

- литов Приоскольской структуры, Воронежский кристаллический массив // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. -2000. -№ 3(9). -С. 102-119.
3. Савко К.А., Кальмуцкая Н.Ю. Петрология недосыщенных калием метapelитов Воронежского кристаллического массива с рассмотрением парагенезиса оливин-жидрит-ортопироксен-гранат-магнетит // Петрология. -2002. -Т.10, №3. -С. 283-311.
  4. Shumacher J. C. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles // Eur. J. Mineral. - 1997. -V. 9. -P. 643-651.
  5. Leake B.E., Woolley A.R., and 20 members of the Subcommittee on Amphiboles. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Eur. J. Mineral. - 1997. -V. 9. -P. 623-651.
  6. Robinson P., Spear F. S. et. al. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory // Reviews in mineralogy.-1982. -V. 9b. -P. 3-227.
  7. Klein C. Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush iron formation, southwestern Labrador // J. Petrol. -1966. -V. 7. -P. 246-305.
  8. Miyano T., Beukes N. J. Mineralogy and petrology of the contact metamorphosed amphibole asbestos-bearing Penge iron formation, Eastern Transvaal, South Africa // J.Petrol. 1997. V. 38, №5. -P. 651-676.
  9. Haase C. S. Metamorphic petrology of the Negaunee Iron Formation, Marquette District, Northern Michigan: Mineralogy, metamorphic reactions, and phase equilibria // Econ. Geol. -1982. -V. 77. -P. 60-81.
  10. Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. -М., 1966. -157 с.
  11. Miyano T., Klein C. Conditions of riebeckite formation in the iron-formation of the Dales Gorge Member, Hamersley Group, Western Australia // Amer. Mineral. -1983. -V. 68. -P. 517-529.
  12. Ernst W.G. Synthesis, stability relations, and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions// J. Geol. -1962. -V.70. -P. 689-736.
  13. Фонарев В.И. Минеральные равновесия железистых формаций докембрия. -М., 1987. -296 с.
  14. Evans B.W., Chiorso M.S. Thermodynamics and petrology of cummingtonite// Amer. Miner. -1995. -V. 80, № 7/8. -P. 649-663.
  15. Frost B.R. Contact metamorphic effect of the Stillwater Complex, Montana: the concordant iron formation: a discussion of the role of buffering in metamorphism of iron formation // Amer. Mineral. 1982. V. 67, № 1/2. -P. 142-148.
  16. Савко К.А. Фаялит-грюнерит-магнетит-кварцевые породы железистой формации ВКМ: фазовые равновесия и условия метаморфизма // Петрология. -1994. -Т.2, №5. -С. 540-550.
  17. Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. -М., 1940. -Вып.12, №5. -100 с.
  18. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. -М., 1965. -327 с.
  19. Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. -М., 1985. -196 с.

УДК 553.551.22:553.068.7(470.323)

## ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФАЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА МЕТАПЕЛИТОВ ТИМ-ЯСТРЕБОВСКОЙ СТРУКТУРЫ

Т.Н.Полякова, В.Ю.Скрябин

*Воронежский государственный университет*

Рассмотрена минералого-петрохимическая систематика метapelитов Тим-Ястребовской структуры. На основе анализа наблюдаемых фазовых равновесий в зеленосланцевой фации выделены хлорит-калишпатовая и биотит-мусковитовая ступени биотитовой субфации и гранатовая субфация метаморфизма. Выявлены типоморфные особенности минералов выделенных субфаций и оценен температурный диапазон метаморфизма пород.

До настоящего времени изучение процессов метаморфизма в пределах Тим-Ястребовской структуры ограничивалось лишь специфической группой железисто-кремнистых пород [1] или же образованиями, претерпевшими метаморфизм в условиях верхней части зеленосланцевой, а также эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций [2-5]. Однако наименее метаморфизованные образования оказались не изученными, хотя фазовые равновесия в породах низкотемпературной области зеленосланцевой фации имеют большое значение, поскольку возникающие на этом этапе минеральные ассоциации предопределяют дальнейшую эволюцию минерального состава пород в ходе прогрессивного метаморфизма.

В связи с этим данная работа посвящена рассмотрению фазовых равновесий в наименее метаморфизованных апелелитах Тим-Ястребовской структуры, выяснению соотношения роли состава исходных пород и температуры в появлении минеральных фаз и эволюции их типоморфных особенностей, а также оценке параметров метаморфизма в условиях зеленосланцевой фации.

### Геологическая позиция объекта

Тим-Ястребовская структура расположена в центральной части Воронежского кристаллического массива. В геодинамическом отношении она представляет собой внутриконтинентальный рифт [6,7], заложившийся в раннем протерозое на позднеархей-

ской протоплатформе и преобразованный в дальнейшем в синклинорную структуру, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток на 110 км при ширине до 30 км.

В строении Тим-Ястребовской структуры принимают участие стратифицированные образования раннего протерозоя. Они представлены железисто-кремнистыми породами курской серии, терригенными и карбонатными отложениями роговской свиты и вулканогенно-осадочными породами тимской свиты оскольской серии, метаморфизованными в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций.

Метапелиты присутствуют в составе всех стратиграфических подразделений, образуя как отдельные прослои среди пород иного состава, так и мощные (до первых сотен метров) пачки.

### Петрографическая характеристика

Рассматриваемые метапелиты представляют собой серые, темно-серые до черных, часто с зеленоватым оттенком тонко- и мелкозернистые породы. По размеру зерен, соотношению хлорита, слюд и кварц-полевошпатового агрегата наблюдаются переходы от метаалевропелитовых сланцев до метапсаммитов. В последних сохраняется реликтовая псаммитовая структура, характеризующаяся присутствием в породах первичных обломочных зерен кварца и полевых шпатов различной степени окатанности.

Микроструктура сланцев и основной массы в метапсаммитах лепидогранобластовая. В случае появления более крупных (до 2-3 мм) зерен новообразованных минералов структура пород становится порфиробластовой. С увеличением степени метаморфизма за счет перекристаллизации минералов возрастает зернистость метапелитов, что сопровождается появлением у хлорита и слюд более четких кристаллографических форм.

Метапелиты часто содержат различное количество углеродистого вещества, которое в химических анализах слабо метаморфизованных пород входит в состав потерь при прокаливании (п.п.п.). По этому признаку они подразделяются на две группы: без- и слабо углеродистые с величиной потерь при прокаливании менее 8 % мас. и сильно углеродистые с содержанием п.п.п. более 14 % мас. (рис. 1). Минеральный состав метапелитов варьирует и зависит от соотношения в них петрогенных компонентов и степени метаморфизма.

### Систематика метапелитов

Под «метапелитами» мы понимаем в различной степени метаморфизованные бывшие осадочные породы, в состав которых входили глинистые минералы (кандиты, гидрослюды, смектиты и другие смешанно-слоистые образования) и минералы свободного глинозема (бемит, гиббсит) с примесью терригенного кварца и полевых шпатов. В качестве границы между эпигенезом и метаморфизмом по-

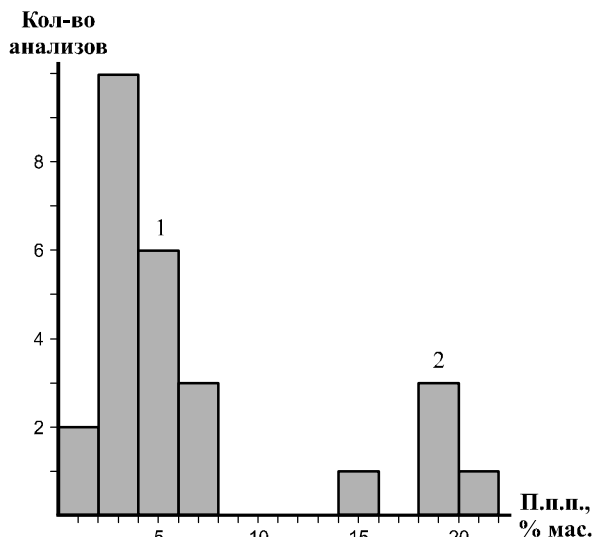
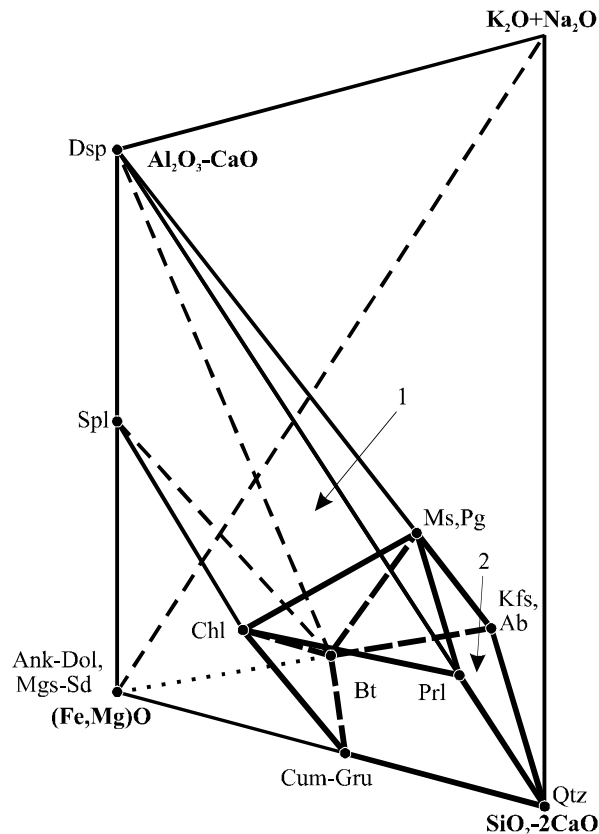


Рис. 1. Распределение потерь при прокаливании в метапелитах Тим-Ястребовской структуры: 1 – без- и слабоуглеродистые, 2 – сильноуглеродистые.

добных пород принимается момент установления в них полного физико-химического равновесия, что сопровождается исчезновением метастабильных ассоциаций, равновесным распределением компонентов между фазами и упорядочением структур листовых силикатов [8,9]. В ходе этого процесса образуются мусковит-фенгитовые слюды модификации 2M<sub>1</sub>, парагонит, хлорит, стильпномелан, пиррофиллит и диаспор, а терригенный плагиоклаз замещается альбитом. Характерной чертой слабо метаморфизованных метапелитов является присутствие в них небольшого количества кальцита, а также анкерит-доломитовых и магнезит-сидеритовых карбонатов, что отмечается многими исследователями и обусловлено, вероятно, достаточно высоким соотношением CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O во флюиде при низкотемпературном метаморфизме. Количество кальцита и доломита ограничивается величиной отношения в метапелитах  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) \geq 1$ , что обеспечивает полный переход кальциевого компонента в плагиоклаз при увеличении степени метаморфизма. Предельно допустимым содержанием анкерит-доломитовых и магнезит-сидеритовых карбонатов следует признать такое, при котором они полностью исчезают из парагенезисов: с кварцем в результате образования амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда, с калиевым полевым шпатом в результате образования биотита и с диаспором в результате образования шпинели.

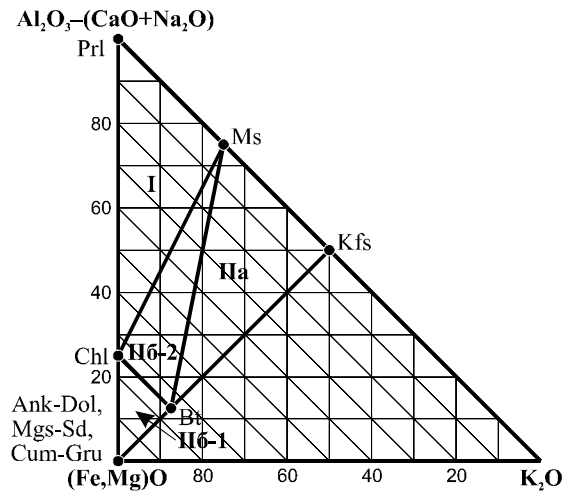
Таким образом, учитывая возникающие на начальной ступени метаморфизма минеральные фазы, а также возможные предельные содержания карбонатов, можно определить область состава метапелитов. В системе SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-(Fe,Mg)O-(Na,K)<sub>2</sub>O, в которой единственной кальцийсодержащей фазой является плагиоклаз, она будет ограничена парагенезисами, включающими в себя диаспор, шпинель, хлорит, мусковит, парагонит, пиррофиллит, биотит, калиевый полевой шпат, альбит, амфиболы куммингтонит-грюнеритового ряда и кварц (рис. 2).



**Рис. 2.** Область состава метапелитов в системе  $(Al_2O_3-CaO)-(Fe,Mg)O-(SiO_2-2CaO)-(K_2O+Na_2O)$ : 1 – пересыщенные глиноземом, 2 – пересыщенные кремнеземом. Условные сокращения минералов см.\*.

Поля парагенезисов  $Chl+Ms(Pg)+Prl$  и  $Chl+Bt+Ms(Pg)$  разделяют область состава метапелитов на пересыщенные  $Al_2O_3$  и пересыщенные  $SiO_2$  породы. Так как в метапелитах Тим-Ястребовской структуры парагонит отсутствуют, и все они содержат кварц, то их дальнейшая систематика может быть рассмотрена в системе  $Al_2O_3-(CaO+Na_2O)-(Fe,Mg)O-K_2O$ . В этой системе коннода  $Chl-Ms$  разделяет область состава пересыщенных  $SiO_2$  пород на два поля, соответствующие высоко- и низкоглиноземистым метапелитам. В высокоглиноземистых породах на начальной ступени метаморфизма, кроме хлорита и мусковита, присутствует пирофиллит. При повышении температуры в условиях зеленосланцевой фации в них возникают хлоритоид, андалузит или кианит. Низкоглиноземистые метапелиты, наряду с мусковитом и хлоритом, могут содержать  $Kfs$ ,  $Stp$  и железо-магнезиальные карбонаты. Низко-

\* – здесь и далее условные сокращения минералов: Ab – альбит, Adr – андрадит, Alm – алмадин, An – анортит, Ank – анкерит, Anp – аннит, Bt – биотит, C – углеродистое вещество, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Cld – хлоритоид, Cum – куммингтонит, Dol – доломит, Dsp – диаспор, Grs – гроссуляр, Grt – гранат, Gru – грюнерит, Ist – истонит, Kfs – калиевый полевой шпат, Mag – магнетит, Mgs – магнетит, Ms – мусковит, Or – ортоклаз, Pg – парагонит, Phl – флогопит, Phn – фенгит, Pl – плагиоклаз, Prp – пироп, Qtz – кварц, Sd – сидерит, Sdf – сидерофиллит, Spl – шпинель, Sps – спессартин.



**Рис. 3.** Минералого-петрохимическая систематика метапелитов пересыщенных  $SiO_2$ : I – высокоглиноземистые; II – низкоглиноземистые; а – высококальциевые; б – низкокальциевые; 1 – высокожелезо-магнезиальные; 2 – низкожелезо-магнезиальные.

глиноземистые метапелиты по конноде  $Bt-Ms$  подразделяются на высококальциевые и низкокальциевые. В высококальциевых метапелитах после реакций  $Stp+Kfs=Bt+Qtz+H_2O$  или  $Chl+Kfs=Bt+Ms+Qtz+H_2O$  остается избыточный  $Kfs$ , а в низкокальциевых –  $Chl$  или  $Stp$ . Низкокальциевые метапелиты по конноде  $Chl-Bt$  подразделяются на высоко- и низкожелезо-магнезиальные. В высокожелезо-магнезиальных породах с биотитом и хлоритом могут быть устойчивы стильпномелан и железо-магнезиальные карбонаты, за счет которых с увеличением степени метаморфизма появляются куммингтонит-грюнеритовые амфиболы, а в низкожелезо-магнезиальных – возможен парагенезис биотита и хлорита с мусковитом.

В пределах Тим-Ястребовской структуры высокоглиноземистые метапелиты наиболее широко распространены в основании разреза раннепротерозойских отложений среди пород стойленской свиты курской серии, что связано с размывом и переотложением древних кор выветривания. В составе оскольской серии как высокоглиноземистые, так и высокожелезо-магнезиальные метапелиты играют подчиненную роль. Здесь доминируют низкоглиноземистые низкожелезо-магнезиальные породы, а также достаточно широким распространением пользуются высококальциевые разновидности, при формировании которых источником сноса могли служить уже мигматизированные и гранитизированные к тому времени породы позднеархейской протоплатформы.

### Фазовые равновесия

Во всех метапелитах Тим-Ястребовской структуры содержится кварц, следовательно,  $SiO_2$  можно считать избыточным компонентом. Парагонит в рассматриваемых породах отсутствует. Единственным минералом-концентратором кальция и

**Минеральные парагенезисы зеленосланцевой фации  
в метапелитах Тим-Ястребовской структуры**

Субфации	Ступени метаморфизма	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Ms	Chl	Grt	Cum-Gru	C	
Биотитовая	Хлорит-калишпатовая	+	+	+	+		+				
		+		+		+	+			+	
	Хлорит-калишпатовая + биотит-мусковитовая	+			+			+			+
		+				+	+				
		+	+				+	+			+
		+						+			+
Биотит-мусковитовая	+	+	+	+	+		+	+(Sps)		+	
Биотитовая + гранатовая	Биотит-мусковитовая + гранатовая субфация	+		+	+	+				+	
		+	+		+	+					
Гранатовая	—	+			+		+	+			
		+	+		+	+	+	+			
		+				+	+	+			+
		+			+	+		+			
		+	+				+		+		
		+	+	+	+			+			
		+						+	+		
		+	+		+					+	
		+	+		+					+	+
Сквозные парагенезисы		+	+		+						
		+			+						
		+	+			+					
		+		+		+				+	

натрия является плагиоклаз, поэтому его наличие не влияет на фазовые равновесия остальных породообразующих минералов, а CaO и Na<sub>2</sub>O можно отнести к индифферентным компонентам. FeO, MnO и MgO, замещая друг друга в переменных количествах, входят в состав одних и тех же минеральных фаз и, следовательно, могут рассматриваться как изоморфные компоненты. Поэтому фазовые равновесия в метапелитах Тим-Ястребовской структуры необходимо анализировать в системе Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–(Fe, Mn, Mg)O–K<sub>2</sub>O.

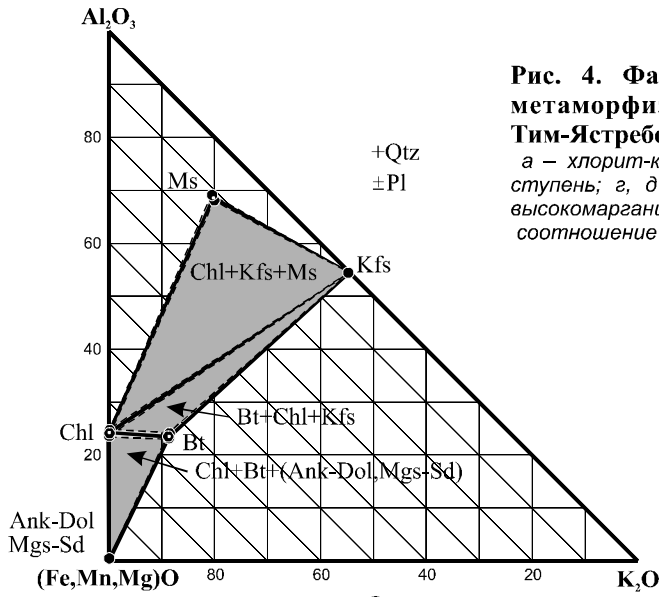
**Биотитовая субфация.** *Хлорит-калишпатовая ступень.* Наиболее низкотемпературными парагенезисами в изученных низкоглиноземистых метапелитах Тим-Ястребовской структуры являются Chl+Kfs+Bt и Chl+Kfs+Ms (табл. 1). Присутствие в породах ассоциации Bt+Kfs свидетельствует о степени метаморфизма, превышающей температурные условия образования биотита в результате реакции железо-магнезиальных карбонатов с калиевым полевым шпатом (Mgs-Sd(Ank-Dol)+Kfs+H<sub>2</sub>O=Bt(±CaCO<sub>3</sub>)+CO<sub>2</sub>) (рис. 4а). Устойчивость при этом парагенезиса Chl+Kfs позволяет оценить наиболее низкотемпературные условия метаморфизма пород как соответствующие нижней части биотитовой субфации зеленосланцевой фации (хлорит-калишпатовая ступень). В ряде скважин стабильность ассоциации Chl+Kfs совмещается с устойчивостью в переслаивающихся метапелитах другого состава парагенезиса Bt+Ms. Образование последне-

го на этой ступени метаморфизма возможно только в породах, первоначально содержащих в своем составе наряду с мусковитом также стильпномелан и калиевый полевой шпат, а появление биотита в данном случае обусловлено, вероятно, реакцией Stp+Kfs=Bt+Qtz+H<sub>2</sub>O.

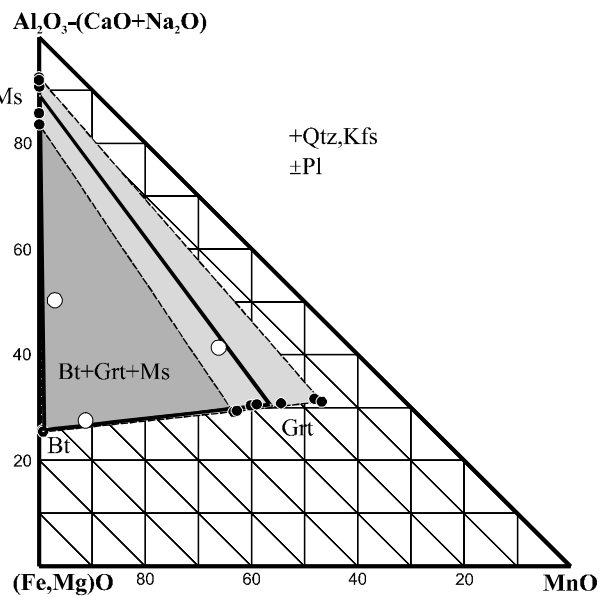
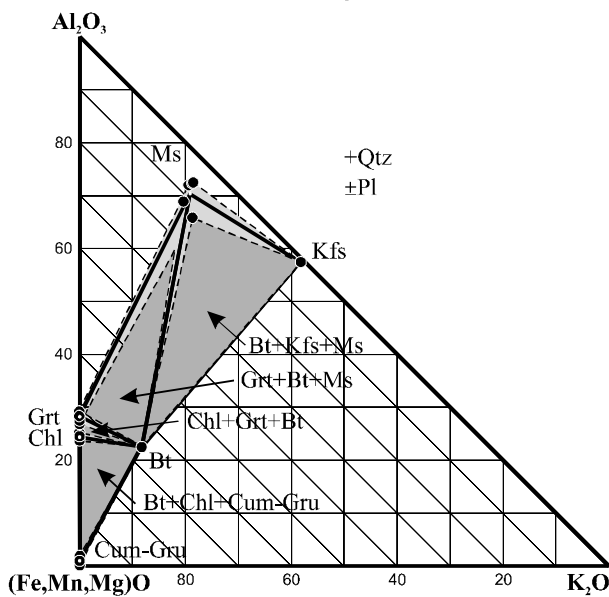
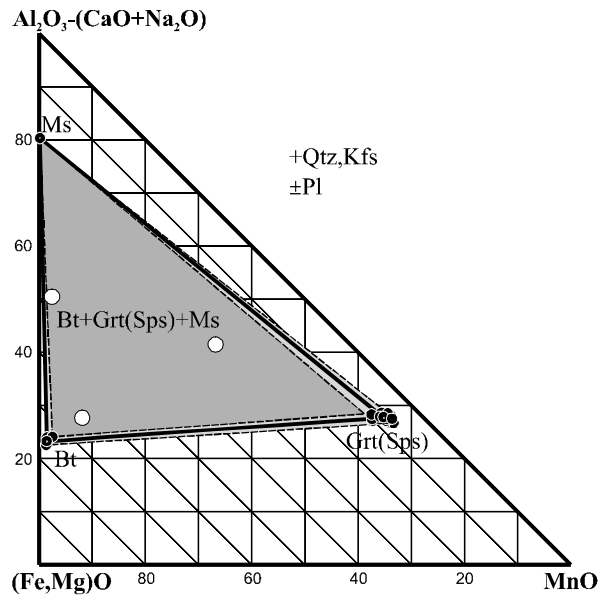
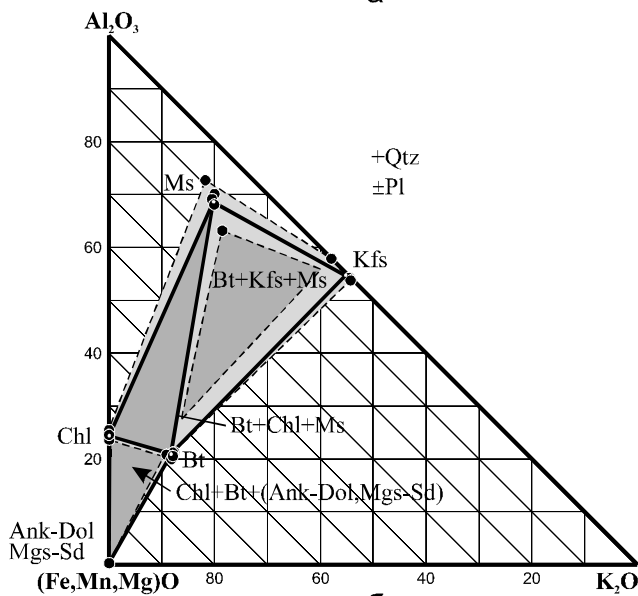
Таким образом, диапазон наиболее низкотемпературных условий метаморфизма метапелитов Тим-Ястребовской структуры ограничен с одной стороны исчезновением парагенезиса стильпномелана с калиевым полевым шпатом и появлением за счет них биотита, а с другой – устойчивостью ассоциации Chl+Kfs, что соответствует верхней части хлорит-калишпатовой ступени биотитовой субфации.

*Биотит-мусковитовая ступень.* В более метаморфизованных породах парагенезис хлорита с калиевым полевым шпатом исчезает, сменяясь ассоциацией биотита с мусковитом (Chl+Kfs=Bt+Ms+Qtz+H<sub>2</sub>O) (рис. 4б). В результате в низкоглиноземистых метапелитах возникают парагенезисы с избыточным калиевым полевым шпатом (Bt+Kfs+Ms) или же с хлоритом (Bt+Chl+Ms), присутствие которых свидетельствует об условиях метаморфизма, соответствующих верхней части биотитовой субфации, которые мы называем биотит-мусковитовой ступенью.

В метапелитах с избыточным калиевым полевым шпатом в некоторых случаях присутствует гра-



**Рис. 4. Фазовые равновесия зеленосланцевой фации метаморфизма в низкоглиноземистых метапелитах Тим-Ястребовской структуры:** а-в – биотитовая субфация: а – хлорит-калишпатовая ступень, б, в – биотит-мусковитовая ступень; г, д – гранатовая субфация; в, д – в высококальциевых высокомарганцовистых метапелитах. Светлыми точками показано соотношение компонентов в высокомарганцовистых метапелитах.



нат существенно спессартинового состава ( $\text{Sps}_{75-80}\text{Gr}_{13-14}\text{Pr}_{4-6}\text{Alm}_{1-5}$ ), появление которого на биотитовой и даже добиотитовой субфациях описано многими исследователями [10-14]. Из анализа фазовых равновесий (рис. 4в) следует, что образование спессартина на низкотемпературных ступенях метаморфизма возможно только в породах с отношением  $\text{MnO}/(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$  выше, чем в обычных для метапелитов силикатных минеральных фазах, существующих в этих условиях. По этому признаку высококальциевые метапелиты можно подразделить на высокомарганцовистые, содержащие в своих парагенезисах спессартин, и низкомарганцовистые, безспессартиновые породы. Составы некоторых изученных пород по соотношению  $\text{Al}_2\text{O}_3:(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}:\text{MnO}$  выходят за пределы поля парагенезиса  $\text{Vt}+\text{Kfs}+\text{Sps}$ , что свидетельствует о присутствии в них в ассоциации со спессартином других марганецсодержащих минералов. Так, В.И.Мяснянкин и другие исследователи описывают в марганцовистых породах Тим-Ястребовской структуры браунит, гаусманит, алабандин, железо-марганцевый сфалерит, магнезиально-марганцевый карбонат, манганокальцит и родохрозит. Очевидно, что появление марганцовистого граната на биотитовой или добиотитовой субфациях происходит не в результате реакции хлорита с кварцем, а за счет других марганецсодержащих низкотемпературных минералов.

**Гранатовая субфация.** В низкокальциевых метапелитах гранат появляется при более высоких температурах метаморфизма, соответствующих верхам зеленосланцевой фации. С.П.Кориковский [9] в высокотемпературной области зеленосланцевой фации выделяет альмандин-хлорит-хлоритоидную субфацию, нижней границей которой служит появление альмандинового граната с железистостью 92-100 %, практически не содержащего ни спессартина, ни гроссуляра. Однако парагенезис  $\text{Alm}+\text{Chl}+\text{Cld}$  возможен только в высокоглиноземистых породах, в связи с чем использовать термин «альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация» в целом для всех метапелитов, на наш взгляд, не целесообразно, и для низкоглиноземистых пород мы предлагаем термин «гранатовая субфация». Кроме этого, гранаты с очень небольшим содержанием  $\text{MnO}$  и  $\text{CaO}$  в этих условиях, как отмечает и сам С.П. Кориковский [9], представляют большую редкость и обычно содержат значительную примесь спессартинового и гроссулярового миналов. В связи с этим за нижнюю границу выделяемой гранатовой субфации мы принимаем появление гранатов варьирующего спессартин-альмандинового состава за счет реакции  $\text{Chl}+\text{Qtz}=\text{Grt}+\text{H}_2\text{O}$ . При этом содержание спессартинового минала в гранате будет определяться исходной марганцовистостью хлорита.

Правомерность и необходимость выделения гранатовой субфации в высокотемпературной области зеленосланцевой фации метаморфизма подтверждается результатами изучения метапелитов Тим-Ястребовской структуры. В ее пределах в низ-

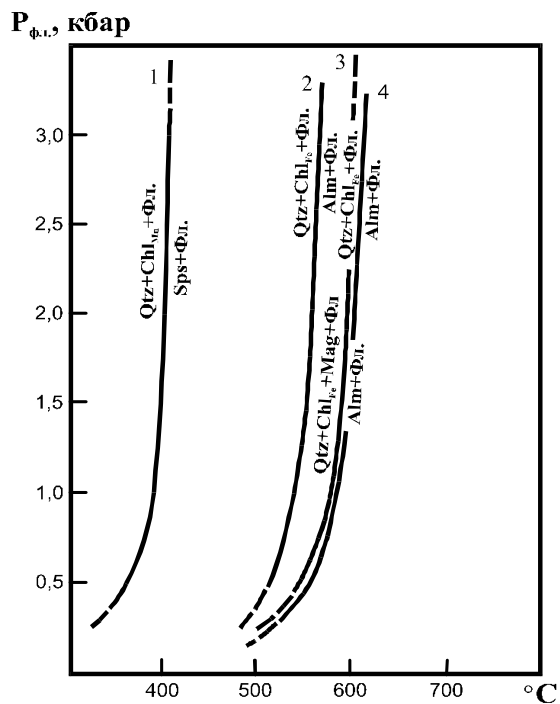


Рис. 5. Фазовые равновесия при образовании спессартина (1) и альмандина (2–4), по [15]. Летучесть кислорода: 2 – железо-вюститовый буфер, 3 – фаялит-магнетит-кварцевый буфер, 4 – никель-бунзенов буфер.

коглиноземистых породах с ординарными содержаниями марганца (0,01-0,34 % мас.,  $X_{\text{ср.}}=0,12$  % мас.) наблюдаются как хлоритсодержащие безгранатовые, так и гранатсодержащие минеральные парагенезисы. При этом области распространения пород с гранатом занимают вполне закономерное положение, располагаясь между зоной безгранатовых хлоритсодержащих метапелитов биотитовой субфации и более высокотемпературной ставролитовой фацией метаморфизма. Таким образом, появление спессартин-альмандиновых гранатов в изученных метапелитах происходит скорее за счет изменения температурных условий метаморфизма, чем в результате вариаций содержания в породах  $\text{MnO}$ .

Начиная с верхов зеленосланцевой фации метаморфизма, кристаллизация гранатов обусловлена реакцией  $\text{Chl}+\text{Qtz}=\text{Grt}+\text{H}_2\text{O}$ . При этом за счет марганцевого хлорита образуется спессартин, а за счет железистого – альмандин. Эти фазовые равновесия изучены экспериментально [15]. Наиболее низкотемпературной является реакция появления спессартина, которая протекает в интервале давлений от 1 до 3 кбар при температуре около 400 °C (рис.5). Его устойчивость не зависит от вариаций окислительно-восстановительных условий, наблюдаемых обычно при метаморфизме. В отличие от спессартина, кристаллизации альмандина за счет железистого хлорита способствует относительно восстановительная обстановка. Самые низкие температуры образования железистого граната наблюдаются при железо-вюститовом буфере – 560-570 °C. Эти окислительно-восстановительные условия кристаллизации аль-

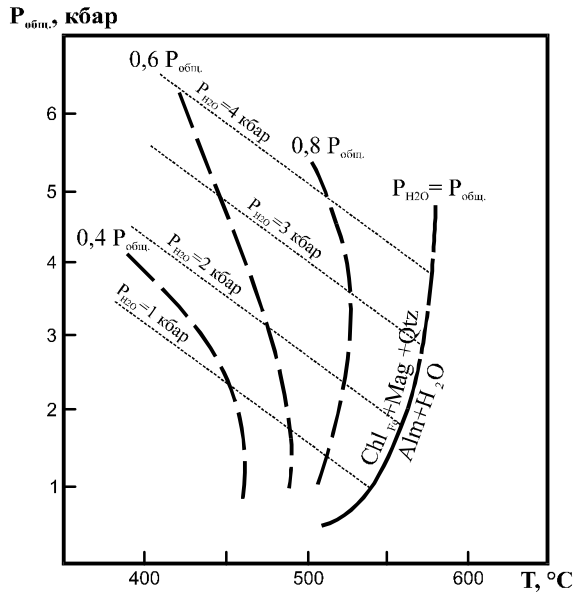


Рис. 6. Кривые реакции образования альмандин (Chl<sub>Fe</sub>+Mag+Qtz=Alm+H<sub>2</sub>O) при различных соотношениях P<sub>общ.</sub> и P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>, по [9].

мандин, по всей видимости, и являются наиболее близкими к природным, т. к. при летучести кислорода, соответствующей фаялит-магнетит-кварцевому буферу, температурное поле его устойчивости резко сужается [15], что противоречит широкому распространению железистого граната в высокотемпературных фациях метаморфизма.

Температура образования альмандин, согласно [9], снижается при уменьшении соотношения парциального давления воды и общего давления в системе (рис.6). На основании расчетов кривых дегидратации минералов среднее значение P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> в условиях фации зеленых сланцев оценивается в 0,7-0,8 P<sub>общ.</sub> [8]. При данном соотношении флюидного и общего давления образование альмандин в интервале умеренных давлений должно протекать при температуре около 500 °C. Эта температурная граница близка к условиям появления в метапелитовых парагенезисах ставролита. Таким образом, кристаллизация существенно альмандинового граната возможна только в самых верхах гранатовой субфации. Однако в природных марганецсодержащих системах на всем температурном интервале своей устойчивости гранаты имеют промежуточный спессартиноальмандиновый состав с увеличением в них доли альмандинового компонента по мере повышения температуры метаморфизма, что отмечается многими исследователями [14,16-20]. Поэтому верхней границей гранатовой субфации является образование в метапелитах ставролита, а в безставролитовых парагенезисах она основывается на составе присутствующих в породе гранатов и носит, во многом, эмпирический характер. Так, например, Н.Л.Добрецов с соавторами [8] выделяют ее по содержанию в гранате MnO (5 % мас.), близкие содержания MnO (5-6 % мас.) у альмандиновой изограды наблюдаются в гранатах зон Барроу (Шотландия) [16,17], одна-

ко в метаморфическом комплексе Абукума (Япония) даже в условиях начала амфиболитовой фации содержание MnO в гранатах составляет 16% [19,20].

В связи с этим нами предпринята попытка определения предельного состава граната у верхней температурной границы гранатовой субфации на основе статистических методов. В качестве основного параметра был принят предельно допустимый при заданном уровне вероятности состав граната с односторонним критерием Стьюдента. Отсутствие, как правило, в изученных гранатах андрадитового компонента (максимально до 2 % моль.), а также устойчивые и низкие содержания в них пирропа (до 10 % моль.) и гроссуляра (до 23 % моль.) позволяют анализировать только соотношение альмандинового и спессартинового миналов. В связи с высокой дисперсией состава граната в рассматриваемой гранатовой субфации метаморфизма, анализировались закономерности распределения соотношения этих миналов из сопряженной более высокотемпературной ставролитовой фации. Для статистической обработки использовались составы граната из ставролитсодержащих парагенезисов различных регионов мира [21], а также собственные аналитические данные по гранатам из метапелитов Тим-Ястребовской структуры.

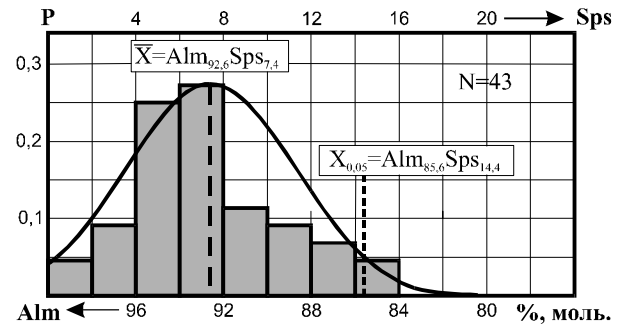


Рис. 7. Распределение соотношения Alm:Sps в гранатах ставролитсодержащих метапелитов различных регионов мира.

В ставролитсодержащих породах различных регионов среднее соотношение альмандинового и спессартинового миналов в гранатах составляет Alm<sub>92,6</sub>Sps<sub>7,4</sub>, а его предельное значение (с вероятностью 0,95) оценивается как Alm<sub>85,6</sub>Sps<sub>14,4</sub> (рис.7). В ставролитсодержащих метапелитах и переслаивающихся с ними гранат-биотитовых и куммингтонит-гранат-биотитовых сланцах Тим-Ястребовской структуры средняя величина этого соотношения асимптотически приближается к чистому альмандину, а ее предельное значение с вероятностью 0,95 составляет Alm<sub>91,2</sub>Sps<sub>8,8</sub> (рис.8). Расхождение в оценке предельного состава граната в метапелитах различных регионов мира и Тим-Ястребовской структуры несущественны при наблюдаемых дисперсиях соотношения альмандинового и спессартинового миналов в использованных выборках. Максимальные величины Alm:Sps в гранатах рассматриваемой субфации метапелитов Тим-Ястребовской

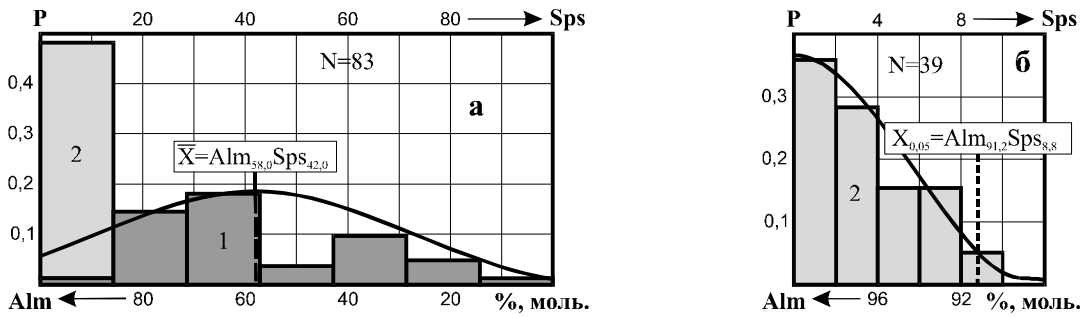


Рис. 8. Распределение соотношения Alm:Sps в гранатах из метапелитов Тим-Ястребовской структуры (а) и фрагмент этого распределения для гранатов ставролитовой фации (б): 1 – зеленосланцевая фация, 2 – ставролитовая фация.

структуры не превышают рассчитанного для парагенезисов ставролитовой фации предельного значения и варьируют от  $Alm_{13,9}Sps_{86,1}$  до  $Alm_{87,6}Sps_{12,4}$ , составляя в среднем  $Alm_{58,0}Sps_{42,0}$ .

При достижении условий гранатовой субфации кристаллизация граната приводит к возникновению в низкоглиноземистых низкокальциевых метапелитах Тим-Ястребовской структуры парагенезисов Bt+Grt, Chl+Grt, Bt+Chl+Grt, Bt+Grt+Ms, Bt+Chl+Grt+Ms, а в высокоглиноземистых – Grt+Ms и Chl+Grt+Ms. В высокожелезо-магнезиальных метапелитах в этих условиях наблюдается появление амфиболов куммингтонит-грюннеритового ряда, возможно, за счет реакции  $Mgs-Sd+Qtz+H_2O=Cum-Gru+CO_2$ , и образование парагенезисов Cum-Gru+Bt и Cum-Gru+Bt+Grt (рис.4г). Минеральные ассоциации в высококальциевых породах, возникшие на предыдущей ступени метаморфизма, остаются устойчивыми и в гранатовой субфации. При этом в высококальциевых метапелитах происходит обогащение спессартинового граната алмандиновым компонентом (рис. 4д).

### Типоморфные особенности минералов

Главными породообразующими минералами метапелитов зеленосланцевой фации метаморфизма Тим-Ястребовской структуры наряду с постоянно присутствующим кварцем являются полевые шпаты (плагноклаз и микроклин), слюды (биотит и мусковит) и хлорит. По мере возрастания степени метаморфизма в породах появляются гранат и амфиболы куммингтонит-грюннеритового ряда.

**Плагноклаз** присутствует в большинстве парагенезисов метапелитов Тим-Ястребовской структуры, хотя его аналитическая изученность явно недостаточна (табл.2). Состав плагноклаза в породах биотитовой субфации варьирует от олигоклаза  $Ab_{89}An_{10}$  до андезина  $Ab_{59-65}An_{35-41}$ , что является нехарактерным для низкотемпературной области зеленосланцевой фации, где он обычно представлен альбитом [8,9,22,23 и др.]. Некоторыми исследователями [24,25] в этих условиях метаморфизма описывается олигоклаз или совместное присутствие альбита и олигоклаза, что может быть связано с разрывом смешистости в области перистеритового сольвуса [26,27]. Обычно олигоклаз в этих случаях обра-

зует периферические каемки с резкими границами вокруг центральных частей, сложенных альбитом. Однако достаточные доказательства их парагенности отсутствуют, и подобное изменение состава плагноклаза может быть следствием прогрессивного увеличения температуры метаморфизма. В парагенезисах гранатовой субфации метапелитов Тим-Ястребовской структуры основность плагноклаза еще более возрастает, и по имеющемуся единичному анализу он представлен здесь лабрадором  $Ab_{38-48}An_{51-62}$ . Его столь основной состав в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма предположительно может быть объяснен крайне низким парциальным давлением  $CO_2$ , регулирующим процесс деанортизации и образования парагенезиса альбита с кальцитом, или же вхождения кальция в структуру плагноклаза. Однако для решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования.

**Кальциевый полевой шпат** в метапелитах Тим-Ястребовской структуры представлен микроклином, часто решетчатым, имеющим довольно устойчивый состав ( $Or_{82-100}Ab_{0-15}An_{0-7}$ ) (см. табл. 2).

**Биотит** в породах наиболее низкотемпературной хлорит-калишпатовой ступени метаморфизма образует очень мелкие изометричные ксеноморфные обособления, плеохроирующие в желтовато-коричневых или буровато-зеленых тонах. С увеличением степени метаморфизма происходит укрупнение его чешуек и приобретение ими собственных кристаллографических очертаний. В метапелитах биотитовой субфации биотит характеризуется значительными вариациями железистости от 0,06 до 0,55 (табл.3), а его компонентный состав колеблется от типичных биотитов до флогопитов (рис. 9). В условиях гранатовой субфации дисперсия

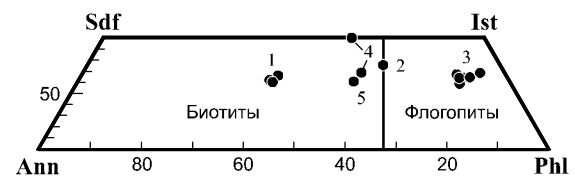


Рис. 9. Компонентный состав биотитов и флогопитов в метапелитах зеленосланцевой фации: 1-3 – биотитовая субфация: 1 – хлорит-калишпатовая ступень (Bt+Chl+Kfs), 2, 3 – биотит-мусковитовая ступень (2 – Bt+Chl+Ms, 3 – Bt+Cal+Kfs+Ms+Sps), 4, 5 – гранатовая субфация (4 – Bt+Grt+Kfs, 5 – Bt+Chl+Grt).



Таблица 2

## Химический состав и кристаллохимические формулы полевых шпатов

Минералы	Плагиоклазы					Микроклины							
	Биотитовая			Гранатовая		Биотитовая							Гранатовая
Степень	Хлорит-калишпатовая		Биотит-мусковитовая	–		Хлорит-калишпатовая	Биотит-мусковитовая						–
Парагенезис	Bt+Chl+Kfs		Bt+Cal+Grt(Sps)+Kfs+Ms	Bt+Grt+Kfs		Bt+Chl+Kfs	Bt+Cal+Grt(Sps)+Kfs+Ms						Bt+Grt+Kfs
№ образца	992/174,0		3063/590,0-595,0	3678/256,0		992/174,0	3063/590,0-595,0						3678/256,0
№ анализа	Pl-21*	Pl-26*	Pl-6*	Pl-19*	Pl-22*	Kfs-22*	Kfs-2*	Kfs-14*	Kfs-17*	Kfs-18*	Kfs-23*	Kfs-19*	Kfs-25*
SiO <sub>2</sub>	59,12	57,68	61,51	53,53	53,47	64,08	64,41	64,03	66,02	64,06	63,61	64,36	64,53
TiO <sub>2</sub>	0,03	не обн.	0,02	не обн.	не обн.	0,03	не обн.	не обн.	не обн.	0,02	не обн.	не обн.	не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,58	26,70	19,68	30,27	26,71	19,02	18,57	19,27	17,79	19,18	19,85	19,22	19,37
FeO	0,12	0,16	0,08	0,14	0,14	0,11	не обн.	не обн.	0,08	не обн.	0,03	не обн.	0,20
MnO	0,05	не обн.	не обн.	0,06	0,01	не обн.	0,20	0,03	не обн.	0,14	не обн.	не обн.	не обн.
MgO	0,01	0,01	0,02	0,02	не обн.	0,02	0,01	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,01	0,09
CaO	7,32	8,48	1,88	11,86	9,42	0,02	0,01	не обн.	0,02	не обн.	0,47	не обн.	1,34
Na <sub>2</sub> O	7,45	6,73	9,08	4,08	4,91	0,03	0,64	0,55	0,59	0,48	1,63	0,72	0,79
K <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,09	0,09	0,04	14,78	14,55	15,04	13,81	15,08	13,34	14,71	12,82
Сумма	100,72	99,81	92,36	100,05	94,70	98,09	98,39	98,92	98,31	98,96	98,93	99,02	99,14
Количество катионов в пересчете на 8 анионов O <sup>2-</sup>													
Si	2,62	2,59	2,91	2,43	2,55	3,04	3,03	2,99	3,12	2,99	2,95	3,00	2,96
Al <sup>IV</sup>	1,38	1,41	1,10	1,62	1,50	1,06	1,03	1,06	0,99	1,06	1,09	1,06	1,05
<b>ΣR<sup>IV</sup></b>	4,00	4,00	4,01	4,05	4,05	4,10	4,06	4,05	4,11	4,05	4,04	4,06	4,01
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,35	0,41	0,10	0,58	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07
Na	0,64	0,59	0,83	0,36	0,45	0,00	0,06	0,05	0,05	0,04	0,15	0,07	0,07
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,89	0,87	0,90	0,83	0,90	0,79	0,88	0,75
<b>ΣR<sup>VI</sup></b>	0,99	1,01	0,94	0,96	0,94	0,89	0,93	0,95	0,88	0,95	0,96	0,95	0,90
Компонентный состав													
<b>Ab</b>	0,65	0,59	0,89	0,38	0,48	0,00	0,06	0,05	0,06	0,05	0,16	0,07	0,08
<b>An</b>	0,35	0,41	0,10	0,62	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07
<b>Or</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	1,00	0,94	0,95	0,94	0,95	0,82	0,93	0,85

Примечание: все химические анализы минералов, приведенные в табл. 2–6, выполнены в МГУ на рентгено-спектральном микроанализаторе Camebax SX-50 (ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 1–2 нА, диаметр зонда 1–2 мкм) (\*) и на электронном микроскопе Camscap с энергодисперсионной приставкой Link (\*\*).

Таблица 3

## Химический состав и кристаллохимические формулы биотитов

Субфация	Биотитовая										Гранатовая			
Степень	Хлорит-калишпатовая			Биотит-мусковитовая							–			
Парагенезис	Bt+Chl+Kfs			Bt+Chl+Ms	Bt+Cal+Grt(Sps)+Kfs+Ms						Bt+Grt+Kfs	Chl+Bt+Grt		
№ образца	992/174,0			3697/292,0	3063/590,0-595,0						3678/256,0		3070/180,4	
№ анализа	Bt-20*	Bt-5*	Bt-25*	Bt-28*	Bt-5*	Bt-10*	Bt-24*	Bt-27*	Bt-20*	Bt-22*	Bt-21*	Bt-23*	Bt-40**	
SiO <sub>2</sub>	34,89	37,62	35,47	34,78	41,20	40,27	40,22	41,36	40,92	40,87	44,99	38,90	39,04	
TiO <sub>2</sub>	1,53	1,06	1,57	1,59	0,84	1,07	0,79	0,74	1,14	0,74	1,13	1,15	1,72	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,15	20,40	18,77	19,05	17,83	18,16	17,87	17,74	18,43	18,36	16,85	18,76	19,86	
FeO	19,26	10,92	20,59	20,29	3,68	3,95	4,38	4,04	2,93	1,01	11,69	12,75	14,31	
MnO	0,18	0,08	0,20	0,17	0,70	0,76	0,70	0,73	0,78	1,33	0,26	0,38	0,44	
MgO	9,40	15,76	9,44	9,46	21,42	20,10	21,30	21,39	21,88	21,57	12,50	14,38	14,73	
CaO	не обн.	0,09	0,04	0,03	не обн.	0,18	0,01	не обн.	не обн.	0,07	0,46	0,12	0,07	
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,22	0,14	0,14	0,08	0,20	0,06	0,09	0,04	0,19	0,28	0,16	0,25	
K <sub>2</sub> O	8,43	8,41	8,51	8,46	9,80	9,66	9,65	9,77	10,10	9,94	8,03	9,57	9,58	
Сумма	92,98	94,56	94,73	93,97	95,55	94,35	94,98	95,86	96,22	94,08	96,19	96,17	100,00	
Количество катионов в пересчете на 11 анионов O <sup>2-</sup>														
Si	2,80	2,83	2,80	2,76	2,97	2,95	2,92	2,97	2,92	2,98	3,41	2,91	2,82	
Al <sup>IV</sup>	1,20	1,17	1,20	1,24	1,03	1,05	1,08	1,03	1,08	1,02	0,59	1,09	1,18	
$\Sigma R^{IV}$	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	
Al <sup>VI</sup>	0,60	0,64	0,55	0,55	0,48	0,52	0,45	0,48	0,47	0,53	0,91	0,57	0,51	
Ti	0,09	0,06	0,09	0,10	0,05	0,06	0,04	0,04	0,06	0,04	0,06	0,07	0,09	
Fe <sup>2+</sup>	1,29	0,69	1,36	1,35	0,22	0,24	0,27	0,24	0,17	0,06	0,74	0,80	0,86	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,08	0,02	0,02	0,03	
Mg	1,12	1,77	1,11	1,12	2,30	2,19	2,30	2,29	2,33	2,33	1,41	1,60	1,59	
$\Sigma R^{VI}$	3,11	3,17	3,12	3,13	3,09	3,06	3,10	3,09	3,08	3,04	3,14	3,06	3,08	
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,01	
Na	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02	0,04	
K	0,86	0,81	0,86	0,86	0,90	0,90	0,89	0,90	0,92	0,92	0,78	0,91	0,88	
$\Sigma R^{VIII}$	0,88	0,85	0,88	0,88	0,91	0,94	0,90	0,91	0,93	0,96	0,86	0,94	0,93	
Компонентный состав														
Sdf	0,36	0,20	0,34	0,34	0,06	0,08	0,07	0,07	0,05	0,04	0,35	0,23	0,22	
Ist	0,31	0,51	0,28	0,28	0,57	0,58	0,51	0,56	0,55	0,64	0,65	0,45	0,39	
Ann	0,18	0,08	0,21	0,31	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,02	0,00	0,11	0,14	
Phl	0,15	0,21	0,17	0,17	0,33	0,30	0,37	0,33	0,36	0,30	0,00	0,21	0,25	
Fe/(Fe+Mg)	0,54	0,28	0,55	0,55	0,10	0,12	0,12	0,11	0,09	0,06	0,34	0,33	0,35	

Таблица 4

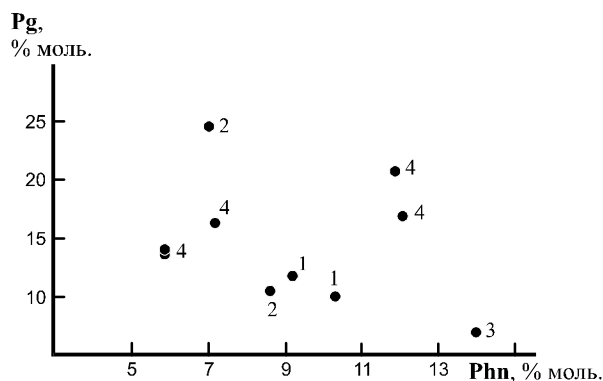
Химический состав и кристаллохимические формулы мусковитов

Субфация	Биотитовая					Гранатовая				
Степень	Хлорит-калишпатовая – биотит-мусковитовая		Биотит-мусковитовая			–				
Парагенезис	Chl+Ms		Bt+Chl+Ms		Bt+Cal+Grt(Sps)+Kfs+Ms	Grt+Ms				
№ образца	1045/240,0		3697/292,0		3063/590,0-595,0	3615/304,2-304,8				
№ анализа	Ms-8*	Ms-13*	Ms-6*	Ms-7*	Ms-9*	Ms-45*	Ms-46*	Ms-47*	Ms-48*	Ms-49*
SiO <sub>2</sub>	45,89	45,82	45,58	47,48	47,18	50,23	47,16	46,02	48,86	45,40
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,35	0,28	0,22	0,28	0,44	0,52	0,57	0,62	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,40	35,66	35,04	34,54	32,77	33,64	37,08	37,16	37,34	35,87
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,11	0,05	0,05	1,01	не обн.	0,30	0,13	0,12	0,71
FeO	2,72	2,48	1,91	1,83	0,82	1,51	1,25	1,04	1,16	2,31
MnO	0,05	не обн.	0,01	не обн.	0,03	0,02	0,05	не обн.	не обн.	не обн.
MgO	0,92	0,93	0,91	0,66	2,71	1,75	0,77	0,63	0,65	1,07
CaO	не обн.	0,02	0,11	1,59	0,08	не обн.	0,03	не обн.	не обн.	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,67	0,70	0,78	1,74	0,33	0,43	0,62	0,59	0,64	0,67
K <sub>2</sub> O	9,61	9,32	9,23	7,97	10,35	10,00	9,81	10,21	10,15	9,44
Сумма	95,73	95,39	93,90	96,08	95,56	98,02	97,59	96,35	99,54	96,24
Количество катионов в пересчете на 11 анионов O <sup>2-</sup>										
Si	3,05	3,06	3,08	3,13	3,13	3,27	3,07	3,03	3,12	3,01
Al <sup>IV</sup>	0,95	0,94	0,92	0,87	0,87	0,73	0,93	0,97	0,88	0,99
$\Sigma R^{IV}$	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al <sup>VI</sup>	1,83	1,86	1,88	1,82	1,69	1,84	1,92	1,91	1,93	1,81
Ti	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,01	0,01	0,04
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,15	0,14	0,11	0,10	0,03	0,08	0,07	0,06	0,06	0,13
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,09	0,09	0,09	0,07	0,27	0,17	0,08	0,06	0,06	0,11
$\Sigma R^{VI}$	2,09	2,12	2,09	2,00	2,06	2,11	2,12	2,07	2,09	2,13
Ca	0,00	0,00	0,01	0,11	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,09	0,09	0,10	0,22	0,04	0,05	0,08	0,08	0,08	0,09
K	0,81	0,79	0,80	0,67	0,88	0,83	0,82	0,86	0,83	0,80
$\Sigma R^{VIII}$	0,90	0,88	0,91	1,00	0,93	0,88	0,90	0,94	0,91	0,89
Компонентный состав										
Pg	0,10	0,11	0,11	0,25	0,04	0,17	0,16	0,14	0,14	0,21
Phn	0,10	0,09	0,09	0,06	0,14	0,12	0,07	0,06	0,06	0,11
Ms	0,80	0,80	0,80	0,69	0,82	0,71	0,77	0,80	0,80	0,68

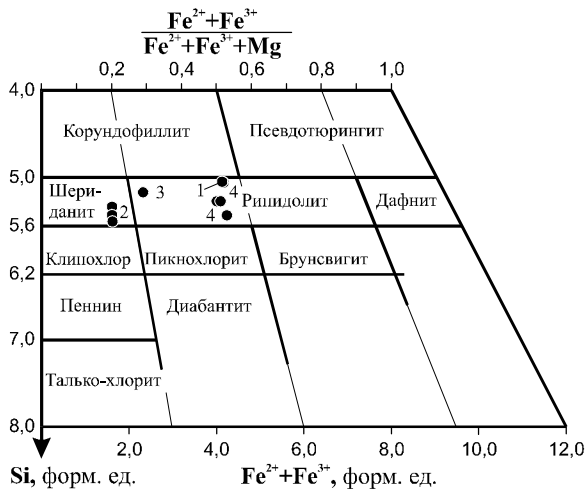
железистости биотитов резко снижается и варьирует от 0,33 до 0,35. При этом наблюдается увеличение их глиноземистости (Ist+Sdf) в среднем от 0,64 моль. в биотитовой до 0,76 моль. в гранатовой субфациях. Такое обогащение биотита истонит-сидерофиллитовым миналом при повышении температуры метаморфизма является закономерным и обусловлено, по всей видимости, реакциями хлорита и, возможно, стильпномелана с калиевым полевым шпатом.

**Мусковит** в метапелитах Тим-Ястребовской структуры характеризуется довольно устойчивым составом Ms<sub>68-82</sub>Pg<sub>4-25</sub>Phn<sub>6-14</sub> (табл. 4) и отсутствием взаимосвязанных изменений в содержании парагонитового и фенгитового миналов (рис.10) во всем изученном интервале зеленосланцевой фации.

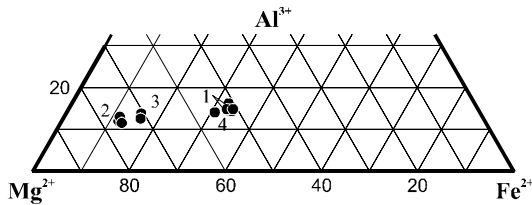
**Хлорит** по количеству катионов кремния (5,06–5,57 форм. ед.) относится к ряду шериданит-рипидолит (рис.11) с устойчивым содержанием алюминия в координации R<sup>VI</sup> в пределах всей зеле-



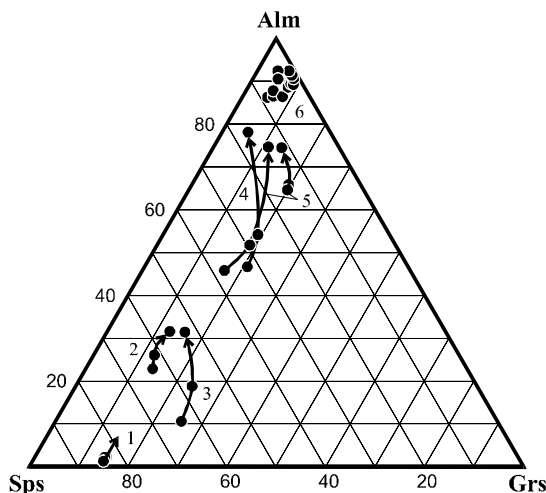
**Рис. 10.** Соотношение фенгитового и парагонитового компонентов в мусковитах из метапелитов зеленосланцевой фации: 1-3 – биотитовая субфация: 1 – хлорит-калишпатовая – биотит-мусковитовая ступени (Chl+Ms), 2,3 – биотит-мусковитовая ступень (2 – Bt+Chl+Ms, 3 – Bt+Cal+Kfs+Ms+Sps), 4 – гранатовая субфация (Grt+Ms).



**Рис. 11.** Номенклатура, по [28], хлоритов из метапелитов зеленосланцевой фации: 1-3 – биотитовая субфация: 1 – хлорит-калишпатовая ступень ( $Bt+Chl+Kfs$ ), 2 – хлорит-калишпатовая – биотит-мусковитовая ступени ( $Chl+Ms$ ), 3 – биотит-мусковитовая ступень ( $Bt+Chl+Ms$ ), 4 – гранатовая субфация ( $Bt+Chl+Grt$ ).



**Рис. 12.** Соотношение катионов  $Fe^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  и  $Al^{3+}$  в координации  $R^{VI}$  в хлоритах зеленосланцевой фации: 1-3 биотитовая субфация: 1 – хлорит-калишпатовая ступень ( $Bt+Chl+Kfs$ ), 2 – хлорит-калишпатовая – биотит-мусковитовая ступени ( $Chl+Ms$ ), 3 – биотит-мусковитовая ступень ( $Bt+Chl+Ms$ ), 4 – гранатовая субфация ( $Bt+Chl+Grt$ ).



**Рис. 13.** Компонентный состав гранатов в метапелитах Тим-Ястребовской структуры: 1-5 – зеленосланцевая фация: 1 – биотитовая субфация, биотит-мусковитовая ступень ( $Bt+Cal+Kfs+Ms+Sps$ ), 2-5 – гранатовая субфация (2 –  $Chl+Bt+Grt$ , 3 –  $Bt+Grt+Kfs$ , 4 –  $Grt+Ms$ , 5 –  $Chl+Bt+Grt$ ), 6 – из различных парагенезисов ставролитовой фации. Стрелками показано изменение состава от центра к промежуточной зоне и краевой части кристаллов.

носланцевой фации (рис.12). В парагенезисах биотитовой субфации наблюдаются широкие вариации его железистости (0,20-0,52), дисперсия которой в минеральных ассоциациях гранатовой субфации снижается (0,50-0,53) (табл. 5).

**Гранат** в метапелитах зеленосланцевой фации образует идиобласты размером от 0,33 до 1,70 мм. Крупные зерна имеют секториальное строение, выраженное в наличии многочисленных мелких включений других минералов и углеродистого вещества в пирамидах роста граней и отсутствием или их значительно меньшим содержанием в следах роста ребер и вершин кристаллов. Практически всегда в них наблюдается S-образная, реже спиралеобразная, типа «снежного кома», внутренняя структура, свидетельствующая о вращении кристаллов в процессе их роста, что связано с послынными дифференциальными сдвиговыми смещениями в породах в ходе складчатых деформаций.

В условиях биотитовой субфации гранат имеет существенно спессартиновый состав  $Sps_{75-80}Grs_{13-14}Prp_{4-6}Alm_{1-5}$  (табл. 6). Его характерной особенностью является низкая железистость, которая несколько увеличивается от 0,34–0,46 в центральных частях до 0,42–0,47 в краевых зонах кристаллов.

В метапелитах гранатовой субфации присутствуют как альмандин-спессартиновые ( $Sps_{45-59}Alm_{15-37}Grs_{11-23}Prp_{3-6}$ ), так и спессартин-альмандиновые ( $Alm_{47-70}Sps_{11-34}Grs_{5-17}Prp_{4-10}$ ) гранаты. Они резко отличаются от гранатов биотитовой субфации высокой железистостью (0,85–0,93). При этом наблюдается противоположная тенденция ее изменения, заключающаяся в снижении железистости от центра к краевым частям кристалла.

Гранаты всех субфаций зеленосланцевой фации обладают хорошо выраженным зональным строением, проявленным в уменьшении от центра к периферии кристаллов содержания  $MnO$  и  $CaO$  и увеличении концентрации  $FeO$  и  $MgO$ , что отражается в их компонентном составе (рис. 13). Подобная зональность называется «проградной», и ее появление связывается с возрастанием температуры в процессе кристаллизации граната.

В настоящее время существуют две модели подобного прогрессивного уменьшения содержания  $MnO$  в гранате с возрастанием степени метаморфизма [29,30]. Одна из них основывается на отсутствии или крайне незначительной роли диффузии в гранате, предполагая, что в равновесии с окружающими минералами находится лишь самая внешняя кайма кристаллов, а их центральные части, наиболее обогащенные марганцем, исключаются из дальнейшей реакции. При реализации этой модели происходит полное фракционирование марганца в процессе кристаллизации граната. Вторая модель предполагает полное равновесие граната с окружающими минералами. В этом случае прогрессивное снижение концентрации в нем марганца обусловлено увеличением количества кристаллизующегося граната. Несмотря на противоположность этих моделей, рас-

Химический состав и кристаллохимические формулы хлоритов

Субфация	Биотитовая					Гранатовая					
Степень	Хлорит-калишпатовая		Хлорит-калишпатовая – биотит-мусковитовая			Биотит-мусковитовая		–			
Парагенезис	Bt+Chl+Kfs		Chl+Ms			Bt+Chl+Ms		Chl+Grt			
№ образца	992/174,0		1045/240,0			3697/292,0		2215/9			
№ анализа	Chl-23*	Chl-24*	Chl-10*	Chl-12*	Chl-14*	Chl-2*	Chl-3*	Chl-2*	Chl-3*	Chl-4*	Chl-5*
SiO <sub>2</sub>	22,91	23,40	26,96	27,82	27,42	25,62	25,92	26,97	25,86	26,09	26,67
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,08	0,05	0,08	0,02	0,03	0,07	не обн.	0,06	0,05	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,50	23,10	24,09	23,71	23,41	25,11	24,90	24,14	21,88	24,98	25,18
FeO	24,85	25,60	10,38	10,47	10,82	14,42	14,13	27,11	26,17	27,93	26,76
MnO	0,36	0,30	0,16	0,25	0,09	0,17	0,14	0,11	0,05	0,09	0,11
MgO	12,88	13,23	24,07	23,48	23,84	21,04	22,12	15,45	13,14	14,60	14,48
CaO	0,11	0,10	0,07	0,08	0,08	0,05	0,03	0,13	0,15	0,13	0,13
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,01	0,03	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,05	0,02	0,01
K <sub>2</sub> O	0,07	0,04	0,05	0,02	0,05	0,12	0,02	0,03	0,02	0,05	0,03
Сумма	83,79	85,86	85,86	85,93	85,74	86,60	87,35	93,95	87,38	93,94	93,45
Количество катионов в пересчете на 28 анионов O <sup>2-</sup>											
Si	5,07	5,06	5,37	5,57	5,49	5,17	5,17	5,32	5,47	5,17	5,29
Al <sup>IV</sup>	2,93	2,94	2,63	2,43	2,51	2,83	2,83	2,68	2,53	2,83	2,71
$\Sigma R^{IV}$	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sup>VI</sup>	2,93	2,95	3,03	3,15	3,02	3,15	3,01	2,93	2,92	2,99	3,18
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe <sup>2+</sup>	4,59	4,62	1,73	1,75	1,81	2,43	2,35	4,46	4,62	4,62	4,43
Mn	0,07	0,06	0,03	0,04	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Mg	4,24	4,26	7,15	7,00	7,11	6,33	6,57	4,54	4,14	4,31	4,28
Ca	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03
Na	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00
K	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
$\Sigma R^{VI}$	11,91	11,93	11,99	11,99	11,98	12,01	11,99	11,99	11,76	12,00	11,96
Fe/(Fe+Mg)	0,52	0,52	0,20	0,20	0,20	0,28	0,27	0,50	0,53	0,52	0,51

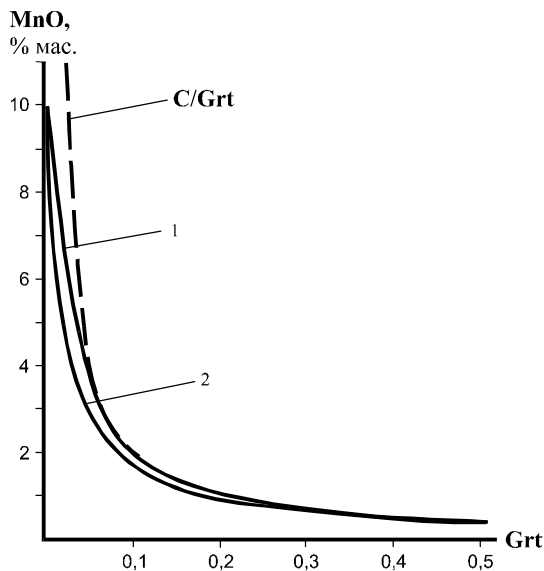


Рис. 14. Зависимость содержания MnO в гранате от весовой доли граната (Grt) для моделей с полным фракционированием (1) и полным равновесием (2), по [29]: C – средняя концентрация MnO (% мас.) в общей сумме железомagneзиальных минералов, включая гранат.

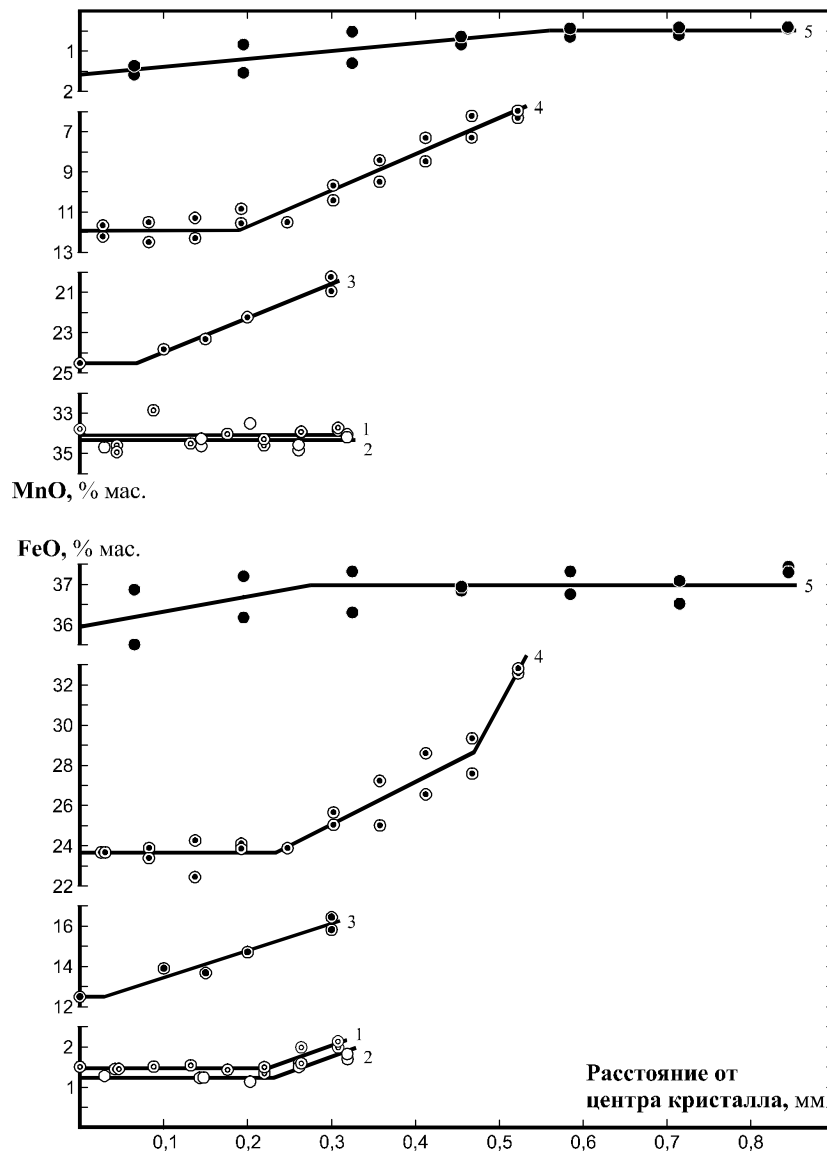
считанные [31] величины и тенденции изменения концентрации в гранате MnO близки (рис. 14).

В гранатах рассматриваемой зеленосланцевой фации характер увеличения концентрации FeO и уменьшения содержания MnO от центра к краевым частям кристаллов является прогрессивным и подчиняется степенной зависимости. В более высокотемпературной ставролитовой фации этот характер меняется и соответствует экспоненциальной зависимости (рис. 15). Такое отличие свидетельствует о разных механизмах формирования концентрационной зональности. В гранатах зеленосланцевой фации при низкой скорости диффузии компонентов образуется ростовая зональность, сопровождающаяся фракционированием MnO в метаморфической системе. В условиях же ставролитовой фации с увеличением температуры метаморфизма скорость диффузии резко возрастает, что обеспечивает выравнивание концентрации компонентов в краевых частях кристаллов, и возникающая при этом зональность является диффузионной. Исходя из этого, можно говорить, что в природных условиях возможны обе модели формирования концентрационной зональности в кристаллах граната, и реализация какой-либо из них зависит от температурных условий метаморфизма.

Таблица 6

## Средний химический состав и кристаллохимические формулы гранатов в центральных и краевых частях кристаллов

Субфация	Биотитовая										Гранатовая									
Ступень	Биотит-мусковитовая										-									
Парагенезис	Bt+Cal+Grt(Sps)+Kfs+Ms										Bt+Grt+Kfs		Bt+Chl+Grt		Chl+Grt				Grt+Ms	
№ образца	3063/590,0-595,0										3678/256,0		3070/180,4		2215/9				3615/304,2-304,8	
№ зерна	2*		5*		3*		1*		4*		1*		1**		1*		2*		1*	
Позиция	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
Кол-во анализов	4	2	1	1	1	2	8	2	1	1	2	2	1	2	2	2	2	2	9	2
SiO <sub>2</sub>	36,75	36,56	36,66	36,86	37,00	36,75	36,54	36,62	36,77	36,80	37,29	37,36	36,83	37,10	35,99	36,08	35,72	36,76	36,59	36,08
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,18	0,34	0,14	0,50	0,39	0,41	0,20	0,38	0,27	0,54	0,03	0,15	0,12	0,08	0,04	0,08	0,05	0,14	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,80	20,83	20,83	20,74	20,94	20,73	20,82	21,33	20,78	20,74	21,70	22,12	20,95	21,01	21,72	21,99	21,83	21,58	20,54	20,75
FeO	1,23	1,76	1,10	1,86	1,59	2,48	1,47	2,06	2,07	2,47	6,64	15,42	12,43	16,07	21,27	31,54	29,22	31,28	23,68	32,70
MnO	34,28	34,08	34,96	33,58	33,53	33,09	34,20	33,80	33,46	32,72	25,25	19,18	24,52	20,58	14,50	5,50	5,57	4,58	11,74	6,14
MgO	1,11	1,34	1,20	1,31	1,17	1,61	1,23	1,40	1,39	1,56	0,67	1,42	0,87	1,34	0,90	1,59	1,48	1,62	0,95	2,36
CaO	4,70	4,94	4,62	4,90	4,63	4,70	4,76	4,70	4,87	4,83	7,90	4,48	4,08	3,72	5,00	3,86	6,30	4,39	6,32	1,86
Сумма	99,29	99,69	99,71	99,39	99,36	99,75	99,53	100,11	99,72	99,39	99,99	100,01	99,83	99,94	99,46	100,60	100,20	100,26	99,96	99,91
Количество катионов в пересчете на 12 анионов O <sup>2-</sup>																				
Si	2,99	2,96	2,97	2,99	3,01	2,97	2,97	2,95	2,97	2,98	2,99	3,00	2,99	3,00	2,93	2,90	2,87	2,96	2,96	2,93
Al	0,01	0,04	0,03	0,01	0,00	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,07	0,10	0,13	0,04	0,04	0,07
$\Sigma R^{IV}$	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al	1,98	1,95	1,96	1,97	2,00	1,94	1,96	1,97	1,95	1,96	2,01	2,10	2,00	2,01	2,01	1,98	1,94	2,01	1,92	1,91
Ti	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,07	0,03	0,02	0,00	0,04	0,02	0,06	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,11	0,18	0,02	0,10	0,16
$\Sigma R^{VI}$	2,01	2,03	2,01	2,00	2,03	2,00	2,01	2,04	1,99	2,00	2,04	2,10	2,01	2,02	2,07	2,09	2,12	2,03	2,03	2,07
Fe <sup>2+</sup>	0,08	0,04	0,05	0,11	0,11	0,13	0,08	0,08	0,12	0,15	0,45	1,04	0,84	1,09	1,39	2,01	1,78	2,08	1,50	2,06
Mn	2,36	2,34	2,40	2,31	2,31	2,26	2,35	2,30	2,29	2,25	1,72	1,31	1,69	1,41	1,00	0,37	0,38	0,31	0,80	0,42
Mg	0,13	0,16	0,14	0,16	0,14	0,19	0,15	0,17	0,17	0,19	0,08	0,17	0,11	0,16	0,11	0,19	0,18	0,19	0,11	0,29
Ca	0,41	0,43	0,40	0,43	0,40	0,41	0,41	0,41	0,42	0,42	0,68	0,39	0,36	0,32	0,44	0,33	0,54	0,38	0,55	0,16
$\Sigma R^{VIII}$	2,98	2,97	2,99	3,01	2,96	2,99	2,99	2,96	3,00	3,01	2,93	2,91	3,00	2,98	2,94	2,90	2,88	2,96	2,96	2,93
Компонентный состав																				
Alm	0,03	0,01	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05	0,15	0,36	0,28	0,37	0,47	0,69	0,62	0,70	0,51	0,70
Sps	0,79	0,79	0,80	0,77	0,78	0,76	0,78	0,78	0,76	0,75	0,59	0,45	0,56	0,47	0,34	0,13	0,13	0,11	0,27	0,14
Prp	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,03	0,06	0,04	0,05	0,04	0,06	0,06	0,06	0,04	0,10
Grs	0,14	0,14	0,13	0,14	0,13	0,14	0,14	0,13	0,14	0,14	0,23	0,13	0,12	0,11	0,15	0,11	0,17	0,13	0,17	0,05
Adr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
Fe/(Fe+Mg)	0,38	0,42	0,34	0,44	0,43	0,46	0,40	0,45	0,46	0,47	0,85	0,86	0,89	0,87	0,93	0,92	0,92	0,92	0,93	0,89



**Рис. 15.** Концентрационная зональность MnO и FeO в гранатах из метапелитов Тим-Ястребовской структуры: 1, 2 – биотитовая субфация, биотит-мусковитовая ступень (высокомарганцовистый метапелит) ( $Bt+Cal+Kfs+Ms+Sps$ ), 3, 4 – гранатовая субфация (3 –  $Bt+Chl+Grt$ , 4 –  $Grt+Ms$ ), 5 – ставролитовая фация ( $Bt+Grt+St$ ).

### Температурные условия метаморфизма

Для оценки температурных условий метаморфизма метапелитов рассматриваемой зеленосланцевой фации использовались гранат–биотитовый [32], гранат–хлоритовый [32,33] и гранат–мусковитовый [34,35] минералогические термометры.

Полученные значения температур для парагенезисов биотит-мусковитовой ступени биотитовой субфации варьируют в интервале 228–241 °С. Для центральных частей кристаллов, возможно кристаллизовавшихся еще в условиях хлорит-калишпатовой ступени, они являются более низкими и составляют 217–231 °С. Температуры образования минеральных ассоциаций гранатовой субфации варьируют значительно. Для краевых зон кристаллов гранатов они составляют 359–495 °С, а для центральных – 301–494 °С (табл. 7).

В целом, полученные оценки температуры формирования парагенезисов биотитовой и гранатовой субфаций вполне удовлетворительно согласуются между собой и соответствуют общепринятым представлениям о температурных условиях метаморфизма зеленосланцевой фации.

### Выводы

Результаты изучения распространенности различных петрохимических типов метапелитов в Тим-Ястребовской структуре, анализа фазовых равновесий и состава минералов в них, а также температуры их метаморфизма позволяют сделать следующие выводы.

Присутствие в пределах Тим-Ястребовской структуры только пересыщенных кремнеземом метапелитов и редкая встречаемость их высокоглиноземистых разновидностей свидетельствуют о низкой степени зрелости и небольшом количестве продук-

Таблица 7

Температурные условия зеленосланцевой фации метаморфизма метапелитов Тим-Ястребовской структуры

Субфации	Степень	Парагенезис	№ образца	№ зерна	№ анализа		Позиция	Геотермометр	Температура, °С
					Grt	Bt, Chl, Ms			
Биотитовая	Хлорит-калишпатовая (?) – биотит-мусковитовая	Bt+Cal+Kfs+Ms+Sps	3063/590,0-595,0	2	4, 6, 9, 10	5, 10, 20–22, 24, 27		Bt–Grt [32]	217
					1, 12				228
				5	1				221
					2				228
				3	4				221
					3, 5				241
				1	3–9, 13				223
					1, 15				231
				4	8				231
					6				240
6	13	236							
Гранатовая	I	Bt+Kfs+Grt	3678/256,0	1	24, 26	21, 23	Bt–Grt [32]	301	
					23, 29			364	
		Chl+Bt+Grt	3070/180,4	1	33	40			317
					34, 37				359
		Chl+Grt	2215/9	1	9, 10	2–5		Grt–Chl [32]	403
					6, 13				473
					9, 10				436
					6, 13				468
				2	2, 3			Grt–Chl [32]	471
					1, 5				480
					2, 3				494
					1, 5				481
		Grt+Ms	3615/304,2-304,8	1	7–15	45–49		Grt–Ms [34]	345
					1, 20				409
					7–15			Grt–Ms [35]	453
1, 20	495								

тов выветривания пород архейского основания, за счет переотложения которых формировались ранне-протерозойские породы. Достаточно широкое распространение при этом высококальциевых метапелитов указывает на то, что частичным источником сноса при их образовании являлись архейские породы, уже претерпевшие к тому времени процессы мигматизации и гранитизации.

Наиболее низкотемпературные условия метаморфизма метапелитов Тим-Ястребовской структуры соответствуют зеленосланцевой фации, в интервале которой выделены хлорит-калишпатовая и биотит-мусковитовая ступени биотитовой субфации и гранатовая субфация.

Изучение типохимических особенностей минералов показало, что возрастание степени метаморфизма приводит к повышению глиноземистости биотита, основности плагиоклаза, а также к увеличению содержания альмандинового и снижению спессартинового миналов в гранатах. Результаты исследования концентрационной зональности в гранатах позволяют говорить о том, что в условиях зеленосланцевой фации при относительно низких

температурах и малой скорости диффузии компонентов в гранатах формируется ростовая зональность с увеличением в их краевых частях альмандинового минала за счет фракционирования MnO.

Температура образования минеральных парагенезисов в метапелитах биотитовой субфации составляет 228–241 °С, а в гранатовой – 359–495 °С, что соответствует условиям зеленосланцевой фации.

*Работа выполнена при финансовой поддержке грантов: Минобразования РФ по фундаментальным исследованиям в области естественных наук (проект Е 00-9.0-2), «Российские университеты» (проект УР.09.01.038), РФФИ (проекты № 00-05-64522, № 02-05-06071, № 02-05-79-023 К), Президента РФ (проект 00-15-99397), ФЦП “Интеграция” (проект Э0348).*

ЛИТЕРАТУРА

1. Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. -М., 1966. -176 с.
2. Чибряков А.А. Минералого-петрографические признаки контактового метаморфизма пород курской се-



- рии в Старооскольском районе КМА // Геология и генезис месторождений железных руд КМА.-Воронеж, 1987. -С. 12-23.
3. Савко К.А., Полякова Т.Н. Типы зональности гранатов и метаморфическая эволюция метапелитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. - 2000. - №5. - С.64-79.
  4. Савко К.А., Полякова Т.Н. Зональный метаморфизм и петрология метапелитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // Петрология. -2001. -Т. 9, -№6. -С. 593-611.
  5. Полякова Т.Н. Минеральные парагенезисы и условия метаморфизма раннепротерозойских известково-силикатных пород Тим-Ястребовской структуры (КМА) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая - 2001. - №12. - С.229-232.
  6. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива // Геотектоника. - 1997. -№3. -С. 21-30.
  7. Холин В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. О геодинамике формирования и развития Тим-Ястребовской структуры КМА // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. -1998. -№5. -С.51-58.
  8. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. - М., 1972. -286 с.
  9. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. -М., 1979. -263 с.
  10. Miyakawa K.A. A peculiar porphyroblastic albite schist from Nichinancho, Tottori prefecture, southwest Japan // J. Earth. Sci. Nagaxa Univ. -1964.-V.12, №1.
  11. Kramm U. Chloritoid stability in manganese rich low-grade metamorphic rocks, Venn-Stavelot Massif, Ardennes // Contribs Min. and Petr.-1973.-V.41, №2.
  12. Brown E.H. The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand // Contribs Min. and Petr. -1967.-V.14, №4.-Pp. 259-292.
  13. Hutton C.O. Composition of some garnets in low grade schists // Trans. Roy. Soc. N.Z.-1962.-1.
  14. Brown E.H. Some zoned garnets from the greenschist facies // Amer. Min.-1969.-54.-№11-12.-Pp. 1662-1672.
  15. Hsu L.C. Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O, a model for garnet equilibria // Petrology. - 1968. - V.9. -P. 40-83.
  16. Atherton M.P. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet // Contribs Min. and Petr. -1968. - V.18. -P. 347-371.
  17. Sturt B.A. The composition of garnet from pelitic schists in relations to the grade of regional metamorphism // J. Petrol.-1962. - V.3. -P. 181-191.
  18. Muller G., Schneider A. Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks // Contribs Min. and Petr. -1971. -V.31. -P. 178-200.
  19. Miyashiro A. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism // Geochim. Cosmochim. Acta. -1953. -V.4. -P. 179-208.
  20. Miyashiro A. Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma Plateau // Tokyo Univ. Fac. Sci. J. -1958. - V.11. -Sec. 2. -P. 219-272.
  21. Перчук Л.Л. Сосуществующие минералы. -Л., 1971. - 424 с.
  22. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. - М., 1976. -535 с.
  23. Кориковский С.П., Мико О., Грецула П. Влияние Р-Т параметров и состава пород на минеральные равновесия биотитовой субфации в низкотемпературных комплексах Западных Карпат // Петрология. -1994. -Т.2, - №6.- С. 601-608.
  24. Crawford M.L. Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, USA, and South Westland, New Zealand // Contribs Min. and Petr. -1966. - V.13. -P. 269-294.
  25. Tobschall H. J. Eine Subfaziesfolge der Grünschieferfazies in den Mittleren Cevennes (Dep. Ardeche) mit Pyrophyllit aufweisenden Mineralparagenesen // Contribs. Min. and Pet. -1969. - V.24. -P. 76-91.
  26. Laves F. The coexistence of two plagioclases in the oligoclase composition range // J. Geol. -1954. -V.62. -P.409-411.
  27. Brawn W. L. The crystallographic and petrologic significance of peristerite unmixing in the acid plagioclases // Z. Kristallog. -1960. - V.113. -P. 330-344.
  28. Hey M.H. A new review of the chlorites // Mineral. Mag. - 1954. -V.30. -P. 277.
  29. Atherton M.P. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet // Contribs. Min. and Petr. -1968. -V.18. -P. 347-371.
  30. Hollister L.S. Garnet zoning, an interpretation based on the Rayleigh fractionation model // Science. -1966. -V.154. -P. 1647-1651.
  31. Miyashiro A., Shido F. Progressive compositional change of garnet in metapelite // Lithos. 1973. - V.6. P. 13-20.
  32. Перчук Л.Л. Взаимосогласование некоторых Fe-Mg геотермометров на основе закона Нерста: ревизия // Геохимия. -1989. -№5. -С. 611-622.
  33. Patric B.E., Evans B.W. Metamorphic evolution of the Seward Peninsula Blueschist Terrane // J. Petrol. -1989. - V.30. -№3. -P. 351-355.
  34. Krogh E.J., Raheim A. Temperature and dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogite // Contribs. Min. and Petr. -1978. -66. -P. 75-80.
  35. Hanes A., Forest R.C. Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies) // J. Metamorphic Geol. -1988. - V.6. -№6. -P. 297-309.