

УДК 552.4(470.324)

© 1992 г. САВКО К.А.

### ЗОНАЛЬНОСТЬ ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

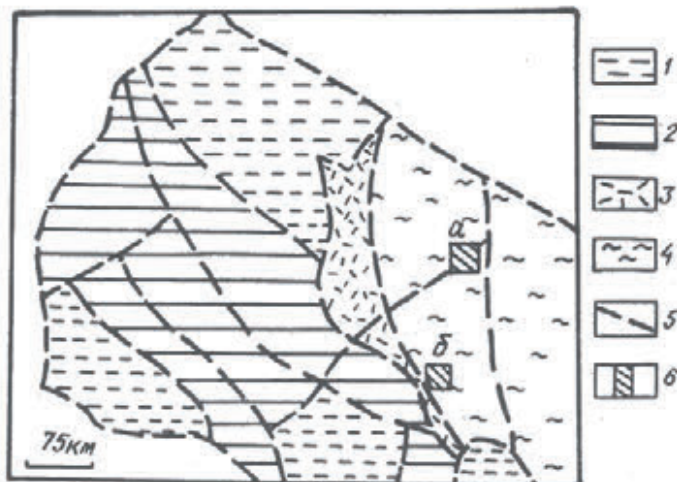
В тесно ассоциированных с метапелитами железистых известково-силикатных метаосадочных породах воронцовской серии (юго-восток Воронежского кристаллического массива) была закартирована метаморфическая зональность на основе прогрессивных реакций декарбонатизации и дегидратации. Установлены роговообманково-цоизитовая и диопсидовая изограды, разделяющие роговообманково-кальцит-хлоритовую, роговообманково-цоизитовую и диопсидовую зоны в интервале температур 460—600° при  $P_{\text{общ}} = 3,2—3,6$  кбар. Первые две соответствуют гранатовый и ставролитовой зонам метаморфизма, ранее закартированным в метапелитах. Диопсидовая зона имеет более широкий диапазон температур: от ставролит-силлиманитовой до силлиманит-калишпат-кордиеритовой включительно.

В отличие от многочисленных публикаций по петрологии метапелитов в отечественной литературе, как уже отмечалось [1], крайне мало работ, посвященных минеральным равновесиям в известково-силикатных метаосадках, и практически нет примеров детального описания метаморфической зональности в этом типе пород. В противоположность метапелитам парагенезисы минералов кальциево-силикатных метаморфических пород более чувствительны к их валовому составу и составу флюида. Поэтому метаморфическая зональность, картируемая в известково-силикатных породах, не может опираться на какую-либо универсальную схему смены минеральных парагенезисов с увеличением температуры, как, например, для метапелитов.

Цель настоящей работы — выявление метаморфической зональности в известково-силикатных породах на юго-востоке Воронежского кристаллического массива (ВКМ) методом картирования изоград на основе прогрессивных реакций декарбонатизации и дегидратации, интерпретация изменений минеральных парагенезисов с увеличением степени метаморфизма.

Рис. 1. Обзорная схема тектонического строения Воронежского кристаллического массива

1 — протоплатформенные архейские блоки; 2 — мегаблок КМА; 3 — Воронежский блок; 4 — юго-восток ВКМ; 5 — глубинные разломы; 6 — районы исследования: а — Еланский, б — Мамонско-Подколдновский



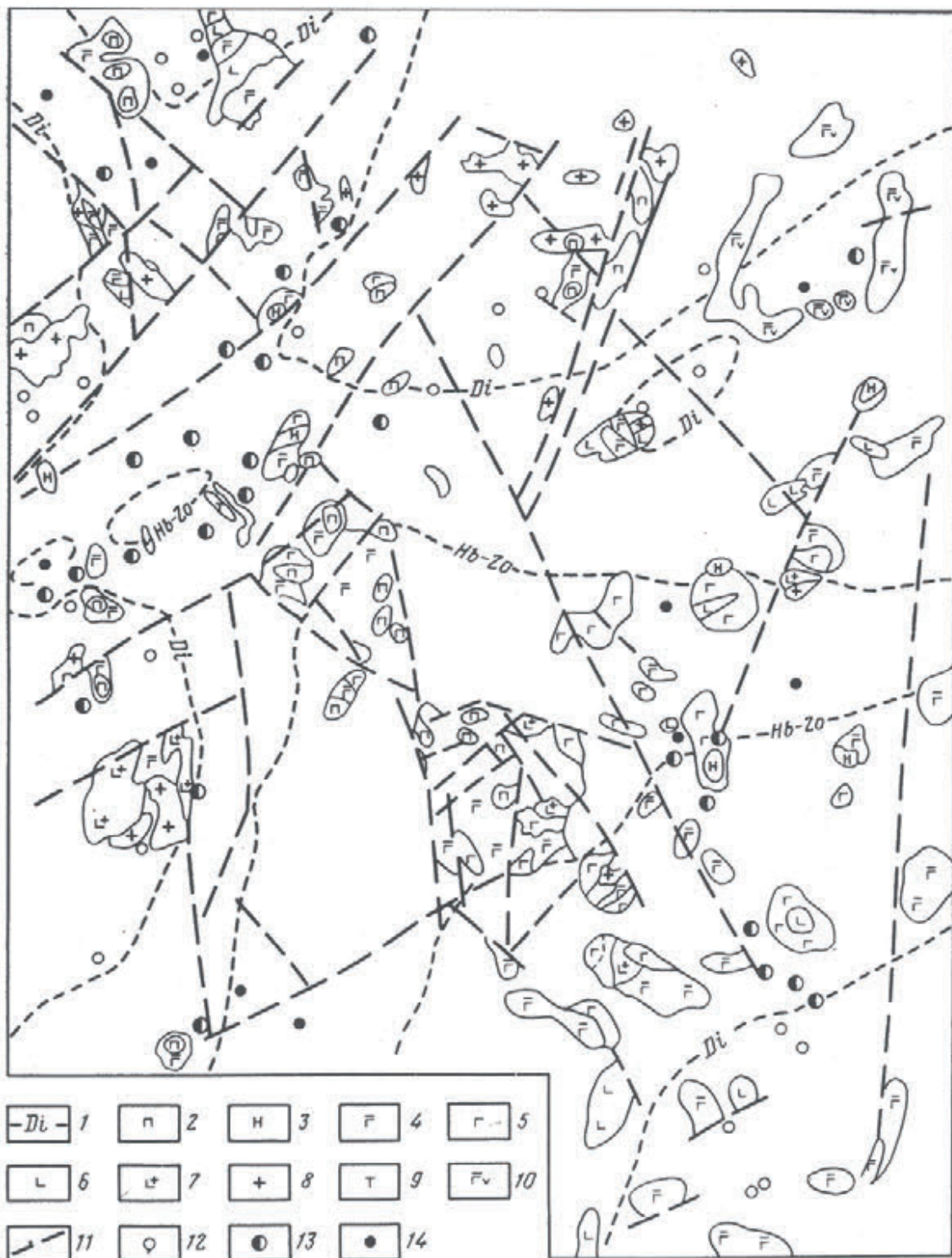


Рис. 2. Схематическая карта метаморфической зональности известково-силикатных метасадков Еланского участка

1 — линии изоград; интрузивные породы; 2 — перидотиты, 3 — пироксениты, 4 — габбро-нориты, 5 — нориты; 6 — диориты, 7 — кварцевые диориты, 8 — граниты, 9 — сиениты, 10 — габбродолериты; 11 — разрывные нарушения. Точки отбора образцов, содержащих индекс-минералы: 12 — диопсид, 13 — цоизит + роговая обманка, 14 — роговая обманка + кальцит + хлорит

### Геологическая обстановка

Юго-восток ВКМ или Воронежский мегасинклиорий представляет собой крупную линейную тектоническую структуру длиной до 350 км и шириной 150 км (до Новохоперского глубинного разлома) (рис. 1). Конечно, породы воронцовской серии залегают и далее на восток, но там они практически не изучены из-за резкого погружения докембрийского фундамента на глубину. Мощность фанерозойского осадочного чехла изменяется от 80 до 450—500 м, т.е. нижепротерозойские метаморфические породы повсюду перекрыты, и все данные

настоящего исследования получены при бурении скважин в процессе глубинного геологического картирования и поисковых работ на никель.

В изученном районе осадочно-метаморфические образования прорваны интрузиями мамонского комплекса, включающего широкий спектр пород от кварцевых диоритов до перидотитов, габбродолеритов новогольского, сиенитов артюшкинского и гранитоидов бобровского комплексов (рис. 2).

Метапелиты и метапсаммиты составляют около 95—97% объема пород воронцовской серии, имеющей мощность по сейсмическим данным от 2—3 до 8—10 км. В метапелитах в изучаемом районе были закартированы гранатовая, ставролитовая, ставролит-силлиманитовая, силлиманитовая зоны [2, 3]. Метапелиты претерпели прогрессивный метаморфизм в следующих условиях:  $T$  от 460 до 600°,  $P_{\text{общ}} = 3,3—3,6$  кбар. Карбонатсодержащие метаосадки присутствуют в виде прослоев среди метапелитов мощностью от первых сантиметров до 1,5—2,0 м (обычно 10—50 см). Они характеризуются светло-зеленовато-серой окраской, чаще всего мелкозернистые с бластопсаммитовой, гранобластовой, порфиробластовой структурой.

### **Проблемы интерпретации минеральных равновесий в известково-силикатных метаосадочных породах**

Из обзора работ по метаморфизму известково-силикатных осадочных пород [6, 8, 10, 13, 14, 17] очевидно, что их можно разделить по химическому составу на относительно магнезиальные, первоначально содержавшие доломит [10, 13, 17] и относительно железистые, содержавшие анкерит [6, 8, 14], а также по степени окисления железа. Минеральные ассоциации, образовавшиеся при метаморфизме этих пород, различаются. В относительно магнезиальных породах на низких ступенях метаморфизма основными минералами являются доломит и тремолит. В более железистых метаосадках стабильны анкерит, кальцит и актинолит. В породах с низкой степенью окисления железа присутствует цоизит, с высокой — эпидот и магнетит. Этими различиями обусловлены разные прогрессивные метаморфические реакции, наблюдаемые в двух типах пород, разные названия изоград и несовпадение их положений на РТ-диаграммах.

Истинные равновесия в богатых кальцием метаосадках сложны для интерпретации по следующим причинам.

1. Высокая изоморфная емкость минералов (карбонатов, амфиболов, хлоритов, эпидотов) делает их устойчивыми на протяжении широкого диапазона изменения РТ-условий, и образование новых фаз в результате реакций, картируемых как изограды, встречается намного реже, чем в метапелитах.

2. Сложный состав флюида и особенно колебания в содержании  $\text{CO}_2$  оказывают влияние на реакции декарбонатизации; изменения состава флюида могут оказывать существенное воздействие на распределение и конфигурацию изоград.

3. Так как большинство известково-силикатных метаосадков залегает в виде прослоев среди других литологических типов пород (метапелитов, метапсаммитов, кварцитов и т.д.), то химический состав этих прослоев может меняться, что в свою очередь оказывает влияние на состав флюида и минеральные реакции, происшедшие в этих прослоях. Например, как описано Дж. Ферри [6], привнос воды в известково-силикатные породы из внешних источников с уменьшением  $\text{CO}_2$  (к примеру, при реакциях дегидратации в переслаивающихся метапелитах) расширяет стабильность цоизита на локальных участках.

4. Некоторыми исследователями [7, 15] установлена миграция Na и K из карбонатно-силикатных пород с увеличением степени метаморфизма. Это усложняет минеральные реакции, делая их метасоматическими.

## Метаморфическая зональность и минеральные парагенезисы в известково-силикатных породах воронцовской серии

Карбонатсодержащие метаосадки воронцовской серии являются относительно железистыми породами и характеризуются низкой степенью окисления железа. Поэтому в них стабильны цоизит и альмандин-гроссуляровый гранат, а не эпидот и андрадит. Картирование изоград и определение РТ-условий метаморфизма для известково-силикатных пород облегчается их тесной пространственной ассоциацией с метапелитами, которые уже изучались ранее [2, 3].

В известково-силикатных породах воронцовской серии закартировано две изограды: роговообманково-цоизитовая и диопсидовая, разделяющие три метаморфические зоны: роговообманково-кальцит-хлоритовую, роговообманково-цоизитовую и диопсидовую (рис.2).

Роговообманково-кальцит-хлоритовая зона является наиболее низкотемпературной и соответствует по РТ-условиям средней и верхней частям гранатовой зоны в метапелитах. Породы роговообманковой зоны часто имеют бластосаммитовую структуру, где более крупные обломки представлены кварцем, реже плагиоклазом, а кальцит и слюдистые минералы более мелкозернистые и вместе с мелким кварцем и плагиоклазом слагают матрикс. Наиболее маловариантными ассоциациями роговообманково-кальцит-хлоритовой зоны являются  $Qtz + Cal + Act + Hb + Chl \pm Bt$ ,  $Qtz + Pl + Cal + Chl + Hb \pm Bt^1$ .

Количество кальциевого амфибола не превышает 15 модалн.%, и он представлен или сильно удлиненными призматическими кристаллами светло-зеленой окраски или выделениями неправильной, иногда округлой формы — «пятнами» с сильно изрезанными краями. Между актинолитом и роговой обманкой внутри отдельных зерен наблюдаются постепенные переходы. Роговая обманка умеренно глиноземистая с железистостью 47—49%, которая незначительно увеличивается от центра к краю кристалла в образце 8600/351,4 (табл. 1). Плагиоклаз в роговообманково-кальцит-хлоритовой зоне содержит до 31% анортитового компонента. Основной изоморфной примесью в кальците является  $MnO$ , а не  $FeO$  и  $MgO$ . Биотит в кальциево-силикатных метаосадках зоны либо отсутствует, либо присутствует в незначительных количествах (до 5—7 модалн.%). По-видимому, его нахождение в породах ограничено главным образом низким содержанием калия.

В породах роговообманково-кальцит-хлоритовой зоны очень редко встречается сфен, хотя по некоторым данным [6, 7] он устойчив при этих РТ-условиях. Редкость в парагенезисах сфена, вероятно, обусловлена небольшим содержанием ильменита, за счет реакции которого с кальцитом он должен образовываться.

С увеличением степени метаморфизма по направлению к верхней границе роговообманково-кальцит-хлоритовой зоны отмечается резкое уменьшение количества хлорита и увеличение роговой обманки.

Роговообманково-цоизитовая зона картируется по первому появлению цоизита в парагенезисе с роговой обманкой в известково-силикатных породах. С образованием этой ассоциации они почти полностью утрачивают бластосаммитовые структуры. По-видимому, с увеличением степени метаморфизма перекристаллизация карбонатсодержащих пород происходит быстрее, чем соответствующих им по РТ-условиям метапелитов. Температурный интервал роговообманково-цоизитовой зоны приблизительно соответствует ставролитовой зоне в ассоциированных метапелитах [3], возможно несколько шире с низкотемпературной стороны.

<sup>1</sup> В статье приняты условные обозначения: Ab — альбит, Act — актинолит, Alm — альмандин, An — анортит, Bt — биотит, Cal — кальцит, Chl — хлорит, Di — диопсид, Ep — эпидот, Grt — гранат, Grs — гроссуляр, Hb — роговая обманка, Kfs — калиевый полевой шпат, Ms — мусковит, Phl — флогопит, Pl — плагиоклаз, Pgr — пироп, Qtz — кварц, Sps — спессартин, Spr — сфен, Tr — тремолит, Zo — цоизит. Цифры при миналах граната ( $Alm_{38,5}$ ) — их процентное содержание.

Химические анализы и кристаллохимические коэффициенты минералов из парагенезиса  
Qtz + Pl + Cal + Hb (обр. 8600/351,4)

Компоненты	Hb (кр)	Hb (ц)	Pl	Cal
SiO <sub>2</sub>	44,74	45,63	59,63	0,28
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,47	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,86	9,66	24,53	—
FeO	16,47	17,66	—	0,58
MgO	10,11	10,31	—	0,37
MnO	0,56	0,30	—	1,23
CaO	11,98	11,53	6,73	57,18
Na <sub>2</sub> O	1,40	0,76	8,36	—
K <sub>2</sub> O	0,20	0,18	0,19	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	0,73	0,17	0,29
Сумма	97,59	97,23	99,61	
Si	6,620	6,715	2,654	
Ti	0,052	0,052	—	
Al	1,894	1,676	1,281	
Fe	2,040	2,173	—	
Mg	2,230	2,262	—	
Mn	0,070	0,037	—	
Ca	1,899	1,818	0,321	
Na	0,402	0,217	0,721	
K	0,038	0,034	0,011	
Cr	0,094	0,085	0,006	
Fe/(Fe + Mg), %	47,8	49,0		
x <sub>Ca</sub>			0,31	

Примечание к табл. 1—3.  $x_{Ca} = Ca/(Ca + Na)$ ; Alm, Prp, Sps, Grs — минералы граната; \*FeO в цоизите является Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, прочерк — содержание компонента не установлено, кр. — край зерна, ц — центр, пр. з — промежуточная зона. Анализы выполнены на микрозонде «Камебакс» (ВСЕГЕИ), аналитик Липатникова Т.Д.

Основными изменениями, которыми сопровождается образование парагенезиса Hb + Zo, являются: полное разложение хлорита, уменьшение количества, а затем и исчезновение биотита, появление гроссуляр-альмандинового граната, калиевого полевого шпата и сфена. Таким образом, наиболее полные ассоциации роговообманково-цоизитовой зоны: Qtz + Pl + Hb + Zo ± Cal ± Spn; Qtz + Zo + Grt + Hb ± Bt ± Spn, Qtz + Pl + Cal + Hb + Zo + Kfs ± Bt + Spn; Qtz + Cal + Act + Hb + Zo.

С переходом к роговообманково-цоизитовой зоне в породах уже почти не встречаются кристаллы роговой обманки неправильной формы, и она представлена только удлиненно-призматическими выделениями. Роговая обманка всегда находится в реакционных взаимоотношениях с биотитом и после исчезновения последнего может содержать его бронированные реликты.

Образующийся цоизит содержит некоторое количество трехвалентного железа (табл. 3) и никогда не сосуществует с хлоритом, хотя в некоторых образцах отмечаются реликтовые включения хлорита в цоизите. В известково-силикатных метаосадках присутствует только небольшое количество калиевого полевого шпата (решетчатый микроклин) вместе с роговой обманкой, что, по-видимому, обусловлено составом вмещающих пород.

Гранаты присутствуют приблизительно в каждом третьем образце в количестве, обычно не превышающем 5—7 модалн. %, и имеют часто очень неправильную, лапчатую форму. Исключительно редко отмечались включения цоизита в гранате.

Химические анализы и кристаллохимические коэффициенты минералов из парагенезиса  
Qtz + Pl + Cal + Grt + Hb + Spn (обр. 8715/449)

Компоненты	Grt (ц)	Grt (нр. з)	Grt (нр. з)	Grt (кр)	Hb (ц)	Hb (кр)
SiO <sub>2</sub>	38,51	36,85	36,98	36,12	43,15	42,68
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,12	—	0,17	0,61	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,89	20,94	20,36	20,95	13,61	12,96
FeO	26,54	25,93	26,93	27,49	18,09	17,77
MgO	1,59	1,65	1,64	1,52	8,19	8,87
MnO	4,67	4,57	4,90	4,17	0,32	0,36
CaO	9,31	0,45	8,79	9,25	11,57	11,88
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	1,26	1,42
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,51	0,47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,34	0,19	—	0,25	0,28
Сумма	99,77	99,85	99,79	99,67	97,99	97,57
Si	2,926	2,947	2,968	2,900	6,414	6,361
Ti	0,016	0,007	—	0,010	0,068	0,099
Al	1,973	1,974	1,926	1,982	2,384	2,277
Fe	1,779	1,735	1,807	1,846	2,249	2,214
Mg	0,190	0,196	0,197	0,182	1,815	1,971
Mn	0,317	0,309	0,333	0,284	0,040	0,045
Ca	0,799	0,810	0,756	0,796	1,843	1,897
Na	—	—	—	—	0,363	0,410
K	—	—	—	—	0,097	0,089
Cr	—	0,022	0,012	—	0,029	0,033
Fe/(Fe + Mg), %	90,4	89,8	90,2	91,0	55,3	52,9
Alm	57,7	56,9	58,4	59,4		
Prp	6,1	6,4	6,4	5,9		
Sps	10,3	10,1	10,8	9,1		
Crs	25,9	26,6	24,4	25,6		

Кристаллы, содержащие в достаточном количестве MgO и MnO, обнаруживают слабую зональность в краевой части, выраженную незначительным увеличением железистости и уменьшением магнезиальности, марганцовистости и кальциевости (табл. 2).

Интересно проследить изменение состава гранатов с постепенным увеличением содержания CaO в породе. В шлифе из образца 8715/449 встречен довольно постепенный контакт шириной 3 мм между метапелитом и кальциево-силикатной породой. В метапелите гранат содержит 13,6—15,8 гроссуляра (что выше, чем обычно для метапелитов). В гранате из карбонатно-силикатного прослоя (т.е. в 3 мм от граната в метапелите) содержание гроссуляра уже 24,4—26,6%, а альмандин 57,7—59,4%. В этой же скважине известково-силикатная метаосадочная порода (обр. 8715/419,1) вдали от контакта с метапелитом (0,3 м) содержит гранат следующего состава: Alm<sub>38,5—39,5</sub>, Prp<sub>0—1,6</sub>, Grs<sub>47,6—48,2</sub>, Sps<sub>10,7—13,9</sub>. Таким образом, состав граната в известково-силикатных породах контролируется, главным образом, составом породы. В одном образце наблюдалось окаймление биотита сфеном.

Диопсидовая зона является универсальной для известково-силикатных метаосадков. Она описывалась как в относительно магнезиальных [10, 13, 17], так и в относительно железистых породах [6, 8, 16]. Нижняя граница диопсидовой зоны картируется по появлению диопсида и для воронцовской серии приблизительно соответствует ставролит-силлиманитовой изограде в метапелитах [3].

Химические анализы и кристаллохимические коэффициенты минералов из парагенезиса  
Qtz + Cal + Grt + Zo + Act + Di + Spn (обр. 8715/419,1)

Компоненты	Act (кр)	Grt (u)	Grt (кр)	Di	Zo
SiO <sub>2</sub>	51,26	37,55	36,97	49,63	38,95
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	0,11	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,58	20,12	20,37	0,44	28,35
FeO	20,50	18,00	18,77	15,63	5,68*
MgO	10,61	—	0,44	8,42	—
MnO	0,83	6,49	5,03	0,72	0,14
CaO	12,48	17,40	17,91	23,72	24,84
Na <sub>2</sub> O	0,31	—	—	0,43	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,09	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,22	0,14	0,30	—
Сумма	97,74	99,78	99,63	99,49	97,96
Si	7,666	2,985	2,931	1,926	3,014
Ti	—	—	—	0,003	—
Al	0,279	1,885	1,904	0,020	2,586
Fe	2,564	1,197	1,245	0,508	0,331
Mg	2,366	—	0,052	0,487	—
Mn	0,105	0,437	0,338	0,024	0,009
Ca	2,000	1,482	1,521	0,986	2,060
Na	0,090	—	—	0,032	—
K	—	—	—	0,004	—
Cr	0,020	0,014	0,009	0,009	—
Fe/(Fe + Mg), %	52,0			51,1	
Alm		38,5	39,5		
Prp		—	1,6		
Sps		13,9	10,7		
Crs		47,6	48,2		

Наиболее маловариантными ассоциациями диопсидовой зоны являются:

Qtz + Pl + Zo + Hb + Di + Grt + Spn + Cal;

Qtz + Pl + Hb + Di + Kfs + Spn ± Cal;

Qtz + Cal + Act + Di + Grt + Spn.

Диопсид часто отмечается в сростаниях с кальциевым амфиболом, имеет промежуточную железистость (табл. 3) и является салитом. Расширяется стабильность сфена и в диопсидовой зоне он присутствует почти в каждом образце. В наиболее высокотемпературной части диопсидовой зоны породы становятся более крупнозернистыми и переходят в гнейсы. Диопсидовая зона имеет очень широкий температурный интервал, соответствующий ставролит-силлиманитовой, силлиманитовой и силлиманит-калишпат-кордиеритовой зонам в метапелитах. На всем его протяжении ассоциации не претерпевают существенных изменений. Только в наиболее высокотемпературных участках, соответствующих силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоне, уменьшается количество цоизита, калиевого полевого шпата, часто полностью отсутствует амфибол. Исчезновение амфибола может быть обусловлено его разложением в результате прогрессивных реакций. Однако эти предположения основаны на изучении только двух образцов из Мамонско-Подколдновского участка. Поэтому более предпочтительным все-таки будет объяснение, что отсутствие амфибола обусловлено специфическим составом породы, который попадает на диаграмме Mg, Fe—Ca—Al в область малоглиноземистых составов (крестик на рис. 3, b).

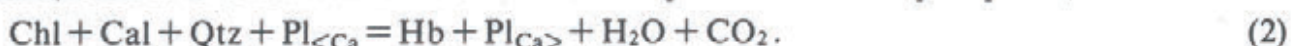
## Прогрессивные метаморфические реакции

*Роговообманково-кальцит-хлоритовая зона.* Нижняя граница нигде не была закартирована, но, по-видимому, первое появление роговой обманки в породах происходило вследствие реакции



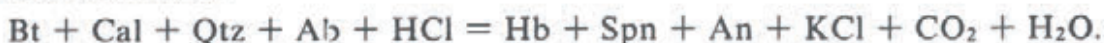
в результате которой роговая обманка либо обрастает актинолит с краев, либо дает самостоятельные новообразованные зерна. Актинолит и роговая обманка продолжают сосуществовать в породах, но реакция (1) по ее завершении делает невозможной устойчивость парагенезиса актинолита с кислым плагиоклазом.

С дальнейшим ростом температуры расширяется стабильность роговой обманки, увеличивается ее модальное количество, плагиоклаз становится более кальциевым. Эти изменения объясняются проявлением второй реакции



Вследствие этого сужается устойчивость парагенезиса  $\text{Chl} + \text{Cal}$ , что видно на диаграмме  $\text{Mg, Fe—Ca—Al}$  (рис. 3, а). Так как роговая обманка содержит дополнительные компоненты и ее состав должен находиться в тетраэдре  $\text{Ca—(Mg, Fe)—Al—Na}$  над плоскостью диаграммы, реакция (2) не является прерывистой и не приводит к полному исчезновению какой-либо из фаз.

Дж. Ферри [6] на основе реакции (2) выделял амфибол-анортитовую изограду в известково-силикатных метаосадках Уотервилл-Вассалборо (штат Мэйн). Но в более поздней работе [7] он полагает, что было слишком мало хлорита, чтобы объяснить значительное количество амфибола, наблюдаемого в амфиболовой и цоизитовой (по Ферри) зонах. По этой причине, а также на основании данных о выносе щелочей при метаморфизме из известково-силикатных пород он предложил метасоматическую реакцию образования кальциевого амфибола за счет биотита:



Для воронцовской серии не доказана миграция щелочей из известково-силикатных пород с увеличением степени метаморфизма, и в роговообманковой зоне не установлено присутствие еще одной (кроме биотита) фазы, богатой калием. К тому же биотит отмечается в небольшом количестве, так как породы относительно бедны калием. Поэтому основной реакцией образования роговой обманки будет реакция (2). Увеличение количества роговой обманки за счет распада биотита с появлением калиевого полевого шпата происходило в более высокотемпературной роговообманково-цоизитовой зоне.

*Роговообманково-цоизитовая зона.* Многие авторы [6, 8, 14, 18] связывали первое появление цоизита с реакцией



Для протекания этой реакции слева направо необходимо очень большое содержание воды в межзерновом флюиде, т.е. высокая величина  $x_{\text{H}_2\text{O}}$  и низкая —  $x_{\text{CO}_2}$ . Например, в метаморфических районах, изученных У. Кеннеди [9] и П. Мишем [12], они наблюдали реакцию (3), проходившую справа налево. По мнению Дж. Ферри [6], только добавление извне  $\text{H}_2\text{O}$  в известково-силикатные породы делает возможным протекание реакции (3) с образованием цоизита. Прогрессивная реакция, наблюдаемая У. Кеннеди в Шотландии [9] и П. Мишем [12] в Гималаях, предполагает, что метаморфизм происходил при близком к постоянному или увеличивающемся  $x_{\text{CO}_2}$ .

К тому же во всех работах эта реакция рассматривалась в идеальной системе  $\text{CaO—Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O—CO}_2$  без учета  $\text{Na}_2\text{O}$ , присутствующего в плагиоклазе, и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в цоизите. Из уравнения (3) следует, что с увеличением температуры



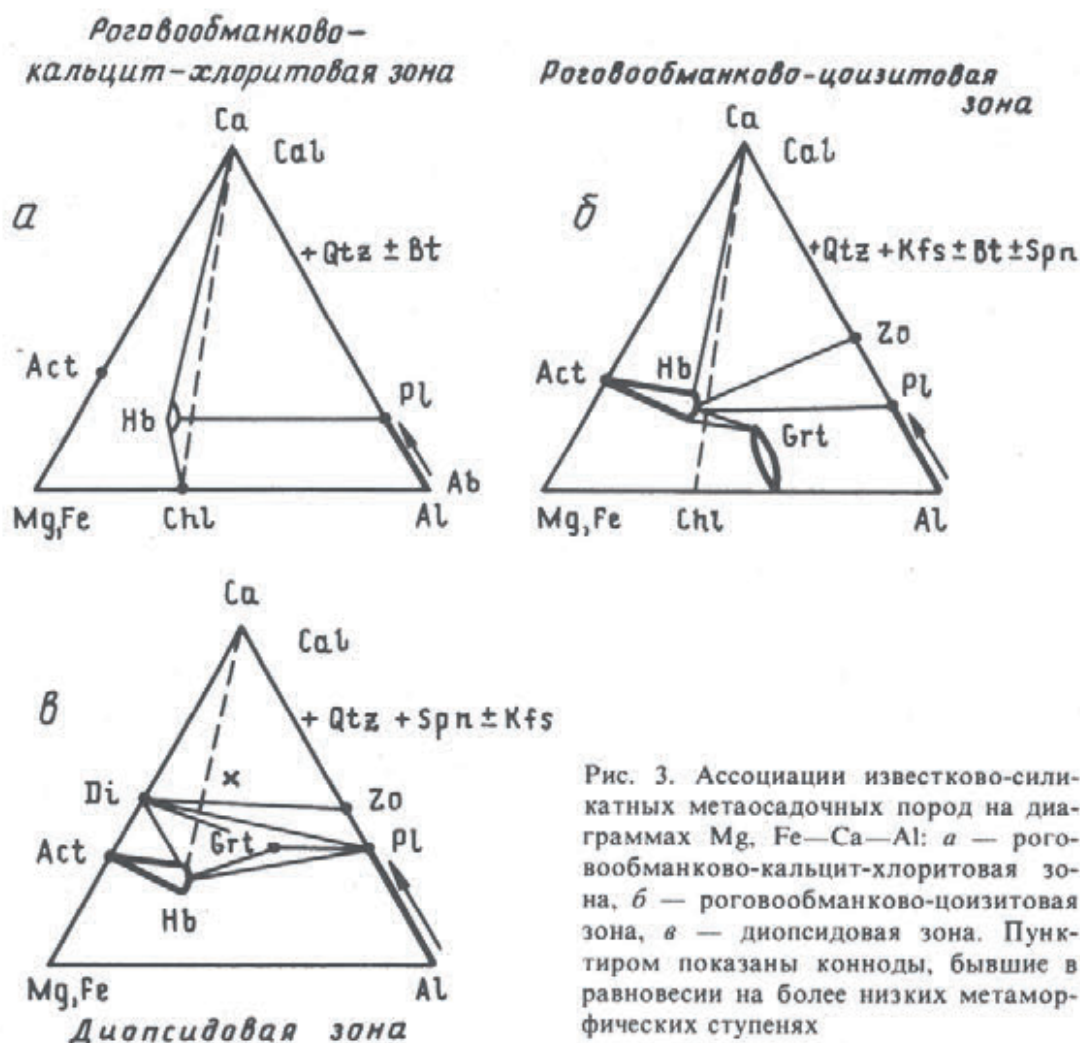


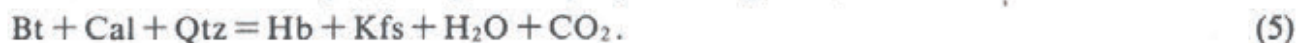
Рис. 3. Ассоциации известково-силикатных метасадочных пород на диаграммах Mg, Fe—Ca—Al: а — роговообманково-кальцит-хлоритовая зона, б — роговообманково-цоизитовая зона, в — диопсидовая зона. Пунктиром показаны конноды, бывшие в равновесии на более низких метаморфических ступенях

в результате прогрессивной реакции должно происходить снижение содержания анортита в плагиоклазе, т.е. уменьшение его кальциевости. С учетом двух дополнительных компонентов ( $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) это весьма проблематично. Петрографические наблюдения в известково-силикатных породах воронцовской серии позволили предложить другую реакцию:



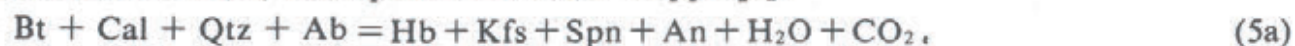
Сосуществующие цоизит и хлорит нигде не отмечались в этой зоне, за исключением единичных изолированных реликтов хлорита в цоизите. В результате этой реакции в известково-силикатных метасадках полностью исчезает хлорит и впервые появляется парагенезис роговой обманки с цоизитом, что приводит к изменению топологии диаграммы (рис. 3, б).

Биотит в целом не характерен для роговообманково-цоизитовой зоны и присутствует только в низкотемпературной части, находясь в реакционных взаимоотношениях с роговой обманкой. В средней части и особенно в верхней он отсутствует, сохраняясь только как включения в кристаллах роговой обманки. Разложение парагенезиса биотита с кальцитом начинается почти одновременно с исчезновением из пород хлорита в результате реакции



Эта реакция приводит к появлению в породах калиевого полевого шпата в ассоциации с роговой обманкой.

Реакция (5) наблюдалась и описывалась многими авторами [5, 6, 8, 14, 16, 18]. Некоторые из них [5, 6, 16] приводили ее в качестве изоградной. В несколько усложненном виде, как предложено Дж. Ферри [7]:



в результате реакции происходит некоторое увеличение количества сфена и кальциевости плагиоклаза. Все авторы отмечали, что амфибол-калишпатовая изограда в кальциево-силикатных метаосадочных породах по РТ-условиям соответствует ставролитовой зоне в ассоциированных с ними метапелитах.

Интересно, что в известково-силикатных метаосадках относительно магнезиального состава наблюдалась подобная реакция, но в ней принимают участие минералы, представленные крайними магнезиальными членами:  $\text{Phl} + \text{Cal} + \text{Q} = \text{Tr} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  [13, 17].

Первое появление гроссуляр-альмандинового граната в известково-силикатных породах воронцовской серии происходит в пределах роговообманково-цоизитовой зоны. Вообще вопрос образования граната в «кальциевых сланцах» довольно сложный. В метаморфической зональности, описанной Дж. Ферри [6], автор полагает, что гранат впервые появляется в породах в районе амфибол-анортитовой изограды (соответствует роговообманково-кальцит-хлоритовой зоне в настоящем исследовании), но реакции образования не приводит. По его мнению, так как «в изучаемом районе гранат является четверным  $\text{Fe} = \text{Ca} - \text{Mg} - \text{Mn}$  твердым раствором, его образование нельзя адекватно рассчитать одной простейшей реакцией». Т. Лаботка [11] посвятил специальную работу гранат-роговообманковой изограде в относительно магнезиальных известково-силикатных метаосадках и пришел к выводу, что в области магнезиальных составов сосуществование граната и роговой обманки нельзя объяснить прерывистой реакцией. Эта ассоциация должна быть результатом серии непрерывных реакций, так как фазовые равновесия в выделяемых им хлоритовой и гранат-роговообманковой зонах не перекрываются, хотя это может произойти в более железистых породах. Результирующей реакцией Т. Лаботки является:



При изучении известково-силикатных железистых метаосадков Шотландии Дж. Винчестер [18] установил ретроградную реакцию  $\text{An} + \text{Grs} + \text{H}_2\text{O} = \text{Zo} + \text{Qtz}$ . В более позднем исследовании тех же пород П. Таннер [14] предположил прогрессивную природу сходной реакции:  $\text{Zo} + \text{Cal} + \text{Qtz} = \text{An} + \text{Grs} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ . В гранатах вследствие этой реакции должно происходить увеличение содержания кальция от центра к краям кристаллов. В гранатах роговообманково-цоизитовой зоны в известково-силикатных метаосадках воронцовской серии такого распределения кальция не наблюдается. Петрографические данные: постоянная ассоциация роговой обманки с гранатом и увеличение ее глиноземистости, включения цоизита в гранате, уменьшение количества и исчезновение биотита в роговообманково-цоизитовой зоне предполагают в качестве более вероятной реакцию:



Эта реакция приводилась Эбботом [4] как изоградная для первого появления граната в метабазитах (только вместо цоизита в левой стороне этого равновесия участвует эпидот). Несмотря на то что реакция (6) предложена для амфиболитов, она применима и для известково-силикатных метаосадков, так как маловариантные ассоциации в обоих типах пород идентичны и различаются только соотношением минералов. Реакция (6) до некоторой степени похожа на реакцию Т. Лаботки [11], приведенную выше.

*Диопсидовая зона.* Изоградой появления диопсида в породах является реакция:



В несколько усложненном варианте [7] эта реакция сопровождается новообразованием анортита, увеличением основности плагиоклаза и появлением сфена, что действительно наблюдается в породах диопсидовой зоны.

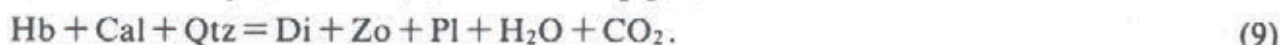
Рассмотрим возможность образования диопсида на диаграмме  $\text{Mg}, \text{Fe} - \text{Ca} - \text{Al}$  (рис. 3, в). В образце 8715/419,1 встречена интересная ассоциация:  $\text{Qtz} + \text{Cal} +$

+ Zo + Act + Di + Grt + Spn (составы некоторых минералов приведены в таблице). Существование такой ассоциации возможно только в породах, бедных натрием, так как актинолит может быть стабилен при этих РТ-условиях только при отсутствии плагиоклаза. Если диопсид образуется за счет распада части актинглита, то реакция (7) удовлетворительно это объясняет без привлечения каких-либо дополнительных фаз. То, что образование диопсида происходит за счет актинолита в ассоциации из обр. 8715/419,1, подтверждается их почти одинаковой железистостью (см. табл. 3). По этой причине новообразованный диопсид является салитом.

Если породы содержат плагиоклаз, то в них устойчива роговая обманка, а не актинолит, и при реализации реакции (7) должно происходить образование дополнительной фазы, которая содержала бы  $Al_2O_3$ . Такой фазой является плагиоклаз и реакция имеет следующий вид:



или, как было предложено Д. Хевиттом [8], цоизит:



В результате реакции (8) может не происходить образование новых плагиоклазов, а идет нарастание основности уже ранее существующих.

### Заключение

В железистых карбонатно-силикатных метаосадочных породах воронцовской серии закартирована метаморфическая зональность на основе прогрессивных реакций декарбонатизации и дегидратации. Выделено три зоны: роговообманково-кальцит-хлоритовая, роговообманково-цоизитовая и диопсидовая, которые по температурному интервалу при давлении 3,2—3,6 кбар соответствуют гранатовой, ставролитовой и ставролит-силлиманитовой зонам, закартированным в метапелитах. Диопсидовая зона имеет более широкий температурный диапазон: от ставролит-силлиманитовой до силлиманит-калишпат-кордиеритовой включительно. Описанная зональность и минеральные реакции в целом сходны с зональностью и реакциями в «кальциевых метапелитах» в районах с подобными РТ-условиями.

Автор выражает глубокую благодарность доктору геол.-мин. наук С.П. Кориловскому за обсуждение ряда положений этой статьи и конструктивную критику.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Васильев В.Н. и др. Картирование метаморфических комплексов на основе совместного анализа карбонатных и алюмосиликатных пород // *Метаморфические образования докембрия Восточной Сибири*. Новосибирск: Наука, 1988. С. 37—45.
2. Савко К.А. Региональный метаморфизм и металлогения юго-восточной части Воронежского кристаллического массива // *Сов. геология*. 1988. N 10. С. 83—89.
3. Савко К.А. Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в среднетемпературных метапелитах воронцовской серии Воронежского кристаллического массива // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1990. N 11. С. 79—87.
4. Abbot R.N. A petrogenetic grid for medium and high grade metabasites // *Amer. Mineralog.* 1982. V. 67. N 7/8. P. 865—876.
5. Carmichael D.M. Interesting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario // *J. Petrol.* 1970. V. 11. N 1. P. 147—181.
6. Ferry J.M. Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, South-Central Maine: mineral reactions and graphical analysis // *Amer. J. Science.* 1976. V. 276. N 7. P. 841—882.
7. Ferry J.M. Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro formation, South-Central Maine // *Amer. Mineralog.* 1983. V. 68. N 3/4. P. 334—354.
8. Hewitt D.A. The metamorphism of meaceous limestones from South-Central Connecticut // *Amer. J. Sci.* 1973. V. 273-A. P. 444—467.
9. Kennedy W.Q. Zones of progressive regional metamorphism in the Moine schists of the Western Highlands of Scotland // *Geol. Magazin.* 1949. V. 86. N 1. P. 43—56.

10. *Labotka T.C.* Petrology of an andalusite-type regional metamorphic terrane, Panamint Mountains, California // *J. Petrol.* 1981. V. 22. N 2. P. 261—296.
11. *Labotka T.C.* The garnet-hornblende isograd in calcic schists from an andalusite-type regional metamorphic terrain, Panamint Mountains, California // *J. Petrol.* 1987. V. 28. N 2. P. 323—354.
12. *Misch P.* Stable association of wollastonite-anorthite and other calc-silicate assemblages in amphibole facies crystalline schists of Nanga Parbat, Horth-West Himalagas // *Contrib. Miner. Petrol.* 1964. V. 10. N 2. P. 315—356.
13. *Sanford R.F.* Textures and mechanism of metamorphic reactions in the Cockeysville marble near Texas, Maryland // *Amer. Mineralog.* 1980. V. 65. N 5/6. P. 654—669.
14. *Tanner P.W.G.* Progressive regional metamorphism of thin calcareous bands from the Moinian rocks of NW. Scotland // *J. Petrol.* 1976. V. 17. N 1. P. 100—134.
15. *Tanner P.W.G., Miller R.G.* Geochemical evidence for loss of Na and K from Moinian silicate pods during prograde metamorphism // *Geol. Magazin.* 1980. V. 117. N 2. P. 265—275.
16. *Thompson P.H.* Mineral zones and isograds in «impure» calcareous rocks, an alternative means of evaluating metamorphis grade // *Contrib. Miner. Petrol.* 1973. V. 42. N 1. P. 63—80.
17. *Williams-Jones A.E.* Thermal metamorphism of siliceous limestone on the aureole of Mount Royal, Quebec // *Amer. J. Sci.* 1981. V. 281. N 5. P. 673—696.
18. *Winchester J.A.* The petrology of Moinian calc-silicate gneisses from Fannich Forest and their significance as indicators of metamorphic grade // *J. Petrol.* 1972. V. 13. N 3. P. 405—424.

Воронежская геолого-геофизическая  
экспедиция

Поступила в редакцию  
10.05.90