

УДК 552(470.32)

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАПЕЛИТОВ ТИМ-ЯСТРЕБОВСКОЙ СТРУКТУРЫ (КМА)

В.Ю. Скрябин, Т.Н. Полякова

Воронежский государственный университет

Предложены принципы систематики метаморфических пород на минералого-петрохимической основе. На примере алюмосиликатных низкокальциевых образований (метапелитов) разработана методика расчета петрохимических модулей, позволяющих проводить критериальную оценку отнесения исследуемых пород к определенной таксономической группе. Рассмотрена систематика метапелитов Тим-Ястребовской структуры и взаимосвязь их состава с литолого-фациальными условиями осадконакопления раннепротерозойских отложений.

Раннепротерозойские метаморфические породы Тим-Ястребовской структуры характеризуются крайне широким многообразием и по своему генезису, включая как парапороды (в том числе терригенные, хемогенные, биогенные), так и ортопороды (эффузивы и комагматичные им дайковые тела), и по особенностям химического и минерального состава, и по степени последующих метаморфических преобразований. При исследовании такой разнообразной совокупности объектов, одной из первоочередных задач становится необходимость их систематики и классификации.

Существующие в настоящее время классификации метаморфических пород [1,2,3], несмотря на многоаспектность рассмотрения проблемы в целом, использование материалов и опыта предшествующих исследований, а также большого объема собственных результатов авторов, все же содержат ряд существенных недостатков. Во-первых, в них часто отсутствует системность признаков для таксонов одного уровня, и единицы одного и того же таксономического уровня выделяются по различным признакам. Например, подразделение метаморфических пород на классы проводится то по геолого-генетическому признаку, то по наложенным процессам, группы – по признаку субстрата или же по химическому составу [1] и т.п. Во-вторых, в существующих классификациях зачастую спорны сами признаки, по которым предлагается выделение таксонов. Так, В.В. Жданов и В.К. Кузьмин [2] отвергают химический признак, как «непознаваемый при полевых и петрографических наблюдениях», но в то же время для выделения типа метаморфических пород предлагают еще менее познаваемый признак – наличие у минеральных зерен высокосимвольных граней, обладающих низкой атомарной плотностью, а при подразделении на подтипы – такие признаки, как характер геотермического градиента (аномальный, локальный, нормальный), источники тепломассопереноса и способы теплопереноса (кондуктивный и конвективный).

В целом, анализируя современное состояние вопроса систематики и классификации метаморфических пород, следует согласиться с мнением [2], что в настоящее время для них «... не разработана номенклатура, не совершенны классификационные схемы и дискуссионна понятийная база».

В связи с этим в настоящей работе авторами предпринята попытка разработки систематики и номенклатуры метаморфических пород на минералого-петрохимической основе на примере метапелитов Тим-Ястребовской структуры.

Принципы минералого-петрохимической систематики метаморфических пород

Традиционно вещественная систематика метаморфических пород основывается либо на их количественном минеральном составе, либо на их химических особенностях, отражающих концентрации тех или иных петрогенных компонентов.

Однако породы различного минерального состава могут возникать в результате разной степени метаморфизма исходно одинаковых по химическому составу образований, что свидетельствует о дивергентности минералогического признака. Это затрудняет возможность стратиграфической корреляции пород в участках с различной интенсивностью наложенных метаморфических преобразований. В другом случае в породах с различным содержанием петрогенных компонентов могут наблюдаться одинаковые парагенезисы, характеризующиеся только вариациями количественного соотношения минеральных фаз, что говорит о конвергентности петрохимического признака, а систематика, основанная только на концентрации петрогенных компонентов, может не отражать изменения их минерального состава в процессе метаморфизма. В связи с этим при разработке систематики метаморфических пород авторы посчитали необходимым учесть как минералогические признаки (поля выделяемых таксонов ограничены коннодами сосуществующих минералов, так и петрохимические признаки (соотношения молекулярных количеств петрогенных компонентов на коннодах сосуществующих минералов). Поэтому в основу предлагаемой минералого-петрохимической систематики были положены четыре основных принципа:

– образование тех или иных минеральных фаз в метаморфических породах определяется не абсолютным содержанием петрогенных компонентов, а их соотношением;

– разделение метаморфических пород на таксономические единицы осуществляется по облас-

тям, ограниченным коннодами сосуществующих минералов;

– в петрохимическом отношении границы выделяемых таксономических единиц соответствуют изменению соотношения молекулярных количеств петрогенных компонент на коннодах сосуществующих минералов;

– последовательность выделения таксонов, т.е. их иерархия, соответствует температурной последовательности реакций образования соответствующих коннодам биминеральных парагенезисов.

Главными породообразующими минеральными фазами подавляющего большинства метаморфических образований являются силикаты, алюмосиликаты и карбонаты, которые в разных условиях метаморфизма могут присутствовать практически во всех породах. С увеличением степени метаморфизма карбонаты реагируют с силикатными и алюмосиликатными фазами, образуя новые минералы. При этом в зависимости от соотношения фаз в одних случаях карбонаты остаются как избыточная фаза вплоть до условий их диссоциации, и такие породы выделяются нами как силикатно-карбонатные, в других – они в ходе метаморфических реакций исчезают из наблюдаемых минеральных ассоциаций, и такие породы мы называем алюмосиликатными.

Алюмосиликатные метаморфические образования характеризуются крайне большим разнообразием присутствующих в них минеральных фаз и традиционно подразделяются на metabазиты и метапелиты. Однако конкретные области состава этих групп пород не определены. Многие исследователи выделяют высококальциевые метапелиты, в которых присутствуют амфиболы, но подобные породы по своим парагенезисам во многом являются конвергентными с metabазитами. Поэтому мы предлагаем подразделить все алюмосиликатные породы на две группы: первая – алюмосиликатные низкокальциевые породы (метапелиты), в которых в качестве единственной кальцийсодержащей фазы в высокотемпературной области метаморфизма может присутствовать только плагиоклаз, и вторая – алюмосиликатные высококальциевые (metabазиты), в которых наряду с плагиоклазом могут присутствовать амфиболы, пироксены и другие кальцийсодержащие фазы. Дальнейшее, более детальное подразделение выделенных групп пород может быть осуществлено на основании последовательности протекающих в них метаморфических реакций, как это будет показано на примере алюмосиликатных низкокальциевых пород.

Систематика алюмосиликатных низкокальциевых пород (метапелитов)

Под «метапелитами» мы понимаем в различной степени метаморфизованные бывшие осадочные отложения, 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 подобных 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 [4,5]. В ходе этого процесса образуются мусковит-фенгитовые слюды модификации $2M_1$, парагонит, хлорит, стильпномелан, пиррофиллит и диаспор, а терригенный плагиоклаз замещается альбитом. К метапелитам могут быть отнесены также метариолиты и метаморфизованные гранитоиды, исходно имевшие слюдисто-кварц-палеовшпатовый состав.

Характерной чертой слабо метаморфизованных метапелитов является присутствие в них небольшого количества кальцита и анкерит-доломитовых и магнезит-сидеритовых карбонатов, что отмечается многими исследователями и обусловлено, вероятно, достаточно высоким соотношением CO_2/H_2O во флюиде при низкотемпературном метаморфизме. Количество кальцита и доломита в метапелитах должно ограничиваться величиной отношения в них $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) \geq 1$, что обеспечивало бы полный переход кальциевого компонента в плагиоклаз при увеличении степени метаморфизма. Предельно допустимым содержанием анкерит-доломитовых и магнезит-сидеритовых карбонатов в метапелитах 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, принимая условие, что единственной кальцийсодержащей фазой в метапелитах является плагиоклаз, составы пород можно рассматривать в безкальциевой системе, вычитая долю приходящегося на анортитовый компонент кремнезема ($SiO_2=2CaO$) и глинозема ($Al_2O_3=CaO$). Эта система еще более упрощается при вычитании из суммы $FeO+MgO$ эквивалентного количества Fe_2O_3 , приходящегося на магнетит, который обычно в небольшом количестве присутствует в метапелитах. Исходя из этого, а также учитывая возможные предельные содержания карбонатов и возникающие на начальной ступени метаморфизма минеральные фазы, можно определить область состава метапелитов в системе $(SiO_2-2CaO)-(Al_2O_3-CaO)-(FeO+MgO-Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O)$. Она будет ограничена парагенезисами, включающими в себя диаспор, шпинель, хлорит, мусковит, парагонит, пиррофиллит, биотит, стильпномелан, калиевый полевой шпат, альбит, амфиболы куммингтонит-грюнеритового ряда и кварц (рис. 1). Составы не содержащих парагонит метапелитов можно рассматривать в безнатровой системе $(SiO_2-2CaO-6Na_2O)-(Al_2O_3-CaO-Na_2O)-(FeO+MgO-Fe_2O_3)-K_2O$, вычитая из молекулярных количеств кремнезема и глинозема, содержащихся в

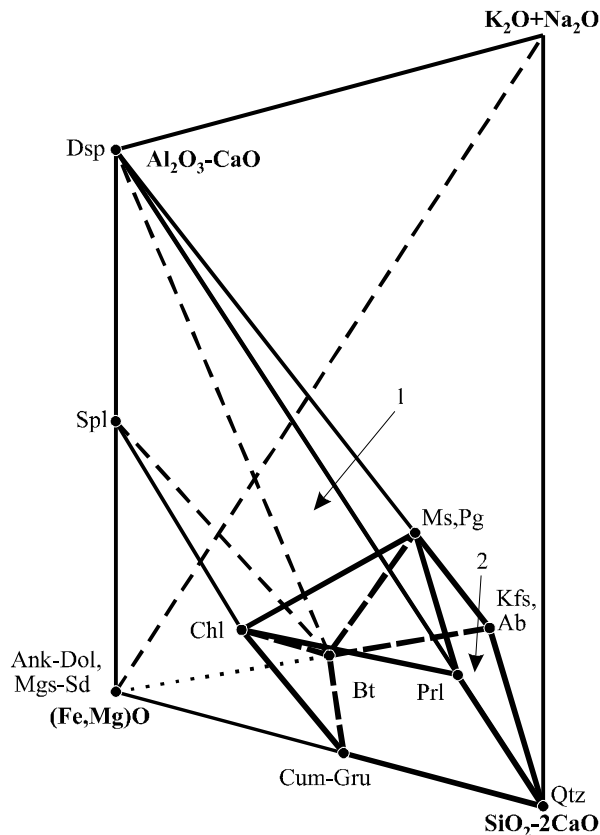


Рис. 1. Область состава метапелитов в системе $(\text{Al}_2\text{O}_3\text{--CaO})\text{--}(\text{Fe, Mg})\text{O--}(\text{SiO}_2\text{--}2\text{CaO})\text{--}(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$: 1 – пересыщенные глиноземом; 2 – пересыщенные кремнеземом. Условные сокращения минералов по [6].

породе, эквивалентные количества Na_2O , приходящиеся на альбитовый компонент.

Как в натрийсодержащей, так и в безнатровой системе поля парагенезисов $\text{Chl}+\text{Ms}(\text{Pg})+\text{Prl}$ и $\text{Chl}+\text{Bt}+\text{Ms}(\text{Pg})$ разделяют область состава метапелитов на пересыщенные глиноземом и пересыщенные кремнеземом породы.

Метапелиты Тим-Ястребовской структуры не содержат парагонит, и в системе $(\text{SiO}_2\text{--}2\text{CaO--}6\text{Na}_2\text{O})\text{--}(\text{Al}_2\text{O}_3\text{--CaO--Na}_2\text{O})\text{--}(\text{FeO}+\text{MgO--Fe}_2\text{O}_3)\text{--K}_2\text{O}$ точки их состава лежат в области пересыщенных кремнеземом пород (рис. 2), что подтверждается постоянным присутствием в них кварца. В подобных метапелитах SiO_2 является избыточным компонентом, и их дальнейшая систематика может быть рассмотрена в системе $(\text{Al}_2\text{O}_3\text{--CaO--Na}_2\text{O})\text{--}(\text{FeO}+\text{MgO--Fe}_2\text{O}_3)\text{--K}_2\text{O}$.

В этой системе коннода хлорит–мусковит разделяет область состава пересыщенных кремнеземом пород на два поля, соответствующие высоко- и низкоглиноземистым метапелитам. В высокоглиноземистых породах на начальной ступени метаморфизма, кроме хлорита и мусковита, присутствует пиррофиллит. При повышении температуры в условиях зеленосланцевой фации в них возникают хлоритоид, андалузит или кианит. Низкоглиноземистые метапелиты, наряду с мусковитом и хлоритом, могут содержать калиевый полевой шпат, стильпномелан и железо-магнезиальные карбонаты.

Для отнесения породы к высоко- или низкоглиноземистым метапелитам по данным химического анализа может быть использована величина молекулярного отношения в ней $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{K}_2\text{O})$. Так как коннода хлорит–мусковит, разделяющая в системе $(\text{Al}_2\text{O}_3\text{--CaO--Na}_2\text{O})\text{--}(\text{FeO}+\text{MgO--Fe}_2\text{O}_3)\text{--K}_2\text{O}$ поле пересыщенных кремнеземом метапелитов на высоко- и низкоглиноземистые, представляет собой прямую, то она описывается уравнением линейной регрессии $y=a+bx$. Для решения этого уравнения в качестве координат могут быть использованы молекулярные отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{K}_2\text{O})=y$ и $\text{K}_2\text{O}/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{K}_2\text{O})=x$. В хлорите, имеющем состав $(\text{Fe, Mg})_9\text{Al}_3[\text{Si}_5\text{Al}_3\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$, близкий к реально наблюдаемому в большинстве метапелитов, при $\text{K}_2\text{O}/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{K}_2\text{O})=0$ отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{K}_2\text{O})=1/3$. В мусковите с теоретическим составом $\text{KAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$ при $\text{K}_2\text{O}/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{K}_2\text{O})=1$ отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{K}_2\text{O})=3$. Решая по этим двум точкам уравнение линейной регрессии, получаем, что на конноде хлорит–мусковит $\text{Al}_2\text{O}_3=1/3(\text{FeO}+\text{MgO})+3\text{K}_2\text{O}$. Отношение молекулярного количества Al_2O_3 в породе к этому выражению может рассматриваться как модуль глиноземистости (a), значения которого на конноде хлорит–мусковит будут равны единице, для высокоглиноземистых метапелитов – больше единицы, а для низкоглиноземистых – меньше единицы. Учитывая количество Al_2O_3 , эквивалентное CaO и Na_2O , приходящееся в породе на плагиоклаз, и FeO , эквивалентное Fe_2O_3 , приходящееся на магнетит, значение модуля глиноземистости примет следующий вид:

$$a = \frac{3(\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O})}{\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + 9\text{K}_2\text{O}}$$

Высокоглиноземистые метапелиты ($a = 2,187$) в пределах Тим-Ястребовской структуры встречаются редко, главным образом в составе стойленской свиты в основании разреза раннепротерозойских отложений, что связано с размывом и переотложением древних кор выветривания. Подобные метаморфизованные докурские коры выветривания вскрыты скважинами и описаны рядом исследователей [6, 7, 8, 9, 10]. Преобладание выше по разрезу низкоглиноземистых метапелитов ($a = 0,605$) свидетельствует об изменении состава материала, поступавшего с источников сноса, его низкой степени зрелости и небольшом количестве продуктов интенсивного выветривания пород архейского основания.

Дальнейшее, более детальное, подразделение низкокальциевых алюмосиликатных пород на данном этапе исследований было проведено только для низкоглиноземистых метапелитов, так как они преобладают в разрезах Тим-Ястребовской структуры. В основе этого подразделения лежит последовательность метаморфических реакций, протекающих в ходе прогрессивного метаморфизма. Предлагаемые нами реакции общепризнаны, экспериментально изучены, а существующие вариации оценки их

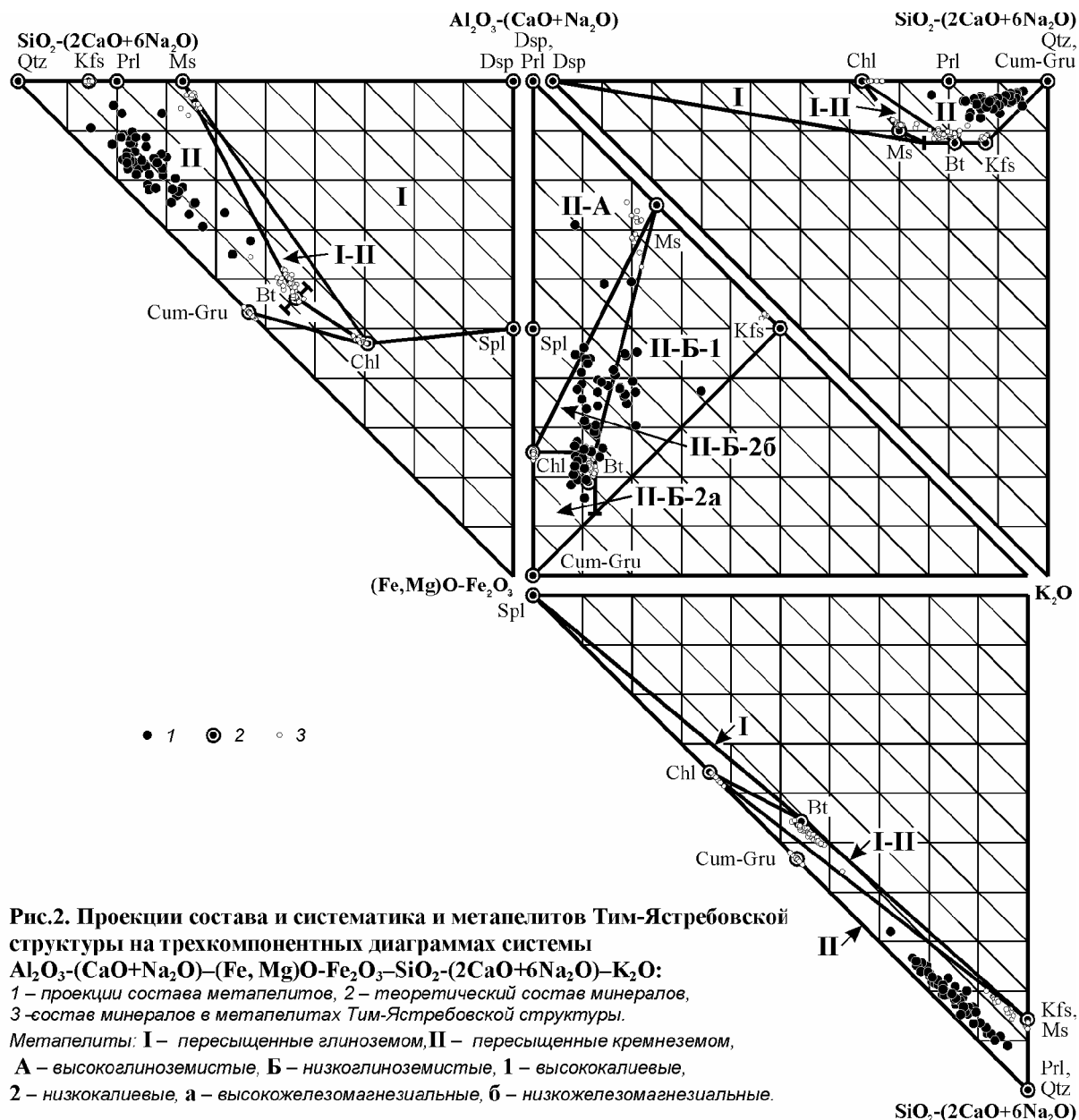


Рис.2. Проекция состава и систематика и метapelитов Тим-Ястребовской структуры на трехкомпонентных диаграммах системы

$Al_2O_3-(CaO+Na_2O)-(Fe, Mg)O-Fe_2O_3-SiO_2-(2CaO+6Na_2O)-K_2O$:

1 – проекция состава метapelитов, 2 – теоретический состав минералов, 3 – состав минералов в метapelитах Тим-Ястребовской структуры.

Метapelиты: I – пересыщенные глиноземом, II – пересыщенные кремнеземом,

A – высокоглиноземистые, B – низкоглиноземистые, 1 – высококальциевые,

2 – низкокальциевые, a – высокожелезомagneзиальные, b – низкожелезомagneзиальные.

температур не влияют на последовательность протекания.

Низкоглиноземистые метapelиты по конноде биотит–мусковит подразделяются на высококальциевые и низкокальциевые. В высококальциевых метapelитах после реакций $Stp+Kfs=Bt+Qtz+H_2O$ или $Chl+Kfs=Bt+Ms+Qtz+H_2O$ остается избыточный калиевый полевой шпат, а в низкокальциевых – хлорит или стильпномелан. Для решения уравнения регрессии конноды биотит–мусковит в качестве координат могут быть использованы молекулярные отношения $K_2O/(FeO+MgO+Al_2O_3)=y$ и $Al_2O_3/(FeO+MgO+Al_2O_3)=x$. В глиноземистом биотите состава $K_2(Fe,Mg)_5Al[Si_5Al_3O_{20}](OH)_4$ при $Al_2O_3/(FeO+MgO+Al_2O_3)=2/7$ отношение $K_2O/(FeO+MgO+Al_2O_3)=1/7$, а в мусковите при $Al_2O_3/(FeO+MgO+Al_2O_3)=1$ отношение $K_2O/(FeO+MgO+Al_2O_3)=1/3$. Следовательно, на конноде биотит–мусковит $K_2O=1/15(FeO+MgO)+1/3Al_2O_3$. Отношение молекулярного коли-

чества K_2O в породе к этому выражению с учетом вычитаемых эквивалентных количеств CaO , Na_2O и Fe_2O_3 , приходящихся на плагиоклаз и магнетит, может рассматриваться как модуль калиевости:

$$k = \frac{15K_2O}{FeO - Fe_2O_3 + MgO + 5(Al_2O_3 - CaO - Na_2O)},$$

значения которого на конноде биотит–мусковит будут равны единице, для высококальциевых метapelитов – больше единицы, а для низкокальциевых – меньше единицы.

Так как в системе $(Al_2O_3-CaO-Na_2O)-(FeO+MgO-Fe_2O_3)-K_2O$ молекулярное количество K_2O в высококальциевых метapelитах всегда превышает или равно его содержанию в биотитах, то, с учетом вычитаемых эквивалентных количеств CaO , Na_2O и Fe_2O_3 , приходящихся на плагиоклаз и магнетит, для этих пород также необходимо выполнение условия $K_2O \geq 0,125(Al_2O_3-CaO-Na_2O+FeO-Fe_2O_3+MgO+K_2O)$, то есть значение второго модуля калиевости

$$k' = \frac{K_2O}{0,125(Al_2O_3 - CaO - Na_2O + FeO - Fe_2O_3 + MgO + K_2O)}$$

для них должно быть всегда больше единицы.

Среди низкоглиноземистых метapelитов Тим-Ястребовской структуры низкокальциевые ($k' = 0,894$, $k = 0,764$) породы преобладают над высококальциевыми ($k' = 1,555$, $k = 1,290$). Однако присутствие достаточно значительной доли последних в разрезе раннепротерозойских образований свидетельствует о том, что источником сноса при их формировании, вероятно, служили архейские породы, уже претерпевшие к тому времени процессы мигматизации и гранитизации.

Низкокальциевые метapelиты по конноде хлорит–биотит подразделяются на высоко- и низкожелезозамагниченные. В высокожелезозамагниченных породах после реакции $Str + Ms = Bt + Chl + Qtz + H_2O$ с биотитом и хлоритом могут быть устойчивы стильпномелан и железо-магнезиальные карбонаты, за счет которых с увеличением степени метаморфизма появляются амфиболы куммингтонит-грюнеритового ряда, а в низкожелезозамагниченных – возможен парагенезис биотита и хлорита с мусковитом. При решении уравнения регрессии конноды хлорит–биотит в качестве координат использовались молекулярные отношения $(FeO + MgO)/(K_2O + Al_2O_3) = y$ и $Al_2O_3/(K_2O + Al_2O_3) = x$. Так как в глиноземистом биотите при $Al_2O_3/(K_2O + Al_2O_3) = 2/3$ отношение $(FeO + MgO)/(K_2O + Al_2O_3) = 5/3$, а в хлорите при $Al_2O_3/(K_2O + Al_2O_3) = 1$ отношение $(FeO + MgO)/(K_2O + Al_2O_3) = 3$, то на конноде хлорит–биотит $(FeO + MgO) = 3Al_2O_3 - K_2O$. Отношение молекулярного количества $FeO + MgO$ в породе к этому выражению с учетом вычитаемых эквивалентных количеств CaO , Na_2O и Fe_2O_3 , приходящихся на плагиоклаз и магнетит, может рассматриваться как модуль железозамагниченности:

$$fm = \frac{FeO - Fe_2O_3 + MgO}{3(Al_2O_3 - CaO - Na_2O) - K_2O}$$

Его значения на конноде хлорит–биотит будут равны единице, для высокожелезозамагниченных метapelитов больше единицы, а для низкожелезозамагниченных – меньше единицы. Так как поле высокожелезозамагниченных пород ограничивается по калиевости линией изменения глиноземистости биотита, то для них также должно выполняться условие $k' \leq 1$.

Среди низкокальциевых пород Тим-Ястребовской структуры наиболее широким распространением пользуются низкожелезозамагниченные метapelиты ($fm = 0,559$), а высокожелезозамагниченные ($fm = 1,324$) играют подчиненную роль. Последние являются преобладающим типом лишь в составе курской серии, что связано, вероятно, с общей спецификой литогенеза в период формирования железисто-кремнистых образований.

Как в высоко-, так и в низкожелезозамагниченных метapelитах с увеличением степени метаморфизма существенное влияние на фазовые

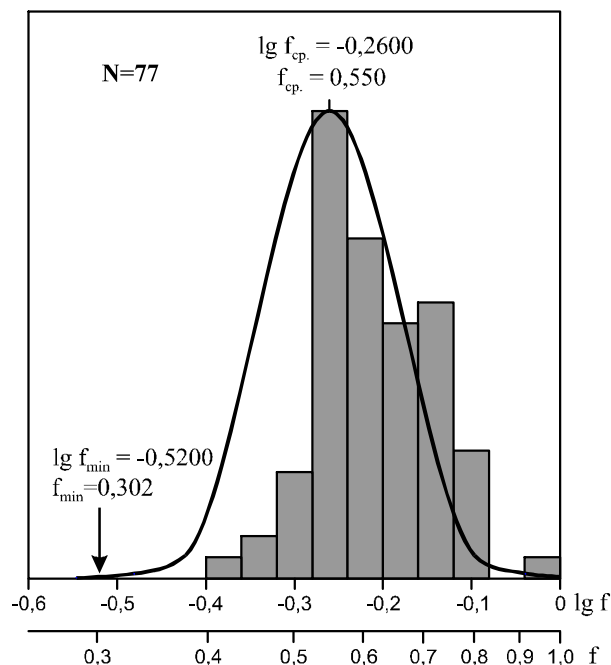


Рис. 3. Распределение железистости хлоритов в гранатсодержащих парагенезисах.

равновесия оказывает соотношение в породах FeO и MgO . Поэтому их следует подразделять на железистые, в которых по мере возрастания температуры появляются гранат и ставролит, и магнезиальные, в которых возможно образование безгранатовых кордиеритсодержащих парагенезисов. В качестве границы между железистыми и магнезиальными метapelитами могла бы служить линия, соединяющая в системе $(Al_2O_3 - CaO - Na_2O) - (FeO - Fe_2O_3) - MgO$ составы мусковита и хлорита в моновариантном парагенезисе $Bt + Chl + Crd + Ms + Qtz$, однако присутствие такой ассоциации в породах Тим-Ястребовской структуры не установлено. В литературе сведения о составе хлорита из этого парагенезиса отсутствуют, а данные о его железистости в парагенезисе с кордиеритом единичны. В связи с этим в качестве границы между железистыми и магнезиальными метapelитами нами принято нижнее предельное значение железистости хлоритов в гранатсодержащих парагенезисах. Для расчета этого значения были использованы как собственные аналитические данные [11], так и опубликованные результаты других исследователей [12, 4, 13], которые включают 77 химических анализов хлоритов, сосуществующих с гранатом.

Распределение железистости хлорита из гранатсодержащих парагенезисов соответствует логарифмически-нормальному закону с параметрами $lg f_{cp.} = -0,2600$ ($f_{cp.} = 0,550$), среднеквадратичное отклонение $S_{lg} = 0,0830$. Допуская равновероятность присутствия в парагенезисе с гранатом как чисто железистого ($f = 1$), так и наименее железистого хлорита (f_{min}) будет равно $lg f_{min.} = -0,5200$ ($f_{min.} = 0,302$) (рис. 3). Так как величина отклонения от среднего определяется выражением $X_{cp.} - X_i = t \cdot S$, где t – крите-

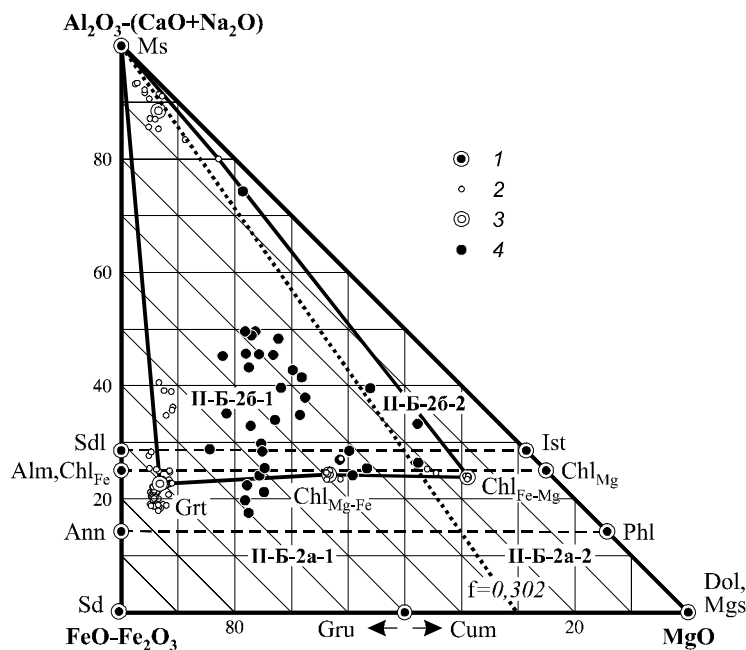


Рис. 4. Разделение низкокальциевых метапелитов Тим-Ястребовской структуры по железистости: 1 – теоретический состав минералов; 2 – состав минералов в метапелитах Тим-Ястребовской структуры; 3 – средний состав минералов в метапелитах Тим-Ястребовской структуры; 4 – низкокальциевые метапелиты Тим-Ястребовской структуры (II-B-2a-1 – высокожелезозомагнезиальные железистые, II-B-2a-2 – высокожелезозомагнезиальные магнезиальные, II-B-26-1 – низкожелезозомагнезиальные железистые, II-B-26-2 – низкожелезозомагнезиальные магнезиальные).

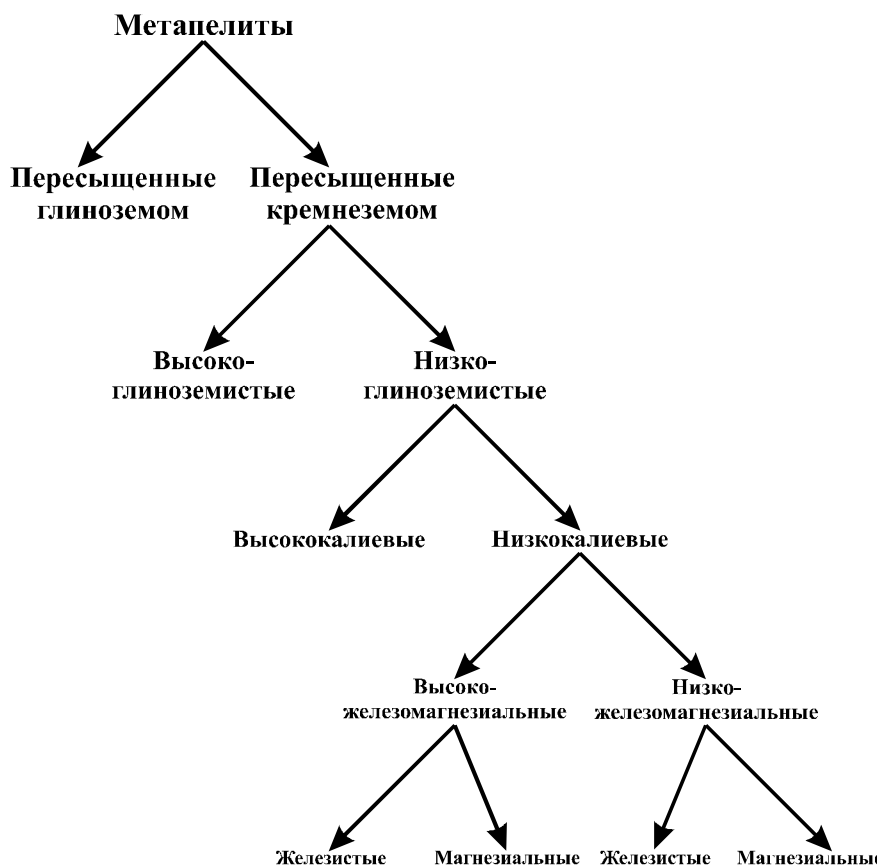


Рис. 5. Иерархическое соотношение таксономических групп метапелитов при их минерало-петрохимической систематике.

рий Стюдента, то, учитывая рассчитанное значение среднеквадратичного отклонения, при наблюдаемом $f_{\text{ср.}} - f_{\text{min}}$ критерий Стюдента равен 3,131. При объеме выборки 77 анализов критическое значение t с вероятностью 0,99 равно 2,660, а с вероятностью 0,999 – 3,448. Следовательно, появление в парагенезисе с гранатом хлоритов с железистостью менее 0,302 крайне маловероятно ($P=0,01-0,001$).

Исходя из этого, отношение в породах

$$f = \frac{\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3}{0,302(\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})}$$

может быть принято в качестве модуля железистости для подразделения метапелитов на железистые ($f>1$) и магнезиальные ($f<1$) (рис. 4).

Как среди высоко-, так и среди низкожелезозомагнезиальных пород Тим-Ястребовской структуры наибольшим распространением пользуются железистые разновидности ($f = 1,831-2,040$), что является характерной особенностью подавляющего большинства метапелитов. Присутствие же среди них магнезиальных разновидностей ($f = 0,725-0,957$) связано, вероятно, с загрязнением исходных глинистых отложений продуктами пикробазальтового вулканизма, проявлявшегося синхронно осадконакоплению в тимское время.

Таким образом, предложенная систематика метапелитов, основанная на смене

минеральных парагенезисов по мере увеличения температуры метаморфизма, подчиняется определенной иерархии, приведенной на рис. 5.

Статистические параметры распределения петрогенных компонентов и значения предложенных петрохимических модулей в различных выделенных группах метапелитов Тим-Ястребовской структуры приведены в таблице.

Таблица

**Статистические параметры распределения петрогенных компонентов и петрохимические модули
в метабелитах Тим-Ястребовской структуры**

Группы метабелит ов	Пересыщенные кремнеземом (n=52)																	
	Высокоглино- земистые (n=1)	Низкоглиноземистые (n=51)																
		X	S	Высококалийевые (n=14)		Низкокалийевые (n=37)												
						Высокожелезomagнезиальные (n=10)						Низкожелезomagнезиальные (n=27)						
				X	S	X	S	Магнезиальные (n=1)	Железистые (n=9)		X	S	Магнезиальные (n=3)		Железистые (n=24)			
									X	S			X	S	X	S	X	S
SiO ₂	53,80	60,94	4,30	62,81	5,31	60,23	3,68	60,70	3,74	60,20	60,76	3,96	60,06	3,72	56,71	5,26	60,47	3,40
TiO ₂	0,74	0,57	0,21	0,48	0,17	0,60	0,22	0,58	0,29	0,74	0,56	0,31	0,61	0,19	0,51	0,14	0,62	0,20
Al ₂ O ₃	28,70	15,39	2,98	15,54	2,35	15,33	3,22	12,42	2,62	14,59	12,17	2,66	16,41	2,73	14,13	4,37	16,69	2,45
Fe ₂ O ₃	0,46	2,08	1,26	1,87	1,03	2,16	1,34	2,80	1,73	1,74	2,92	1,79	1,93	1,12	2,13	0,53	1,90	1,18
FeO	1,83	7,19	3,18	5,20	1,84	7,95	3,27	10,46	3,93	4,69	11,10	3,57	7,01	2,47	3,31	1,59	7,48	2,16
MnO	0,01	0,07	0,06	0,05	0,03	0,08	0,07	0,09	0,05	0,05	0,09	0,05	0,07	0,07	0,03	0,02	0,08	0,08
MgO	2,16	2,96	1,06	2,36	0,83	3,18	1,05	3,45	1,03	5,40	3,23	0,81	3,08	1,06	4,40	2,30	2,92	0,75
CaO	0,54	1,46	0,90	1,42	0,94	1,47	0,90	2,10	1,01	3,35	1,96	0,97	1,24	0,75	0,46	0,20	1,33	0,73
Na ₂ O	0,50	1,27	0,89	1,52	1,24	1,18	0,71	1,24	0,78	0,98	1,27	0,82	1,16	0,70	0,19	0,17	1,28	0,65
K ₂ O	2,99	3,74	1,23	4,84	1,45	3,32	0,83	2,72	0,50	2,68	2,73	0,53	3,54	0,82	4,45	1,05	3,43	0,74
BaO	–	0,42	0,01	–	–	0,42	0,01	–	–	–	–	–	0,42	0,01	–	–	0,42	0,01
V ₂ O ₅	–	0,03	0,01	–	–	0,03	0,01	0,02	0,01	–	0,02	0,01	0,03	0,01	–	–	0,03	0,01
P ₂ O ₅	0,06	0,12	0,10	0,13	0,12	0,11	0,09	0,12	0,07	0,12	0,12	0,07	0,11	0,10	0,08	0,01	0,11	0,10
П.п.п.	7,56	2,81	2,65	2,47	1,52	2,94	2,97	2,13	1,40	4,98	1,81	1,04	3,23	3,35	9,65	4,86	2,43	2,14
Сумма	99,42	99,67	–	99,84	–	99,60	–	99,80	–	99,52	99,83	–	99,53	–	99,07	–	99,58	–
CO ₂	–	0,44	0,64	0,38	0,45	0,46	0,70	0,82	1,22	–	0,82	1,22	0,32	0,35	0,28	0,13	0,32	0,38
S _{общ.}	0,07	0,47	0,54	0,69	0,57	0,45	0,53	0,47	0,28	–	0,47	0,28	0,44	0,58	1,27	1,34	0,32	0,29
Петрохимические модули																		
a	2,187	0,605	0,200	0,512	0,105	0,640	0,217	0,412	0,057	0,456	0,408	0,058	0,725	0,191	0,671	0,197	0,731	0,194
k'	0,683	1,075	0,395	1,555	0,382	0,894	0,201	0,754	0,088	0,800	0,749	0,092	0,945	0,207	1,208	0,335	0,913	0,168
k	0,341	0,910	0,315	1,290	0,339	0,764	0,139	0,810	0,107	0,811	0,810	0,114	0,751	0,148	0,906	0,035	0,732	0,145
fm	0,100	0,699	0,395	0,522	0,238	0,766	0,423	1,324	0,293	1,081	1,351	0,297	0,559	0,232	0,499	0,334	0,567	0,224
f	0,703	1,748	0,136	1,689	0,099	1,768	0,148	1,930	0,158	0,957	2,040	0,126	1,709	0,143	0,725	0,056	1,831	0,100

Выводы

Таким образом, предложенные принципы систематики метаморфических образований Тим-Ястребовской структуры базируются на последовательности реакций метаморфогенного минералообразования, которая приводит к определенной иерархии влияния петрохимических особенностей пород на образование тех или иных минеральных парагенезисов. Возникающие при этом парагенетические ассоциации развиваются с изменением условий метаморфизма как обособленные физико-химические системы и могут рассматриваться в качестве номенклатурных единиц при систематике метаморфических пород.

На примере алюмосиликатных низкокальциевых образований предложена методика расчета петрохимических модулей, позволяющих по результатам химического анализа пород провести критериальную оценку отнесения их к определенной группе метapelитов.

В составе метаморфических пород Тим-Ястребовской структуры выделено шесть групп метapelитов различного иерархического уровня. Наблюдаемое разнообразие состава метapelитов свидетельствуют о пестроте литолого-фациальных условий осадконакопления раннепротерозойских отложений в период формирования Тим-Ястребовской палеорифтовой структуры.

Следует особо подчеркнуть, что предлагаемое подразделение метapelитов ни в коей мере не претендует на свою всеобщность, поскольку базируется на ограниченном наборе пород, преобразованных в определенном интервале температур и давлений. Однако использование изложенных в работе принципов подхода к решению рассматриваемой проблемы при анализе более обширного фактического материала, внесения необходимых дополнений и корректив, на наш взгляд, будет способствовать дальнейшему совершенствованию систематики и классификации метаморфических пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов: Минобразования РФ по фундаментальным исследованиям в области естественных наук (проект Е02-9.0-160), «Российские университеты» (проект УР.09.01.038), Президента РФ (проект МД-248-2003-05), ФЦП «Интеграция» (проект

Э0348), РФФИ (проекты 03-05-64071, 03-05-79088, 03-05-06442).

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Глаголев А.А., Глебовицкий В.А. и др. Опыт разработки систематики и номенклатуры метаморфических пород на количественно-минеральной основе // Изв. АН СССР. Сер. геол. -1988. - №1. -С. 22-32.
2. Жданов В.В., Кузьмин В.К. Принципы систематики и классификации метаморфических горных пород // Зап. ВМО. -1991. -№4. -С.124-129.
3. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород: справочное пособие. -Новосибирск, 1992. -205 с.
4. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979.-263 с.
5. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. - М., 1972. -286 с.
6. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // American Mineralogist. - 1983. -V. 68. -P. 277-279.
7. Извеков Э.П. Древняя кора выветривания в основании железорудной толщи Старооскольского узла Курской магнитной аномалии // Кора выветривания. - М., 1968. -Вып. 10. -С.76-84.
8. Извеков Э.П. Контакты и взаимоотношения пород курской метаморфической серии с подстилающими толщами Старооскольского железорудного района // Геология и полезные ископаемые Курской магнитной аномалии. -М., 1967. -С. 76-84.
9. Воскресенская М.Н. Древнейшие поверхности и коры выветривания в докембрийских породах КМА // Сов. геология. -1968. -№ 9. -С. 14-32.
10. Петров Б.Н., Кононов Н.Д. Метаморфизованные докурские коры выветривания и продукты их переотложения в основании протерозоя на территории КМА // Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. -Воронеж, 1977. -С.-43-48.
11. Савко А.Д., Щеголев И.Н. Эпохи корообразования в докембрии Воронежского массива // Литология и полезные ископаемые. -1979. -№ 1.-С. 67-73.
12. Полякова Т.Н., Скрыбин В.Ю. Зеленосланцевая фация метаморфизма метapelитов Тим-Ястребовской структуры // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. -2002. -№1. -С. 103-120.
13. Перчук Л.Л. Сосуществующие минералы. -Л., 1971. - 424 с.
14. Геря Т.В., Перчук Л.Л., Трибуле К., и др. Петрология Туман шетского зонального метаморфического комплекса, Восточный Саян // Петрология. -1997. -Т. 5, №6. -С. 563-595.