Pl+Ms+Bt+Grt+Sil, Sil+And+Ms+Grt+Bt+Spl+Kfs, для биотит-силлиманит-калишпатовой - Bt+Sil+Grt+Mag, Qtz+Pl+Bt+Crd+Kfs. Для недосыщенных калием пород изограды не показаны, так как все они находятся в пределах мусковит-силлиманитовой зоны.

Методы исследования

Все образцы метапелитов представляют собой керн скважин, который был детально описан при проведении полевых работ. Отобранные образцы были изучены оптически. Локальные анализы минералов проведены на микрозонде Camebax SX-50 (МГУ), ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 1-2 нА, диаметр зонда 1-2 мкм. Точность анализов систематически контролировалась по природным и синтетическим эталонам. Кристаллохимические формулы гранатов рассчитаны на 12, плагиоклазов и калиевого полевого шпата на 8, силлиманитов на 5, ставролитов на 46, биотитов на 11, амфиболов на 23, кордиеритов на 18 атомов кислорода. Расчеты P-T условий метаморфизма производились с помощью компьютерной программы PTF [22].

Минералогия

Нами были детально изучены с помощью микрозонда состав и зональность минералов из жедрит-антофиллитовых и куммингтонитовых сланцев (обр. 5257/23.1, 5257/23.2, 5262/100, 5422/16) и насыщенных калием метапелитов (обр. 5264/212, 5264/228, 5257/20).

Минеральные парагенезисы метапелитов Приоскольского зонального комплекса приведены в таблице 1, анализы минералов - в таблицах 2-8.

Насыщенные калием метапелиты

Ставролит представлен мелкими (до 0,5 мм) зернами неправильной и удлиненной формы, установлен в двух парагенезисах (табл.1), причем в обр. 5264/212 все кристаллы окружены кордиеритовыми каймами. Железистость ставролита в ассоциации с гранатом и силлиманитом находится в узком интервале 83,4-84,6 и не обнаруживает закономерного изменения в кристаллах (табл.2). Обращает на себя внимание полное отсутствие цинка в составе ставролита в обр. 5264/212, хотя высокотемпературные ставролиты (в парагенезисе с силлиманитом) могут содержать его в значительных количествах (до 2 мас.% ZnO).

Ставролиты, окруженные кордиеритовыми каймами из обр. 5264/212, характеризуются железистостью в центре 85,0-86,4, которая слабо уменьшается в краевой части зерна - 84,1-84,2 (табл.2). Содержания цинка в ставролитах низкие 0,08-0,38 мас.% ZnO.

Гранат. В метапелитах Приоскольской структуры установлено два морфологических типа граната. Первый тип представлен порфиробластами изометричной и неправильной формы, со следами вращения, иногда содержащими S-образные цепочки включений графита, которые являются до- и синтетоническими относительно этапа деформаций D2. Порфиробласты имеют ясные тени давления, чаще асимметричной формы. Синдеформационные ядра гранатов содержат многочисленные мелкие включения кварца и биотита. Второй тип гранатов - постдеформационный относительно D2 - нарастает на синдеформационный часто в виде правильных граней или образует самостоятельные более мелкие кристаллы без теней давления, как правило, кристаллы граната этой генерации секут сланцеватость под различными углами. Внешние зоны гранатов, отвечающие постдеформационному росту, не содержат включений и характеризуются правильными кристаллографическими формами.

Гранат из метапелитов ставролит-силлиманитовой зоны (образец 5264/228) представлен не содержащими включений постдеформационными изометричными зернами додекаэдрической формы размером до 2 мм в диаметре. По составу гранат характеризуется железистостью [$X_{Fe}=Fe/(Fe+Mg)$, ат. %] в интервале 84,6-86,0 (табл.3). Содержания марганца и кальция незначительны - не превышают 0,5 мас. % MnO и CaO. Четко выраженной химической зональности не установлено.

В образце 5257/20 крупные порфиробласты граната (до 0,8 см.) является синдеформационными с отчетливо выраженными тенями давления. Многочисленные включения графита и биотита в гранате образуют, так называемые, S-образные структуры. В контакте с крупными синдеформационными кристаллами гранатов растут более мелкие (до 0,2 см) постдеформационные зерна, которые встречаются и в основной массе породы. Они не содержат включений, грани секут сланцеватость, отсутствуют

Таблица 2

Представительные анализы ставролитов из метapelитов Приоскольского зонального комплекса

№ образца	5264/228				5264/212				
	центр	центр	край	край	центр	край	центр	центр	центр
в контакте			Grт	Sil	мелкие зерна внутри кордиеритовых кайм				
№ анализа	St-1	St-7	St-8	St-4	St-23	St-24	St-27	St-34	St-36
SiO ₂	27.88	26.32	27.12	26.70	26.06	26.52	26.39	26.46	26.32
TiO ₂	0.36	0.45	0.48	0.45	0.15	0.14	0.07	0.23	0.13
Al ₂ O ₃	55.46	56.98	56.77	55.99	55.13	53.49	54.96	53.58	55.39
Cr ₂ O ₃	0.09	0.15	0.17	-	0.04	0.14	0.09	0.21	0.08
FeO	14.57	14.54	14.93	14.82	15.93	15.64	15.81	16.25	15.83
MnO	0.01	-	0.01	0.03	0.06	0.17	0.03	0.12	0.05
MgO	1.62	1.48	1.51	1.56	1.59	1.37	1.67	1.73	1.50
CaO	-	0.01	-	0.01	-	0.03	-	0.04	0.02
ClO	-	-	-	-	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03
ZnO	0.14	-	0.08	-	0.08	0.29	0.38	0.35	0.14
Na ₂ O	-	0.03	-	-	0.05	0.12	0.02	0.03	0.04
K ₂ O	-	-	0.01	-	0.01	0.04	-	0.02	0.03
Сумма	99.13	99.94	99.97	99.56	99.11	97.99	99.45	99.08	99.58
Si	7.580	7.370	7.137	7.130	7.345	7.455	7.491	7.569	7.455
Ti	0.070	0.090	0.099	0.093	0.031	0.03	0.015	0.049	0.027
Al	17.771	18.110	18.288	18.090	17.957	17.722	17.716	17.408	17.814
Cr	0.023	0.030	0.036	-	0.008	0.031	0.02	0.047	0.018
Fe	3.311	3.280	3.411	3.397	3.617	3.677	3.615	3.474	3.613
Mn	-	-	-	0.007	0.013	0.04	0.008	0.027	0.012
Mg	0.662	0.590	0.615	0.637	0.641	0.575	0.679	0.712	0.611
Ca	-	-	-	0.030	-	0.008	-	0.011	0.005
Zn	0.033	-	0.012	-	0.015	0.061	0.077	0.072	0.029
Cl	-	-	-	-	0.009	0.02	0.008	0.019	0.012
Na	-	0.160	-	-	0.025	0.064	0.012	0.02	0.023
K	-	-	-	-	0.004	0.013	-	0.008	0.012
X _{Fe}	0,83	0,85	0,85	0,84	0,85	0,86	0,84	0,83	0,86

Таблица 3

Представительные анализы гранатов из метapelитов Приоскольского зонального комплекса

№ образца	5422/16			5257/20			5264/228		5257/22		5257/23.2		
	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	край	
в контакте	Bt		Cum		Bt		Bt		Ath		Bt	Bt	
	Grт-9	Grт-15	Grт-17	Grт-18	Grт-19	Grт-1	Grт-2	Grт-5	Grт-8	Grт-31	Grт-12	Grт-38	
SiO ₂	35.94	35.32	35.42	37.5	37.4	36.25	36.78	37.13	36.89	37.69	37.06	37.15	
TiO ₂	-	0.02	-	0.04	-	-	-	-	0.02	0.018	0.03	0.01	
Al ₂ O ₃	21.41	21.24	21.53	22.09	22.53	21.89	21.65	22.55	22.20	22.16	22.97	22.18	
FeO	35.52	36.57	35.64	32.17	30.28	37.32	38.07	31.48	32.61	29.64	30.70	30.65	
MnO	2.35	3.67	2.51	1.86	2.37	0.45	0.36	0.98	0.98	0.92	1.48	1.69	
MgO	1.39	0.89	1.42	4.99	5.15	3.78	3.39	5.25	4.71	6.61	5.07	5.30	
CaO	3.8	2.05	3.77	1.88	2.63	0.29	0.21	2.02	1.95	2.42	2.68	2.62	
Сумма	100.4	99.76	100.3	100.5	100.4	99.98	99.95	99.42	99.36	99.47	100.0	99.59	
Si	2.923	2.915	2.889	2.97	2.933	2.980	2.990	2.950	2.946	2.964	2.923	2.947	
Ti	-	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Al	2.051	2.065	2.083	2.052	2.083	2.075	2.080	2.108	2.089	2.054	2.136	2.074	
Fe	2.415	2.524	2.421	2.116	1.986	2.439	2.460	2.088	2.178	1.949	2.025	2.033	
Mn	0.162	0.257	0.172	0.124	0.157	0.028	0.024	0.066	0.066	0.062	0.099	0.114	
Mg	0.169	0.109	0.176	0.587	0.645	0.417	0.401	0.621	0.561	0.774	0.597	0.627	
Ca	0.331	0.182	0.335	0.158	0.221	0.022	0.020	0.171	0.167	0.204	0.227	0.223	
Alm	0.785	0.822	0.780	0.709	0.660	0.843	0.847	0.709	0.733	0.652	0.687	0.679	
Sps	0.053	0.084	0.055	0.041	0.052	0.009	0.008	0.022	0.022	0.021	0.034	0.038	
Py	0.055	0.036	0.057	0.197	0.214	0.149	0.138	0.211	0.189	0.259	0.203	0.209	
Grs	0.108	0.059	0.108	0.053	0.073	0.008	-	0.058	0.056	0.068	0.777	0.074	
X _{Fe}	0.934	0.952	0.934	0.738	0.755	0.847	0.86	0.77	0.79	0.71	0.772	0.764	

Таблица 4

Представительные анализы кордиеритов из метапелитов Приоскольского зонального комплекса

№ образца	5257/23.1		5257/22				5264/212			
	центр	край	центр	край	центр	край	Кордиеритовые каймы вокруг ставролита			
позиция	Crд-12	Crд-13	Crд-7	Crд-8	Crд-9	Crд-10	Crд-25	Crд-26	Crд-28	Crд-35
SiO ₂	50,41	50,22	47,07	47,41	49,34	49,30	47,06	47,28	46,98	48,04
TiO ₂	-	-	-	0,01	-	0,02	0,02	-	-	-
Al ₂ O ₃	33,98	34,18	29,04	30,32	30,48	31,12	33,44	32,74	36,52	33,77
Cr ₂ O ₃	0,03	-	-	0,05	-	-	0,01	0,04	0,05	0,14
FeO	3,46	5,09	9,93	8,72	7,64	6,75	8,39	8,36	10,60	8,11
MnO	0,01	0,08	0,05	-	0,03	0,06	0,02	0,13	0,15	0,09
MgO	6,41	9,85	10,80	10,46	9,08	9,14	7,73	7,86	5,37	7,99
CaO	0,02	0,1	1,52	1,45	1,74	1,09	0,02	0,05	0,53	0,03
ClO	0,04	-	0,10	0,08	0,12	0,53	0,08	0,03	0,11	0,04
ZnO	0,02	-	-	0,15	-	-	0,04	0,01	-	-
Na ₂ O	3,14	0,24	0,07	0,11	0,16	0,75	0,45	0,37	0,29	0,44
K ₂ O	0,65	0,08	0,93	1,10	1,14	1,02	0,02	0,02	0,31	0,01
сумма	98,17	99,84	99,50	99,82	99,72	99,88	97,29	96,91	100,00	98,67
Si	5,130	5,014	4,895	4,905	5,053	5,044	4,914	4,954	4,832	4,936
Ti	-	-	-	0,001	-	0,002	0,002	-	-	-
Al	4,750	4,022	3,620	3,712	3,713	3,779	4,115	4,044	4,318	4,090
Cr	0,003	-	-	0,004	-	-	0,001	0,004	0,004	0,012
Fe	0,294	0,426	0,863	0,755	0,654	0,577	0,733	0,733	0,911	0,697
Mn	-	0,007	0,004	-	0,002	0,005	0,002	0,012	0,013	0,008
Mg	0,973	1,467	1,675	1,613	1,386	1,394	1,204	1,228	0,824	1,225
Ca	0,002	0,011	0,169	0,161	0,191	0,119	0,002	0,005	0,058	0,003
Zn	0,001	-	-	0,011	-	-	0,006	0,002	-	-
Cl	0,006	-	0,018	0,014	0,021	0,093	0,006	0,001	0,020	0,008
Na	0,619	0,047	0,014	0,023	0,032	0,149	0,091	0,076	0,057	0,087
K	0,085	0,010	0,123	0,123	0,149	0,139	0,002	0,003	0,041	0,001
X _{Fe}	0,231	0,231	0,340	0,319	0,321	0,293	0,379	0,374	0,535	0,363

тени давления. Крупный синдеформационный гранат имеет железистость в центре кристалла 73,8 ат. %, которая увеличивается к краю до 75,5. Мелкие постдеформационные гранаты характеризуются прогрессивной ростовой химической зональностью, выраженной в увеличении содержания MgO и FeO и уменьшении CaO и MnO от центра к краевым частям зерен (рис.3а). Железистость мелких кристаллов граната близка к значениям, полученным для краевых частей крупного синдеформационного граната.

Кордиерит в пределах ставролит-силлиманитовой зоны встречен только образце 5264/212 в виде кайм вокруг кристаллов ставролита. По составу кордиериты умеренно магнезиальные ($X_{Fe}=36,2-37,8$), содержат примесь натрия ($Na_2O=0,25-0,45$) (табл.4).

Биотит является преобладающим железомagneзиальным силикатом во всех метаморфических зонах Приоскольской структуры. Его количество изменяется в зависимости от литологии от 5-10 до 40 молярных %, размеры от 0,2-0,5 мм до 3-4 мм. Биотит иногда встречается во включениях в гранате. Биотиты ставролит-силлиманитовой зоны характеризуются железистостью 46,1-51,6 (табл.6). Несколько более магнезиальный состав имеет биотит из мусковит-силлиманитовой зоны (обр.5257/20) $X_{Fe}=0,347-0,377$, что, по-видимому, обусловлено различиями в химическом составе пород.

Шпинель представлена мелкими (до 1 мм) зелеными кристаллами, встречается в метапелитах

(образец 5257/20) в ассоциации с гранатом и андалузитом и является продуктом разложения ставролита при отсутствии кварца (см. рис.6). Шпинель в виде включений содержится в крупных кристаллах андалузита и представлена герценитом (размер зерен шпинели до 1 мм) с высоким содержанием цинка - 3,67-3,96 мас.% ZnO (табл.7).

Плаггиоклаз представлен мелкими несдвоенными кристаллами (образец 5264/212 и 5264/228) и присутствует в большинстве образцов. В ставролитсодержащих сланцах плаггиоклаз представлен альбитом практически без примеси ортоклазового минала. В обр. 5264/228 это почти чистый незональный альбит ($Ab_{96,5-97,7}An_{2,3-3,5}$), в обр. 5264/212 состав плаггиоклаза чуть более основной ($Ab_{93,2-95,5}An_{4,5-6,8}$) (табл. 8).

Калиевый полевой шпат. Присутствует в метапелитах Приоскольского комплекса преимущественно в высокотемпературной части мусковит-силлиманитовой зоны и в силлиманит-кордиерит-калишпатовой зоне. В проанализированных образцах калишпат присутствует лишь в образце 5257/20 в ассоциации с гранатом, биотитом, шпинелью и представлен ортоклазом с незначительной примесью альбита и анортита ($Ort_{94,5}An_{3,1}Ab_{2,5}$).

Андалузит установлен в метапелитах только в низкотемпературной части мусковит-силлиманитовой зоны. В образце 5257/20 андалузит представлен крупными (до 4 мм.) кристаллами, в ассоциации

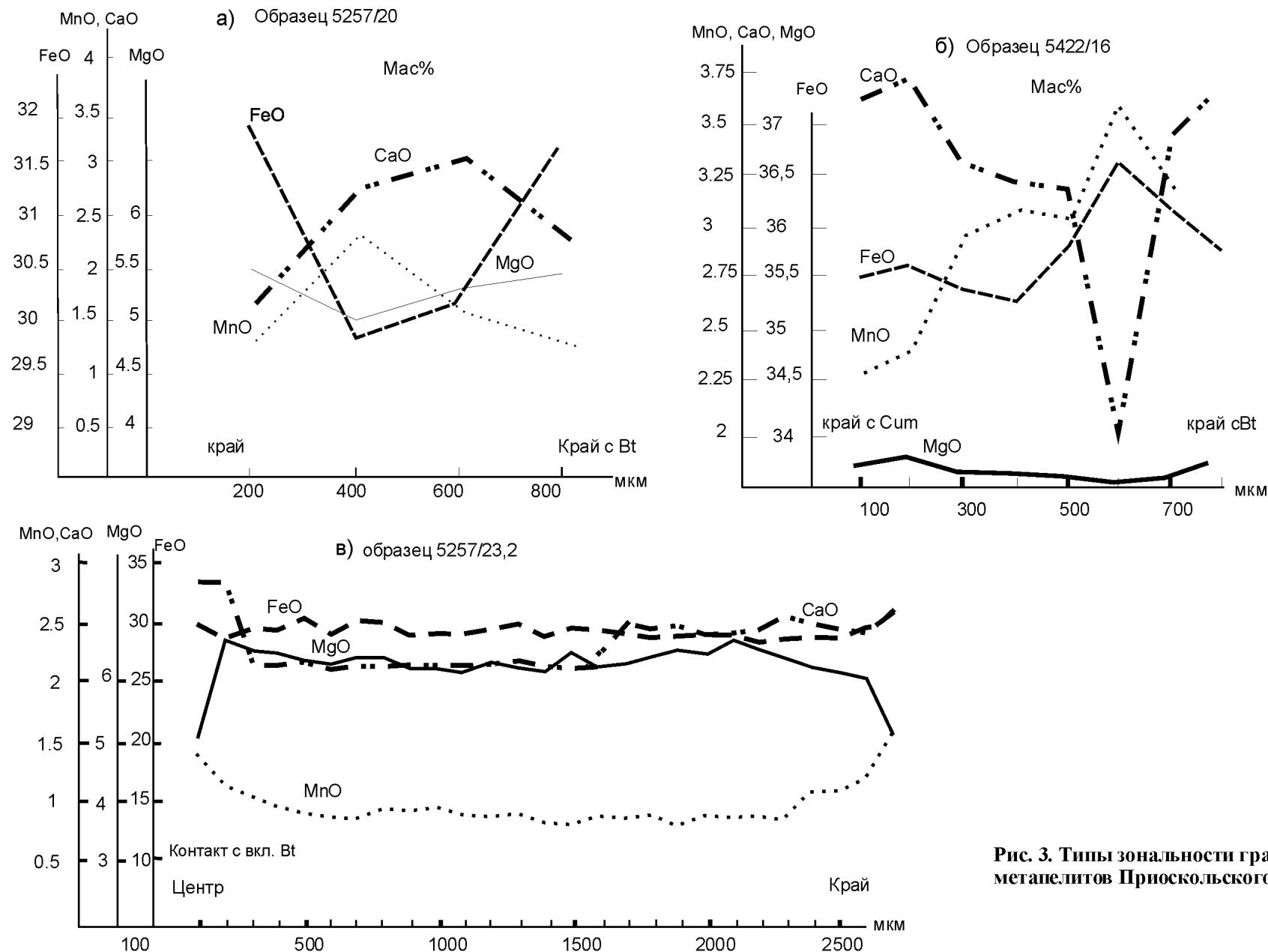


Рис. 3. Типы зональности гранатов из метapelитов Приоскольского комплекса.

Представительные анализы составов амфиболов и ортопироксена из метапелитов приоскольского зонального комплекса

Таблица 5

№ обр.	5257/23.1				5257/22								5257/23.2			5422/16			5262/100	
	позиция	центр	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край с Grt	центр	матрица	центр	край
	Ged-10	Ath-11	Ath-18	Ath-16	Ath-1	Ath-2	Ath-3	Ath-4	Ath-5	Ath-6	Ged-11	Ged-12	Ged-45	Ged-46	Opх-47	Cum-21	Cum-22	Cum-24	Cum-54	Cum-55
SiO ₂	44.50	57.23	52,9	51,3	53.8	53.57	54.92	52.92	51.46	53.28	48.12	52.35	44.83	43,70	54,19	51.37	51.14	50.73	49.62	49.64
TiO ₂	0.173	0.05	0,08	0,82	0.06	0.05	0.07	0.05	0.07	0.03	0.12	0.06	0.16	0,15	0,04	0.03	-	-	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	14.73	5.49	4,54	5,67	3.03	2.99	3.07	3.88	6.06	3.17	9.33	3.65	15.44	16,2	2,01	0.49	0.49	0.54	0.74	0.55
Cr ₂ O ₃	0.44	0.32	0,23	0,4	0.0	0.10	0.05	-	-	-	0.29	0.01	0.21	0,0,9	0,06	-	0.08	0.24	-	0.05
FeO	20.84	18.84	21,8	21,24	23.3	23.12	22.41	22.34	22.84	22.9	23.45	22.73	22.38	22,21	23,01	34.09	35.42	35.44	42.11	42.67
MnO	0.16	0.21	0,21	0,14	0.14	0.19	0.17	0.19	0.17	0.17	0.27	0.22	0.29	0,31	0,35	0.49	0.55	0.36	0.30	0.14
MgO	13.57	17.11	17,8	16,73	17.7	17.13	17.11	17.68	17.42	16.71	14.67	17.52	14.35	14,27	19,93	11.13	9.02	9.01	6.30	6.35
CaO	0.46	0.38	0,34	0,33	0.20	0.18	0.21	0.14	0.27	0.21	0.26	0.21	0.65	0,66	0,33	0.44	0.43	0.44	0.63	0.44
ClO	0.01	-	-	-	0.15	0.04	0.27	0.11	-	-	0.05	-	0.01	0	0,05	0.02	0.19	-	0.04	-
ZnO	0.16	-	-	0,15	0.02	0.04	0.03	0.02	0.07	0.13	0.7	0.15	0.07	0,02	0,01	0.05	0.01	0.03	-	0.02
Na ₂ O	1.45	0.45	0,39	0,47	0.22	0.25	0.21	0.29	0.49	0.31	1.57	0.39	1.61	1,64	0,17	0.06	0.06	0.09	0.15	0.09
K ₂ O	-	0.03	0,01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.05	0.07	0.02	0.01	-	0,01	0.01	0.02	0.02	-	0.02
сумма	96.49	96.59	98,3	97,25	98.9	97.7	98.55	97.63	98.24	97.62	98.9	97.32	100.0	99,24	100,14	98.18	97.41	96.9	100.0	100.0
Si	6.712	7.605	7.611	7.516	7.727	7.769	7.872	7.680	7.456	7.756	7.056	7.659	6.4436	6.331	2.021	7.980	7.982	7.962	7.802	7.809
Ti	0.019	0.016	0.008	0.009	0.007	0.005	0.008	0.005	0.007	0.003	0.013	0.007	0.017	0.017	0.001	0.003	-	-	0.004	0.004
Al	2.506	0.999	0.769	0.979	0.559	0.512	0.519	0.663	1.035	0.545	1.612	0.630	2.614	2.766	0.087	0,090	0,090	0,101	0.137	0.102
Cr	0.051	0.033	0.026	0.047	-	0.012	0.005	-	-	-	0.033	0.002	0.033	0.010	0.002	-	-	-	-	0.006
Fe	2.516	2.467	2.625	2.603	2.801	2.811	2.686	2.711	2.776	2.781	2.875	2.782	2.687	2.691	0.705	4.379	4.624	4.653	5.537	5.613
Mn	0.020	0.025	0.026	0.017	0.017	0.024	0.021	0.024	0.020	0.021	0.034	0.027	0.035	0.038	0.011	0.064	0.073	0.047	0.040	0.019
Mg	2.920	3.598	3.812	3.655	3.797	3.731	3.656	3.824	3.610	3.780	3.207	3.821	3.071	3.081	1.088	2.549	2.098	2.112	1.477	1.489
Ca	0.071	0.057	0.052	0.052	0.031	0.028	0.033	0.021	0.040	0.033	0.041	0.033	0.100	0.102	0.013	0.073	0.073	0.071	0.106	0.074
Zn	0.017	-	-	0.016	0.016	0.004	0.029	0.012	-	-	0.005	-	0.007	-	0.001	0.002	0,021	-	-	0.002
Cl	0.003	-	-	-	0.005	0.009	0.006	0.005	0.017	0.032	0.174	0.036	0.002	0.004	0.001	-	-	-	0.011	-
Na	0.321	0.123	0.110	0.135	0.060	0.070	0.059	0.083	0.135	0.088	0.447	0.113	0.448	0.461	0.012	0.018	0.017	-	0.046	0.027
K	-	0.004	0.001	-	0.001	0.001	0.002	0.001	0.006	0.008	0.013	0.004	0.002	-	0.001	0.003	0,005	-	-	0.004
X _{Fe}	0.463	0.407	0.408	0.416	0.420	0.430	0.424	0.414	0.435	0.424	0.473	0.421	0.467	0.466	0.393	0.632	0.688	0.701	0.789	0.790

Составы биотитов и хлоритов из метапелитов Приоскольского комплекса

№ обр..	5422/16			5257/20		5264/228			5264/212				5262/100			5257/23.2					
	край	центр	матрица	край	центр	край	край	центр	центр	край	край	матрица	центр	край	край	центр	край	край	центр	матрица	
положение	край	центр	матрица	край	центр	край	край	центр	центр	край	край	матрица	центр	край	край	центр	край	край	центр	матрица	
в кон-такте	Grt			Grt		Grt				Crd	Crd				Cum	Grt	Включение в Grt		Grt		
	Bt-19	Bt-20	Bt-23	Bt-25	Bt-26	Bt-2	Bt-4	Bt-9	Bt-20	Bt-32	Bt-33	Bt-37	Chl-21	Chl-57	Bt-58	Bt-38	Bt-39	Bt-40	Bt-42	Bt-43	Bt-44
SiO ₂	34.69	34.6	34.16	37.94	37.22	34.914	35.69	35.38	35.27	35.11	43.75	35.03	37.39	25.33	30.34	36.96	39.038	37.891	37.885	38.42	37.213
TiO ₂	1.21	1.18	1.02	1.27	1.83	1.60	1.64	1.63	1,18	1.11	1.14	1.29	0.45	0.24	0.63	1,23	1,21	1,19	1,18	1,24	1,05
Al ₂ O ₃	16.4	15.7	15.94	17.92	17.68	18.37	18.19	19.25	19,95	19.08	17.82	19.23	34.61	18.82	15.19	17,97	18,62	18,18	19,17	18,42	18,73
Cr ₂ O ₃	0.07	0.27	0.86	0.15	0.57	0.69	0.09	0.25	0,16	0.15	0.42	0.076	0.11	0.19	1.98	0,27	0,24	0,45	0,23	0,21	0,31
FeO	26.07	27	26.11	13.77	15.8	18.65	18.07	17.72	20,36	19.84	17.24	19.92	6.27	39.83	35.46	15,01	14,53	14,32	14,22	15,03	14,43
MnO	0.13	0.07	0.59	0.02	0.02	0.07	0.03	0.04	-	0.09	0.02	-	0.01	0.04	0.12	0,02	-	0,05	0,06	0,12	-
MgO	6.78	6.46	6.19	14.53	14.66	10.94	11.23	10.82	10,72	10.54	9.12	10.57	6.86	5.43	4.49	15,36	15,89	15,07	14,51	15,15	15,24
CaO	0.01	0.08	0.33	0.06	0.11	0.27	0.03	0.06	0,08	0.03	0.05	0.01	0.26	0.06	0.17	0,14	0,04	0,11	0,09	0,03	-
ZnO	-	0.22	0.03	0.07	0.14	0.06	0.07	0.14	0,13	0.15	0.37	-	-	-	-	0,09	0,05	0,02	-	-	0,05
ClO	0.48	0.53	0.61	-	-	0.49	-	0.11	0,05	0.09	0.09	0.09	0.02	0.14	0.29	0,16	0,11	0,08	0,27	0,04	0,07
Na ₂ O	0.13	0.11	0.27	8	6.5	0.81	0.47	0.44	0,46	0.43	0.45	0.42	1.91	0.19	0.21	0,75	0,48	0,45	0,78	0,43	0,05
K ₂ O	8.79	8.53	8.16	0.56	0.43	7.52	7.97	8.18	8,26	8.03	7.12	8.33	0.03	1.44	5.50	7,69	7,73	7,71	8,09	7,96	8,14
Сумма	94.76	94.75	94.27	94.45	94.96	94.38	94.19	94.47	96,62	94.56	97.59	95.03	88.96	91.72	94.37	95,60	97,94	95,54	96,52	97,10	95,76
Si	2.763	2.772	2.750	2.809	2.732	2.704	2.709	2.715	2,636	2.681	3.114	2.662	3.389	2.789	2.436	2,704	2,765	2,764	2,754	2,762	2,716
Ti	0.072	0.071	0.061	0.071	0.065	0.093	0.090	0.093	0,066	0.064	0.061	0.074	0.030	0.020	0.038	0,068	0,064	0,065	0,065	0,067	0,058
Al ⁴	1.237	1.228	1.250	1.191	1.268	1.296	1.291	1.285	1,364	1.319	0.886	1.338	0.611	1.211	1.437	1,296	1,235	1,236	1,246	1,238	1,284
Al ⁶	0.301	0.255	0.262	0.371	0.261	0.393	0.389	0.433	0,393	0.397	0.609	0.385	3.087	1.232	-	0,253	0,319	0,327	0,397	0,322	0,328
Cr	0.004	0.017	0.065	0.008	0.033	0.005	0.005	0.015	0,010	0.006	0.023	0.005	0.008	0.017	0.126	0,015	0,013	0,026	0,014	0,012	0,018
Fe	1.720	1.811	1.798	0.851	0.983	1.090	1.090	1.123	1,192	1.217	1.026	1.194	0.475	3.668	1.438	0,747	0,724	0,793	0,856	0,794	0,781
Mn	0.009	0.005	0.010	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	-	0.004	0.001	0	0.001	0.004	0.008	0,001	-	0,03	0,004	0,007	-
Mg	0.805	0.771	0.744	1.602	1.604	1.268	1.268	1.222	1,194	1.199	0.968	1.198	0.927	0.892	0.537	1,675	1,679	1,639	1,572	1,622	1,658
Ca	0.001	0.007	0.030	0.005	0.009	0.002	0.002	0.004	0,007	0.002	0.004	0.001	0.025	0.007	0.014	0,011	0,003	0,009	0,008	0,003	-
Na	0.019	0.016	0.042	0.080	0.061	0.680	0.680	0.065	0,007	0.009	0.019	-	-	-	-	0,005	0,002	0,001	-	-	0,003
K	0.894	0.871	0.838	0.755	0.609	0.770	0.770	0.791	-	-	0.010	-	0.003	0.025	-	-	-	-	0,033	-	-
Zn	-	0.013	0.002	0.009	-	-	-	0.006	0,066	0.064	0.063	0.068	0.345	0.042	0.032	0,106	0,067	0,064	0,110	0,060	0,075
Cl	-	-	-	0.009	-	-	-	0.017	0,788	0.782	0.647	0.808	0.003	0.202	0.563	0,718	0,699	0,718	0,751	0,729	0,758
X _{Fe}	0.681	0.701	0.707	0.347	0.377	0.474	0.474	0.479	0,516	0.514	0.515	0.514	0,339	0.805	0.816	0,347	0,339	0,348	0,355	0,358	0,347

Таблица 7
Состав шпинели из метapelитов
Приоскольского комплекса

№ образца	5257/20	
	в срastаниях с андалузитом и силлиманитом	
позиция	Spl-1	Spl-2
SiO ₂	-	-
TiO ₂	-	-
Al ₂ O ₃	57.34	58.40
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02
FeO	31.80	28.90
MnO	0.22	0.33
MgO	6.57	7.66
ZnO	3.96	3.67
V ₂ O ₅	0.15	0.16
Сумма	100.06	99.14
Al	1.944	1.920
Fe ²	0.645	0.604
Fe ³	0,099	0,074
Mn	0.005	0.008
Mg	0.274	0.319
Zn	0.082	0.076
V	0.003	-
X _{Fe}	0,840	0,790

с гранатом и шпинелью. Часто наблюдается замещение зерен андалузита силлиманитом – фибролитом.

Силлиманит довольно широко распространен и развивается по андалузиту или за счет мусковита. Иногда наблюдается замещение ромбов андалузита фибролитом. В ассоциации со ставролитом силлиманит представлен мелкими призматическими кристаллами (до 0,5 мм) и в незначительном количестве - фибролитом.

Мусковит в изученных метapelитах достаточно широко распространен и имеет форму чешуек, пластинок и лейст, размер которых увеличивается от ставролит-силлиманитовой к мусковит-силлиманитовой зоне. Кроме этого встречается также вторичный мусковит, образовавшийся при диафторезе и представленный серицитом, который развивается преимущественно по полевым шпатам.

Недосыщенные калием метapelиты

Недосыщенные калием глиноземистые сланцы в зависимости от их железистости содержат парагенезисы: Cum+Bt+Grt+Mag±Qtz±Pl (в относительно железистых породах) и Ath+Ged+Bt+Crld+Mag±Grt±Orx±Qtz (в относительно магниевых породах).

Амфибол в относительно магниевых метapelитах представлен широко распространенным антофиллитом и жедритом, который встречается реже. В метapelитах Приоскольского комплекса встречен парагенезис жедрита с антофиллитом и кордиеритом. По классификации Е.Лика [29] антофиллит содержит до 8 % Al₂O₃ и 7,0-8,0 формульных единиц Si; жедрит - более 8 % Al₂O₃ и 6,0-7,0 формульных единиц Si. Эти соотношения проиллюстрированы на рис.4. В изоморфной серии твердых растворов жедрит – антофиллит существует интервал их несмесимости [36,38].

Антофиллиты представлены бесцветными и коричневато-серыми удлиненными пластинчатыми кристаллами размером до 4-6 мм по удлинению. Антофиллиты характеризуются наиболее низкой по сравнению с другими амфиболами железистостью (40,8-43,5 ат. %) и содержат 3-6 мас. % Al₂O₃ (табл.5).

Таблица 8
Составы плагиоклазов из метapelитов Приоскольского комплекса

№ образца	5264/212				5262/100			5264/228		
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
позиция	Pl-22	Pl-29	Pl-30	Pl-31	Pl-52	Pl-53	Pl-56	Pl-3	Pl-5	Pl-6
SiO ₂	66.50	67.96	67.34	67.51	62.75	64.18	65.09	68.78	68.72	68.0
Al ₂ O ₃	21.64	21.63	21.31	21.85	21.76	23.16	22.76	20.07	20.93	20.64
FeO	0.09	0.03	0.03	0.12	4.17	0.08	0.09	0.13	0.05	0.13
CaO	1.49	0.77	1.27	1.28	2.56	2.92	2.76	0.68	0.32	0.36
ClO	0.01	-	0.07	0.01	0.05	0.02	0.03	0.046	0.036	0.016
Na ₂ O	10.19	10.18	10.02	9.93	8.54	9.43	9.41	10.07	10.41	10.32
K ₂ O	0.02	0.01	0.02	0.06	0.06	0.03	0.06	0.04	0.02	0.03
сумма	99.93	100.59	99.99	100.75	99.90	99.84	100.21	99.9	100.49	99.81
Si	2.909	2.939	2.935	2.922	2.809	2.849	2.849	2.990	2.980	2.981
Al	1.115	1.103	1.094	1.115	1.130	1.175	1.174	1.041	1.070	1.052
Fe	0.003	0.001	0.001	0.040	0.153	0.003	0.003	0.005	0.001	0.005
Ca	0.070	0.036	0.059	0.059	0.121	0.135	0.130	0.032	-	0.017
Cl	-	-	0.005	0.001	0.004	0.002	0.003	0.003	0.003	0.001
Na	0.864	0.854	0.846	0.833	0.733	0.787	0.798	0.850	0.875	0.865
K	0.001	-	0.001	0.004	0.004	0.002	0.004	0.002	0.001	0.002
Ab	0.924	0.959	0.933	0.930	0.855	0.852	0.857	0.962	0.999	0.979
An	0.075	0.041	0.066	0.066	0.141	0.146	0.139	0.036	-	0.019
Ort	0.001	-	0.001	0.004	0.004	0.002	0.004	0.003	0.001	0.002

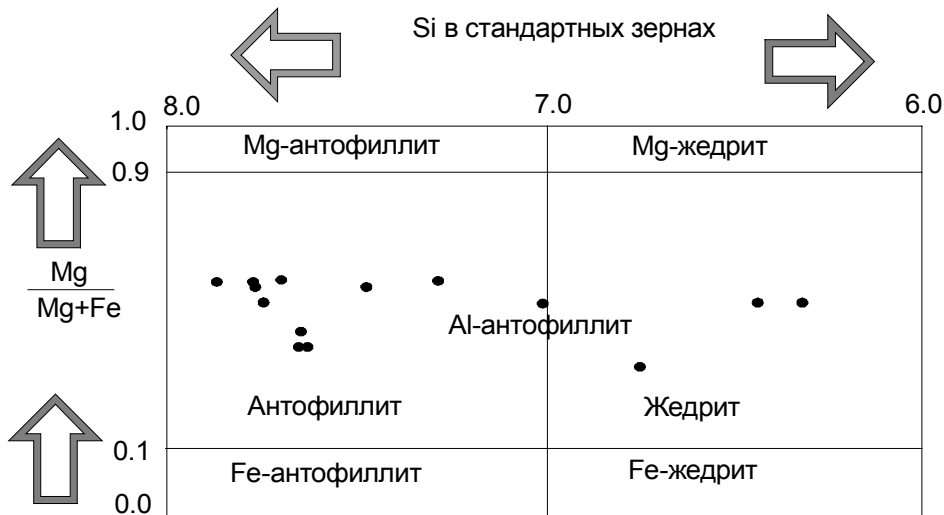


Рис. 4. Составы антофиллитов и жедритов из метапелитов Приоскольского зонального комплекса на диаграмме Mg/(Mg+Fe)-Si (формульные ед.).

Жедрит образует таблитчатые кристаллы размером до 2-3 мм с ясным плеохроизмом от серо-голубых до коричнево-серых тонов. Он встречается, как правило, в тесной ассоциации с антофиллитом, но, например, в обр. 5257/23.2 жедрит находится в парагенезисе не с антофиллитом, а с ортопироксеном. Железистость жедритов выше, чем антофиллитов и находится в интервале 46,3-48,8 ат. % (табл. 5). Состав жедритов обнаруживает широкие вариации по содержанию Al_2O_3 от 9,33 до 16,2 мас. %. Присутствие натрия в количестве 0,3-0,46 формульных единиц приближает проанализированные жедриты к «идеальной» для них формуле $Na_{0,5}(Mg,Fe)_{3,5}Al_{1,5}[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$ [35].

Куммингтонит, образует крупные призматические, часто полисинтетически сдвойникованные кристаллы размером до 1 см в относительно железистых по составу породах, находится в ассоциации с кварцем, гранатом, биотитом и плагиоклазом, но не встречается вместе с антофиллитом, жедритом и кордиеритом. Железистость куммингтонита в парагенезисе с гранатом (обр. 5422/16) составляет 63,2-68,8 ат. %. Еще выше железистость куммингтонита из плагиоклаз-куммингтонитовых пород – 78,9-79,0 ат. %, и по составу он отвечает уже грюнгериту [29]. Куммингтониты также содержат незначительные количества Al_2O_3 (0,49-0,74 мас. %), MnO (0,14-0,55 мас. %) и CaO (0,43-0,63 мас. %) (табл.5).

Кордиерит. В изученных образцах встречается в ассоциации с ортоамфиболами и образует округлые и неправильные кристаллы размером до 1,25 мм. Железистость кордиерита составляет 22-23 % в обр. 5257/23.1 и 29,3-34,0 в обр. 5257/22 (табл.4).

Ортопироксен встречен только в одном образце 5257/23.2 в виде мелких кристаллов в ассоциации с жедритом и гранатом. По составу ортопироксен низкожелезистый ($X_{Fe}=39,4$), содержит 2 мас. % Al_2O_3 (табл.5).

Гранат присутствует приблизительно в каждом третьем образце в виде крупных гипидиоморфных додекаэдрических кристаллов размером от 1 до

6 мм в поперечнике. В парагенезисе с ортоамфиболами, кордиеритом и ортопироксеном гранаты имеют довольно магнезиальный состав: $X_{Fe}=65,0-72,3$ (обр.5257/23.2) и 77,1-79,5 (обр.5257/22) (табл.3). Гранаты характеризуются химической зональностью выраженной в уменьшении содержаний MgO и, соответственно, увеличении железистости от центра к краевым частям кристаллов, причем независимо от контактирующих с гранатом фаз. В крупном гранате из обр.5257/23.2 к краям зерен отмечается слабое возрастание кальциевости и значительное марганцовистости (рис.3в). В гранате из обр. 5257/22, наоборот, отмечается возрастание содержания CaO от центральных к краевым частям зерен, по марганцу четко выраженной зональности не наблюдается.

Гранат в относительно железистых породах находится в ассоциации с куммингтонитом и представлен додекаэдрическими кристаллами диаметром до 3 мм, содержащими многочисленные включения кварца. Центральные части граната насыщены включениями, являются синдеформационными, края включений не содержат, что отражает, по-видимому, постдеформационный период роста. По составу гранат очень железистый $X_{Fe}=92,3-95,2$. Характер зональности отличается от описанной в гранатах из магнезиальных метапелитов: содержания магния и кальция увеличиваются от центра к краевым частям, контактирующим с биотитом и куммингтонитом, марганца – уменьшается. По железу зональность не проявлена (рис.3б).

Биотит присутствует как в магнезиальных, так и в железистых разностях недосыщенных калием метапелитов. Состав биотита в ассоциации с куммингтонитом весьма железистый ($X_{Fe}=68,3-70,7$ ат. %), а в парагенезисе с жедритом и довольно магнезиальный ($X_{Fe}=34,0-35,8$ ат. %) (табл. 6). Биотит в обоих типах пород имеет невысокую титанистость ($TiO_2=1,02-1,24$ мас. %).

Плагиоклаз в ассоциации с куммингтонитом встречен в обр. 5262/100. По составу это почти незональный олигоклаз ($Ab_{85,90-86,02}An_{13,98-14,10}$) (табл.8).

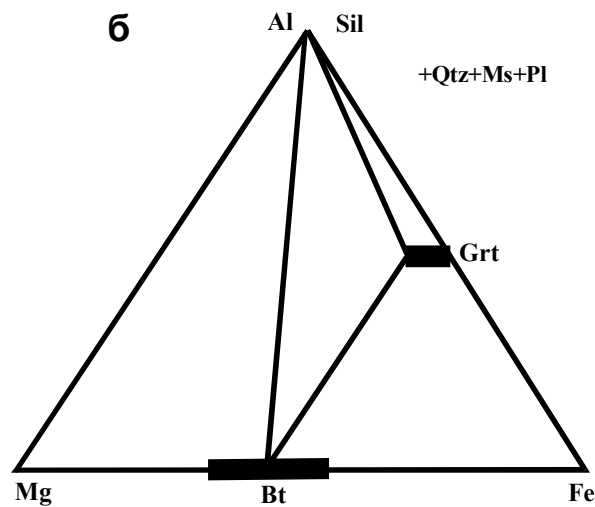
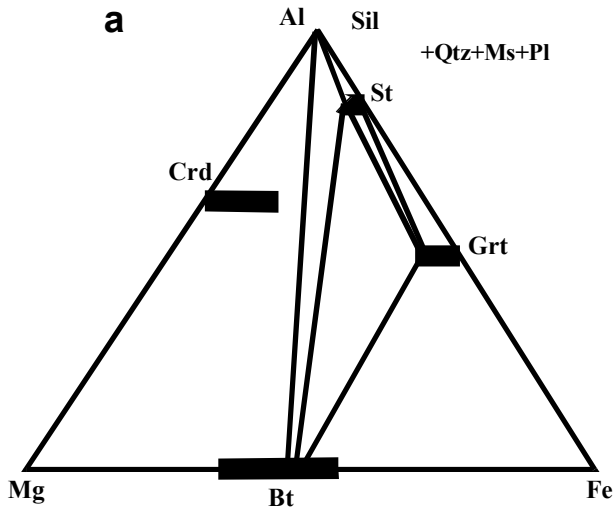
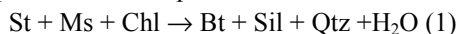


Рис. 5. Минеральные равновесия в насыщенных калием метапелитах Приоскольского зонального комплекса на диаграммах Al-Mg-Fe: а)- ставролит - силлиманитовая зона, б)- силлиманит-мусковитовая зона.

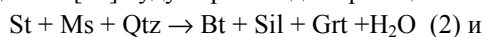
Интерпретация минеральных равновесий

Насыщенные калием метапелиты

Нижней границей ставролит-силлиманитовой зоны является первое появление силлиманита, одновременно с разложением последних хлоритов, которые могут сохраняться в парагенезисе с марганцевым гранатом до ставролит-силлиманитовой зоны:



Эта реакция приводит к появлению граничной линии Bt-Sil на диаграмме Al-Fe-Mg (рис.5а). Когда исчезают последние хлориты или в породах железистого состава, где они распадаются задолго до появления силлиманита в пределах ставролитовой зоны, как, например, описано Дж. Новаком и М. Холдэвэем [31] будут происходить реакции:



которые сдвигаются вправо с ростом температуры.

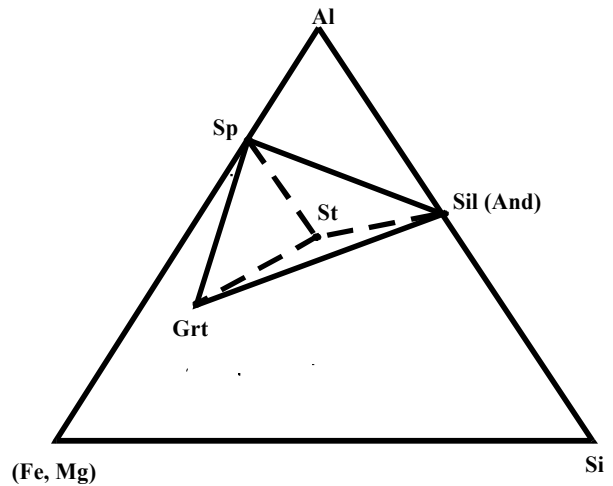
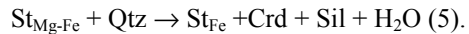


Рис. 6. Разложение ставролита с образованием шпинели, силлиманита и граната на диаграмме (Fe, Mg)-Al-Si.

Важнейшими реакционными структурами в метапелитах являются структуры прогрессивного распада ставролита с образованием андалузита и шпинели в безкварцевых породах (обр. 5257/20) (рис.6) вблизи высокотемпературной границы ставролит - силлиманитовой фации в результате реакции:



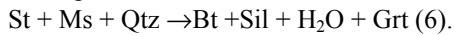
Одним из характерных видов реакционных структур являются мономинеральные кордиеритовые каймы вокруг ставролита широко развитые в обр. 5264/212. Образование этих кайм обусловлено прогрессивной реакцией:



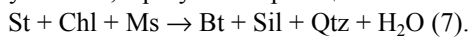
Хотя ставролит и является минералом «изограды исчезновения» в зональных метаморфических комплексах, структуры его разложения встречаются не часто. При этом, как отмечал С.П. Кориковский [5] реакционные каймы очень редко представлены агрегатом новообразованных фаз, а сложены чаще одним минералом, например, кордиеритом или силикатом глинозема. Развитие мономинеральных кайм кордиерита вокруг ставролита в обр. 5264/212 не сопровождается образованием силлиманита, что связано с различиями в скорости диффузии Al, Mg, Fe и Si в твердофазовых реакциях и спецификой возникновения центров кристаллизации [5]. Образующиеся за счет распада ставролита гранат и силлиманит (андалузит) чаще всего не дают самостоятельных зерен, а нарастают на уже существующие кристаллы более раннего граната и силлиманита (андалузита). В результате реакционная кайма состоит либо из минералов «затравки» в виде уже ранее сформировавшихся кристаллов, либо из высокоглиноземистых минералов. Это связано с тем, что скорость диффузии Al меньше, чем Mg, Fe и Si. Это способствует образованию мономинеральных кайм кордиерита или андалузита вокруг ставролита. Другие продукты разложения ставролита (биотит, гранат и др.) могут кристаллизоваться на значительном

удалении от места реакции. Поэтому мономинеральные кордиеритовые каймы вокруг ставролита нельзя формально интерпретировать как замещения типа $St \rightarrow Crd$, так как они являются частью комплексной реакции [5].

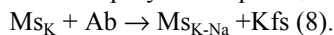
Очень характерными для изученного зонального комплекса являются структуры замещения андалузита силлиманитом - фибролитом. В высокотемпературной части ставролитовой фации происходит распад последних ставролитов на $Bt+Sil+Grt$, в результате реакции:



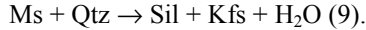
Замещение андалузита фибролитом происходит в результате инверсии при давлении 2,5 - 3 кбар. В метапелитах Приоскольского зонального комплекса наблюдается силлиманит двух типов: 1) развивающийся по андалузиту, 2) развивающийся за счет мусковита, в результате реакции:



В пределах мусковит-силлиманитовой зоны можно выделить две температурные ступени - низкотемпературную, характеризующуюся стабильностью парагенезиса $Qtz+Bt+Ms+Sil \pm Grt$ (рис.5б), и высокотемпературную, где в этом парагенезисе появляется калишпат в результате реакции:



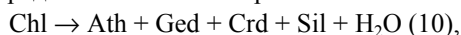
При переходе к более высокотемпературной биотит-силлиманит-калишпатовой фации происходит полное разложение последних мусковитов в результате реакции:



При умеренных давлениях 4-5 кбар на петрогенетической сетке С.П. Кориковского [5] линии реакций $Ms+Qtz \rightarrow Kfs+Sil+H_2O$ и $Sil+Bt+Qtz \rightarrow Crd+Kfs+H_2O$ сближаются, и поэтому первое появление кордиерита в насыщенных калием метапелитах происходит почти одновременно с исчезновением проградного мусковита. Следовательно, силлиманит-калишпат-кордиеритовую зону можно картировать по косвенному критерию - появлению в породах трехминерального парагенезиса $Kfs+Crd+Sil$.

Недосыщенные калием метапелиты

В относительно магнезиальных и глиноземистых породах, содержащих ассоциацию $Ged+Ath+Crd+Bt \pm Sil \pm Grt \pm Qtz$, полностью отсутствует ставролит, который не сохранился даже в реликтах в жедрите или гранате. Кроме того, жедрит и антофиллит никогда не встречаются вместе с куммингтонитом. Отсюда можно предположить, что появление парагенезиса $Ged+Ath+Crd$ связано с разложением среднежелезистых хлоритов:



а не реакции куммингтонита со ставролитом (или кордиеритом), как описано в метаморфических ореолах Патомского нагорья [5] и Ориарви на юго-западе Финляндии [37]. Еще одной реакцией высокотемпературного образования жедрита может быть

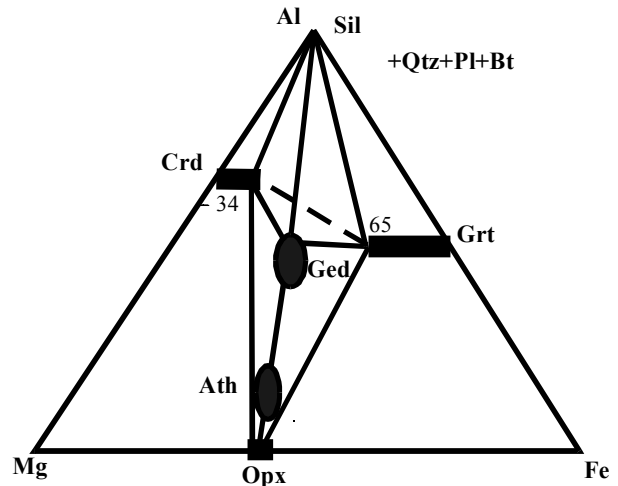
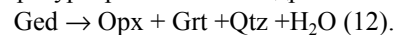
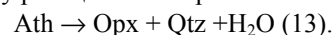


Рис. 7. Минеральные равновесия в недосыщенных калием относительно магнезиальных метапелитах Приоскольского зонального комплекса на диаграмме Al-Mg-Fe.

Особенностью изученных недосыщенных калием относительно магнезиальных и глиноземистых метапелитов является соотношение железистости слагающих их минералов: $Crd_{22-34} < OpX_{39,5} < Ath_{40-43} < Ged_{46-49} < Grt_{65-79}$. Необычным является то, что ортопироксен является более магнезиальным, чем антофиллит и жедрит. Первое появление ортопироксена в ассоциации с наиболее магнезиальным гранатом происходит в результате начинающегося с ростом температуры разложения жедрита:



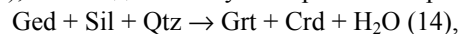
Близкие значения железистости и глиноземистости антофиллитов и ортопироксена предполагают еще одну реакцию его образования:



Парагенезис ортопироксена с жедритом и гранатом отвечает гиперстен-жедрит-гранатовой ступени метаморфизма, выделяемой С.П.Кориковским для недосыщенных калием метапелитов, которая коррелируется с высокотемпературной частью мусковит-силлиманитовой зоны [5].

Парагенезис куммингтонита и граната стабилен только железистой области составов и не перекрывается с описанными равновесиями.

Как видно из табл.1 в изученных малокальциевых метапелитах вместе встречаются как парагенезис $Ged+Sil$, так и альтернативный ему $Grt+Crd$ (рис.7.), что свидетельствует о протекании реакции:



которая не была завершена (рис.7). По данным С.П.Кориковского [5] это равновесие является основным, разделяющим комплексы умеренной и большой глубинности. При давлениях менее 4 кбар в силлиманит-мусковитовой зоне устойчив парагенезис $Grt+Crd$, а более 6 кбар - $Ged+Sil$ (Ky). В условиях промежуточных давлений стабильны оба парагенезиса, причем с ростом температуры (в пределах биотит-силлиманит-калишпатовой фации) гранат с кордиеритом постепенно вытесняют жед-

Таблица 9

Оценки температур метаморфизма метапелитов Приоскольского зонального метаморфического комплекса по гранат-биотитовой термометрии при давлении 4 кбар

Образец	Grt-Bt пара	Гранат-биотитовый термометр				T _{ср.} , °C
		T*	HL	LP	P	
Ставролит-силлиманитовая зона						
5264/228	Grt(1)-Bt(2)	553	544	568	551	554±14
	Grt(2)-Bt(4)	529	518	544	533	531±13
Мусковит-силлиманитовая зона						
5257/20	Grt(18)-Bt(26)	542	534	550	538	541±19
	Grt(19)-Bt(25)	564	554	563	550	558±8
	Grt(20)-Bt(25)	568	557	573	558	564±13
	Grt(21)-Bt(26)	561	551	560	547	555±8
	Grt(22)-Bt(25)	571	560	573	559	567±8
5422/16	Grt(9)-Bt(19)	547	539	533	541	540±7
	Grt(15)-Bt(20)	578	566	576	561	570±9
5257/23.2	Grt(17)-Bt(23)	570	559	574	560	567±8
	Grt(14)-Bt(39)	616	599	611	593	605±12
	Grt(12)-Bt(38)	565	554	569	555	561±8
	Grt(22)-Bt(44)	617	600	614	596	607±11
	Grt(13)-Bt(40)	627	609	620	601	614±11
5257/23.2	Grt(30)-Bt(43)	646	626	637	617	632±15

*В таблице приняты следующие сокращения геотермометров: T – Thompson, 1976; HL – Holdaway, Lee, 1977; LP – Лаврентьева, Перчук, 1981; P – Perchuk et al., 1984.

рит с силлиманитом (рис.7). Сосуществование одновременно в одном образце Ged+Sil и Crd+Grt возможно благодаря дополнительным компонентам – натрию в жедрите, кальцию и марганцу в гранате. Отсутствие гиперстена в парагенезисе с кордиеритом и (или) силлиманитом свидетельствует, что P-T условия не достигли биотит-силлиманит-калишпатовой фации.

P-T условия метаморфизма.

P-T условия метаморфизма метапелитов Приоскольского зонального комплекса определялись двумя методами. Первый метод заключается в сопоставлении наблюдаемых минеральных парагенезисов с известными петрогенетическими сетками [5,34,39,42 и др.] и экспериментальными исследованиями по устойчивости различных минералов и ассоциаций (например, силикатов глинозема, ставролита с кварцем, мусковита с кварцем и др.). Этот метод имеет преимущества в определении общего положения наблюдаемых парагенезисов на P-T диаграммах, характера метаморфизма (фациальной серии). Особенно успешно его можно применять в среднетемпературных метапелитах, где в пределах небольшого температурного интервала наблюдается появление и разложение ряда минералов и отмечается закономерное изменение их составов (например: хлорит, ставролит, мусковит и др.). Недостатком метода является невозможность получения во многих случаях количественных оценок P-T условий.

Второй метод - минеральной геотермобарометрии - предполагает использование составов и химической зональности минералов для определения P-T точек и P-T трендов. Он наиболее успешно

применяется для построения P-T трендов высокотемпературных пород, так как при тщательной интерпретации результатов термобарометрии можно получить очень ценную информацию по эволюции метаморфических комплексов. Недостатком метода являются возможные ошибки из-за слабой изученности термодинамических свойств ряда твердых растворов минералов, влияние различных компонентов (например, MnO в гранате, ZnO в ставролите) на их параметры, а также трудности в определении истинных равновесных составов минералов, используемых в термобарометрии.

Присутствие в метапелитах Приоскольской структуры парагенезиса ставролита с силлиманитом уже само по себе характеризует условия промежуточных давлений 3-5 кбар. Так как метапелиты ставролитовой зоны были вскрыты только одной скважиной, мы не смогли получить P-T параметры ее низкотемпературной границы. Результаты гранат-биотитовой термометрии дают температуры 531-554 ± 14 °C (табл.9). Для оценки давлений в образце 5264/228, содержащем ассоциацию Bt+Qtz+Grt+Pl++St+Sil использовался гранат-плагноклаз-кварц-силлиманитовый геобарометр [2,16]. Полученные значения находятся в интервале 4-6 кбар и хорошо согласуются с выводами, полученными при парагенетическом анализе (табл.10). В образце 5257/20 встречен реликтовый парагенезис на месте разложения ставролита в безкварцевых породах - шпинель с андалузитом, силлиманитом и гранатом, то есть относящийся к низкотемпературной ступени мусковит-силлиманитовой зоны. Присутствие андалузита вместе с силлиманитом и шпинелью в структурах замещения ставролита (где силлиманит развивается по андалузиту) свидетельствует, что вблизи изогра-

Таблица 10

Оценки давлений (кбар) и температур метаморфизма метapelитов Приоскольского зонального метаморфического комплекса по Grt-Pl-Al₂SiO₅-Qtz и Grt-Opx термобарометрии

Образец	Ассоциация и номера анализов (в табл. 1, 3,5,8)	T _{ср.} , °C	Геобарометры			
			GASP		Grt-Opx	
			AP(1)*	AP(2)	AK	H
Ставролит-силлиманитовая зона						
5264/228	Grt(1)-Pl(5)-Qtz-(Sil)	550	6.2	5.2	-	-
	Grt(2)-Pl(6)-Qtz-(Sil)	550	4.3	3.3		
Мусковит-силлиманитовая зона						
5257/23.2	Grt(12)-Opx Grt(38)-Opx	600 600			4.5 5.1	3.3 4.1
Геотермобарометр Grt-Opx						
			AK		AP(2)	
			T	P	T	P
5257/23.2	Grt(12)-Opx(47)	554	5,0		548	4,0

*В таблице приняты следующие сокращения гранат-Al₂SiO₅-плагиоклаз-кварцевого (GASP) и гранат-ортопироксенового геобарометров: AP(1) - Аранович, Подлесский, 1980; AK - Аранович, Косякова, 1987; AP(2) - Аранович, Podlesskii, 1989, H - Harley, 1984.

Таблица 11

Оценки температур метаморфизма (T, °C) метapelитов Приоскольского зонального метаморфического комплекса по гранат-кордиеритовой и гранат-ортопироксеновой термометрии при давлении 4 кбар

Образец	Ассоциация и №№ анализов (в табл. 1,2,4-8)	Геотермометр							
		Grt-Opx				Grt-Crd			
		AK	LP	B	LG	T	HL	LP	P
5257/23.2	Grt(12)-Opx(47)	552	509	553	561	-	-	-	
	Grt(38)-Opx(47)	613	573	563	578	-	-	-	
5257/22	Grt(1)-Crd(7)					714	684	676	723
	Grt(2)-Crd(8)					687	666	656	701
	Grt(5)-Crd(9)	-	-			659	642	635	653
	Grt(8)-Crd(10)	-	-			683	663	655	699

*В таблице приняты следующие сокращения геотермометров: P - Перчук, 1989; AK - Аранович, Косякова, 1987; T - Thompson, 1976; HL - Holdaway, Lee, 1977; LP - Лаврентьева, Перчук, 1981; P - Perchuk et al., 1984; B - Bhattacharya et al., 1991; LG - Lee, Ganguly, 1988.

Таблица 12

Сопоставление температурных интервалов среднетемпературных метapelитов в метаморфических областях умеренных давлений

Метаморфическая область	P, кбар	Температура по зонам метаморфизма, °C		Источник
		ставролит-силлиманитовая	мусковит-силлиманитовая	
Западный Мэн (США)	3,1	-	580-660	Holdaway et al., 1988
Квадрат Аугуста (США)	3,5	530-560	-	Novak, Holdaway, 1981
Квадрат Западный Сидней (США)	2,8	-	>550	Osberg, 1971
Коннемара (Ирландия)	4,0	580-620	620-650	Yardley et al., 1980
Кристалликум Сухи (Словакия)	3,0	-	>550	Кориковский и др., 1987
Кристалликум Поважского Иновца (Словакия)	3,5-4,0	500-540	540-580	Кориковский, Путиш, 1986
Блэк Хиллс (Южная Дакота, США)	3,0-4,3	501-545	527-584	Helms, Labotka, 1991
Воронцовская серия ВКМ	3,0	522-580	>560	Савко, 1990
Приоскольский зональный метаморфический комплекс	4,0-5,0	? - 554	554-632	

ды разложения ставролита P-T тренд метаморфизма был близок к линии фазового перехода And→Sil. Так как андалузит не был установлен ни в ставролит-силлиманитовой, ни в мусковит-силлиманитовой зонах (кроме упомянутого образца), можно предположить отклонение прогрессивной ветви P-T траектории в направлении понижения давления в области изограды исчезновения ставролита. В дальнейшем происходил рост P-T параметров, который

привел к полному замещению андалузита силлиманитом.

P-T условия метаморфизма метapelитов силлиманит-мусковитовой зоны для образцов 5257/23.2, 5257/22, содержащих гранат, биотит, кордиерит, ортопироксен, можно оценить, с помощью минеральной гранат-кордиеритовой, ортопироксен-гранатовой и гранат-биотитовой термометрии. Гранат-биотитовая термометрия дает интервал температур

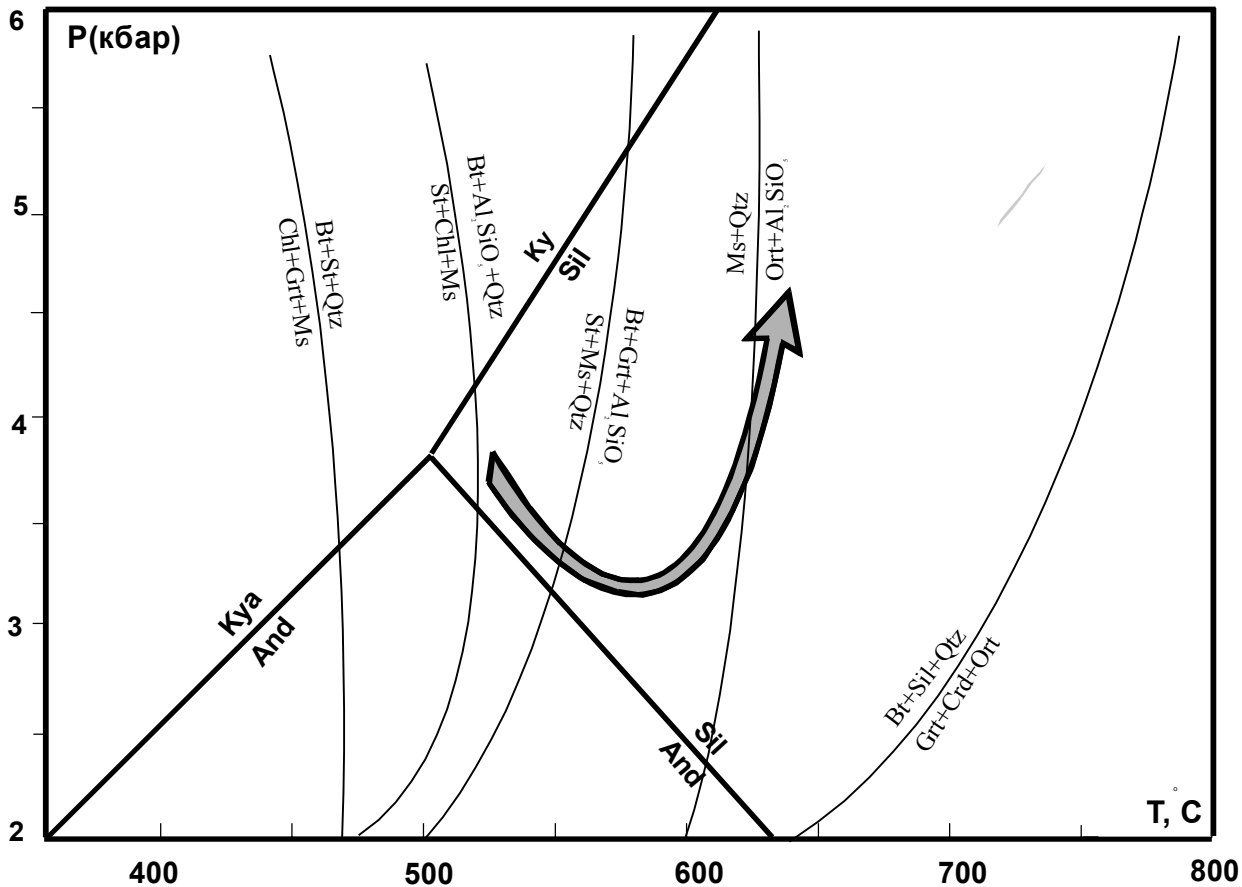


Рис. 8. Прогрессивный P-T тренд метаморфизма метапелитов Приоскольского зонального комплекса. Линии изогранных реакций нанесены по С.П.Кориковскому [5].

541-623 °С, гранат-ортопироксеновая – 552-560 °С, гранат-кордиеритовая – 642-683 °С (табл.9,11). Для определения давления использовался гранат-ортопироксеновый барометр [1,23], по которому получены значения 4,5-5,1 кбар (табл.10). Более высокие значения температур, полученные по гранат-кордиеритовой термометрии, по-видимому, обусловлены магнезиальными составами граната и кордиерита в среднетемпературных метапелитах. В целом температурные интервалы ставролит-силлиманитовой и силлиманит-мусковитовой зон хорошо согласуются с таковыми из известных зональных комплексов (табл.12).

P-T тренд прогрессивного метаморфизма раннепротерозойских метапелитов Приоскольской структуры показан петрогенетической диаграмме С.П.Кориковского [5], с нанесенными изогранными реакциями (рис.8).

Таким образом, температурный режим метаморфизма определен как: 530-554 °С для ставролит-силлиманитовой зоны; 554-632 °С для мусковит-силлиманитовой. Предполагается, что при температурах 550-570 °С отмечалось понижение давления на 1-1,5 кбар, что могло быть связано с кратковременным растяжением Приоскольской структуры при региональном метаморфизме.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Интеграция» (проект

С0007/2000), гранта «Российские университеты» (проект 990087), гранта Президента РФ (проект 00-15-99397) и гранта Российского фонда фундаментальных исследований (проект 00-05-64522).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Гранат-ортопироксеновый геотермобарометр: термодинамика и применение // Геохимия. -1987. -№ 10. -С. 1363-1367.
2. Аранович Л.Я., Подлесский К.К. Гранат-плаггиоклазовый геобарометр// Докл. АН СССР. -1980. -Т.251, №5. -С.1216-1219.
3. Глебовицкий В.А. Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // Геотектоника. -1996. -№5. -С.27-42.
4. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма. -М., 1970. -432 с.
5. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. -М., 1979. -260 с.
6. Кориковский С.П. Контрастные модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции // Петрология. -1995. -№1. -С. 45-63.
7. Кориковский С.П., Путиш М. Метаморфическая зональность и диафорез в кристалликуме Поважского Иновца// Geologica Carpathica. -1986. -V.37, № 2. -P.115-136.
8. Кориковский С.П., Каган П., Путиш М. и др. Метаморфическая зональность в кристалликуме Сухи и высокотемпературный метасоматоз в глиноземистых

- гранитах Стражовских гор // *Geologica Carpathica*. -1987. -V. 38, №2. -P. 76-89.
9. Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Фазовое соответствие в системе биотит-гранат. Экспериментальные данные // Докл. АН СССР. -1981. -Т.260, №3. -С.731-734.
 10. Перчук Л.Л. Взаимосогласование некоторых Fe-Mg геотермометров на основе закона Нернста: ревизия // *Геохимия*. -1989. -№5. -С.611-622.
 11. Перчук Л.Л., Геря Т.В., ван Ринен Д.Д. и др. Метаморфический пояс Лимпопо, Южная Африка: 2. Режим декомпрессии и остывания гранулитов и пород кратона Каапвааль // *Петрология*. -1996. -№6. -С.619-648.
 12. Ревердатто В.В., Шеплев В.С., Полянский О.П. Метаморфизм погружения и эволюция рифтовых впадин: модельное приближение // *Петрология*. -1995. -№1. -С.37-44.
 13. Савко К.А. Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в среднетемпературных метapelитах воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* -1990. -№11. -С.79-87.
 14. Савко К.А. Гранулиты Воронежского кристаллического массива: петрология и эволюция метаморфизма // Воронеж, 1999. -130 с.
 15. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П. и др. // Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии // *Геотектоника*. -1997. -№3. -С.21-30.
 16. Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K. Geothermobarometry of high-grade metapelites: simultaneously operating reactions // From Daly J.S., Cliff R.A. & Yardley B.W.D.(Eds), *Evolution of Metamorphic Belts*, Geol. Soc. Spec. Publ. -London, 1989. -№43. -P.45-61.
 17. Bhattacharya A., Krishnakumar K.R., Raith M., Sen S.K. An improved set of a-X parameters for Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the orthopyroxene-garnet thermometer and the orthopyroxene-garnet-plagioclase-quartz barometer // *J.Petrol.* -1991. -V.32, № 3. -P.629-656.
 18. De Yoreo J.J., Lux D.R., Guidotti C.V. Thermal modeling in low pressure/high temperature metamorphic belts // *Tectonophysics*. -1991. -V.188. -P.253-268.
 19. Ellis D.J. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts // *Geology*. -1987. -V.15, P.167-170.
 20. England P.C., Thompson A.B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // *J. Petrol.* -1984. -V.25, Pt.4. -P.894-928.
 21. Ewans B.W.D. Phase relations of epidote-blueschists // *Lithos*. -1990. -V.25. -P.3-23.
 22. Fonarev V.I., Graphchikov A.A., Konilov A.N. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // *Int. Geol. Review*. -1991. -V.33. -№ 8. -P.743-783.
 23. Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ // *J. Petrol.* -1984. -V.25, № 3. -P. -665-694.
 24. Harley S.L. The origins of granulites: a metamorphic perspective // *Geol. Mag.* -1989. -V.126, №3. -P.215-247.
 25. Helms T.S., Labotka T.C. Petrogenesis of early proterozoic pelitic schists of the southern Black Hills, South Dakota: constraints on regional low-pressure metamorphism // *Geol. Soc. Amer. Bull.* -1991. -V.103. -P.1324-1334.
 26. Holdaway M.J., Dutrow B.L., Hinton R.W. Devonian and carboniferous metamorphism in west-central Maine: the muscovite-almandine geobarometer and staurolite problem revisited // *Amer. Mineral.* -1988. -V. 73, №1/2. -P.20-47.
 27. Holdaway M.J., Lee S.M. Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks, based on experimental, theoretical and natural observations // *Contrib. Mineral. Petrol.* -1977. -V.63, № 2. -P.175-198.
 28. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.* -1983. -V.68. -P.277-279.
 29. Leake E. Nomenclature amphiboles // *Miner. Magaz.* -1978. -V.42. -P.533-563.
 30. Lee H.I., Ganguly J. Equilibrium compositions of coexisting garnet and orthopyroxene: experimental determinations in the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂, and applications // *J. Petrol.* -1988. -V. 29, № 1. -P.93-113.
 31. Novak M.J., Holdaway M.J. Metamorphic petrology, mineral equilibria and polymetamorphism in the Augusta quadrangle south-central Maine // *Amer. Miner.* -1981. -V. 66, № 1/2. -P.51-69.
 32. Osberg P.H. An equilibrium model for Buchan-type metamorphic rocks, South-central Maine // *Amer. Mineral.* -1971. -V.56. -P.570-586.
 33. Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V., Kotelnikov A.R., Petrik I. Comparative characteristics of the metamorphism thermodynamic regimes for rocks of the Major Caucasian range and Western Carpathian // *Geologicky Zbornik-Geologica Carpatika*. -1984. -V.35, № 1. -P.105-155.
 34. Powell R., Holland T. Calculated mineral equilibria in the pelite system KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) // *Amer. Miner.* -1990. -V.75. -P.367-380.
 35. Robinson P., Ross M., Jaffe H.W. Composition of the anthophyllite-gedrite series, comparisons of gedrite and hornblende, and the anthophyllite-gedrite solvus // *Amer. Miner.* -1971. -V.56. -P.1005-1041.
 36. Robinson P., Spear F.S., Schumacher J.S. et al. Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrences and theory // In *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*. -1982. -V.9B. -P.1-227.
 37. Schneiderman J.S., Tracy R.J. Petrology of orthoamphibole-cordierite gneisses from the Orijärvi area, southwest Finland // *Amer. Miner.* -1991. -V.76. -P.942-955.
 38. Spear F.S. The gedrite-anthophyllite solvus and the composition limits of orthoamphibole from the Post Pond Volcanics, Vermont // *Amer. Miner.* -1980. -V.65. -P.1103-1118.
 39. Spear F.S., Cheney J.T. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O // *Contrib. Mineral. Petrol.* -1989. -V.101, №29. -P.149-164.
 40. Thompson A.B. Mineral reactions in pelitic rocks: 1 Prediction of P-T-X (Fe-Mg) relations // *Amer. J. of Science*. -1976. -V.276, №4. -P.401-424.
 41. Will T., Okrusch M., et al. Phase relations in the greenschist-blueschist-amphibolite-eclogite facies in the system Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCFMAS) with application to metamorphic rocks from Samos, Greece // *Contrib. Miner. Petrol.* -1998. -V.132, №1. -P.85-102.
 42. Xu G., Will T.M., Powell R. A calculated petrogenetic grid for the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O with particular reference to contact-metamorphosed pelites // *J. Metam. Geol.* -1994. -№12. -P.99-119.
 43. Yardley B.W.D., Leake B.E., Farrow C.M. The metamorphism of Fe-rich pelites from Connemara, Ireland // *J. Petrol.* -1980. -V.21. -P.365-399.

