

УДК 552.16

МЕТАМОРФИЗМ УНИЙСКОЙ СВИТЫ КАК ИНДИКАТОР РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ВЯТСКОМ ПОЯСЕ, СЕВЕРО-ВОСТОК ВОЛГО-УРАЛИИ

© 2023 г. Т. А. Пилицына^{1,2,*}, К. Г. Ерофеева¹, член-корреспондент РАН А. В. Самсонов¹,
А. В. Постников³, Д. А. Варламов⁴

Поступило 13.12.2022 г.

После доработки 18.01.2023 г.

Принято к публикации 23.01.2023 г.

В центральной части Вятского пояса, расположенного между архейскими блоками на северо-востоке Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона, по данным керна двух глубоких скважин в метапелитах унийской свиты установлены следующие минеральные парагенезисы (1) $Pl + Ms + Bt + Qz + Kfs + And \pm Chl$ и (2) $Pl + Bt + Qz + Kfs + Grt + Sil \pm Ms \pm Chl$. Для определения PT -условий образования этих парагенезисов был использован комплекс методов, включая классическую ($Grt-Bt$, $GASP$, $Ti-in-Bt$, $Ms-Bt$) и мультиравновесную термобарометрию ($winTWQ$ 2.34), а также метод пересечения изоплет на диаграммах псевдосечений ($GeoPS$ 3.2.2.128). Рассчитанные значения PT -параметров метаморфизма составляют 520–650°C (или до 690°C по методу изоплет) и 2–5.4 кбар. Метаморфизм парагнейсов, содержащей парагенезис (2), сопровождался частичным плавлением, происходившим в условиях водонасыщенной системы. По характеру метаморфизм пород унийской свиты относится к сравнительно малоглубинному типу, к андалузит-силлиманитовой фациальной серии амфиболитовой фации и связан с деформациями во время орогенеза.

Ключевые слова: метаморфизм HT/LP-типа, термобарометрия, $winTWQ$, $GeoPS$, метапелиты, палеопротерозойский ороген, Волго-Уралия

DOI: 10.31857/S2686739722602836, **EDN:** FEXQGG

ВВЕДЕНИЕ

Вятский пояс, расположенный между архейскими блоками на северо-востоке Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона (рис. 1), представляет собой комплекс раннедокембрийских супракрустальных пород, полностью перекрытых мощным осадочным чехлом, и информация о его строении и составе базируется на результатах изучения нескольких глубоких скважин. Согласно имеющимся данным [1, 2], Вятский пояс сложен метаморфизованными вул-

каногенно-осадочными отложениями унийской свиты с возрастом около 2.1 млрд лет, которые прорваны гранитоидами S-типа талицкого комплекса с возрастом около 2.05 млрд лет. На основании изотопно-геохимического и геохронологического изучения керна скважин, Вятский пояс рассматривается как часть палеопротерозойского орогена [2]. Представленные в данной статье результаты исследований метаморфических пород унийской свиты дают дополнительную независимую оценку палеотектонических условий формирования Вятского пояса.

МЕТОДИКА

В данной работе приведены результаты исследования двух образцов метапелитов из скважин Уни-3 и Уни-50. Определение составов минералов проводилось в прозрачно-полированных шлифах на электронном сканирующем микроскопе “Tescan” VEGA-II XMU с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 (Черноголовка, ИЭМ РАН).

Содержания петрогенных элементов в породах определялись на спектрометре последовательно-

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

²Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, Россия

³Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) им. И.М. Губкина, Москва, Россия

⁴Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского Российской академии наук, Московская область, Черноголовка, Россия

*E-mail: allafia@yandex.ru

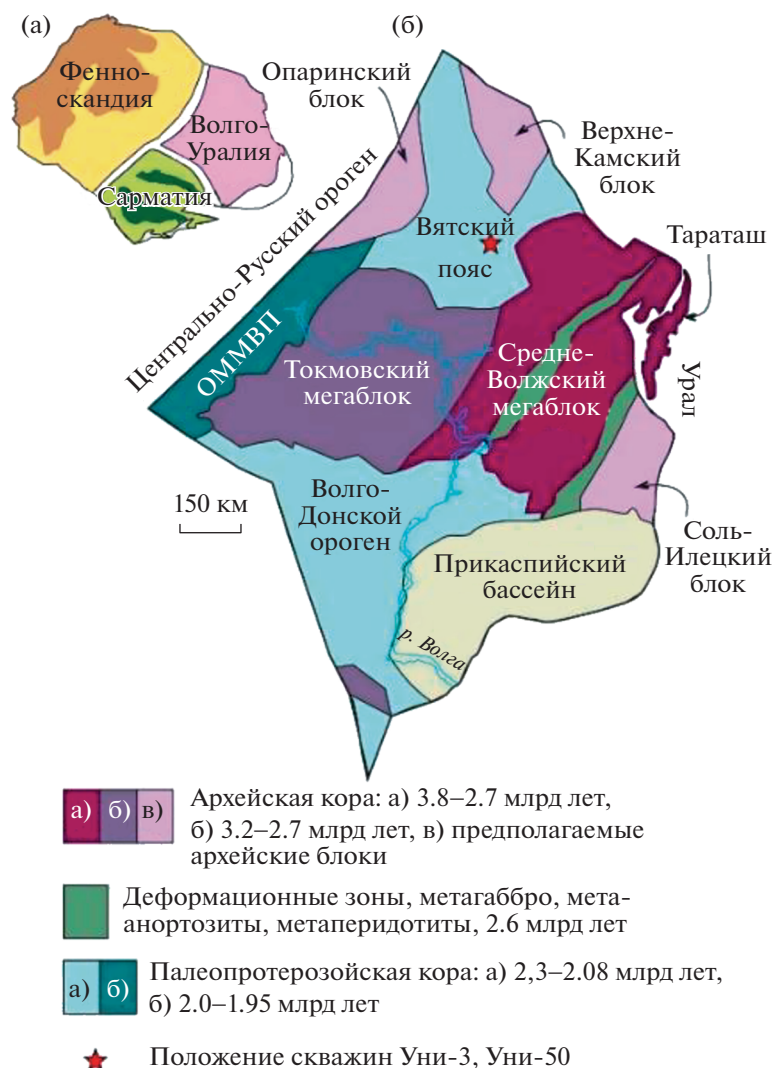


Рис. 1. а – Три сегмента Восточно-Европейского кратона по [3]. б – Главные структурные элементы Волго-Уральского сегмента ВЕК по [3] с дополнениями. ОММВП – Осницко-Микашевичи-Московский вулканический пояс.

го действия PW-2400 в ИГЕМ РАН. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Параметры давления и температуры метаморфизма пород были количественно охарактеризованы с использованием классических методов геотермобарометрии, основанных на обменных и смещенных равновесиях и на зависимости предельной растворимости элемента в фазе от температуры, и методов мультиравновесной термобарометрии (winTWQ 2.44, GeoPS 3.2.2.128). Детальное описание методики исследования, использованных геотермобарометров и программных пакетов для моделирования приведено в *Приложении 1*. Составы породообразующих минералов приведены в *Приложении 2*. Содержания петрогенных элементов изученных пород и диаграммы

псевдосечений для них, построенные в программе GeoPS, приведены в Приложении 3.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Супракrustальные породы унийской свиты в пределах Вятского пояса различаются по структурным характеристикам и минеральному составу [2, 4]. В восточной части пояса две близкорасположенные скважины Уни-50 и Уни-3 вскрыли силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы и андалузит-двуслюдяные сланцы, соответственно, которые образовались при метаморфизме осадочных пород [4].

Силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, вскрытые скважиной Уни-50, одинаковы по текстурно-структурным особенностям и минеральному составу на всем интервале разреза скважи-

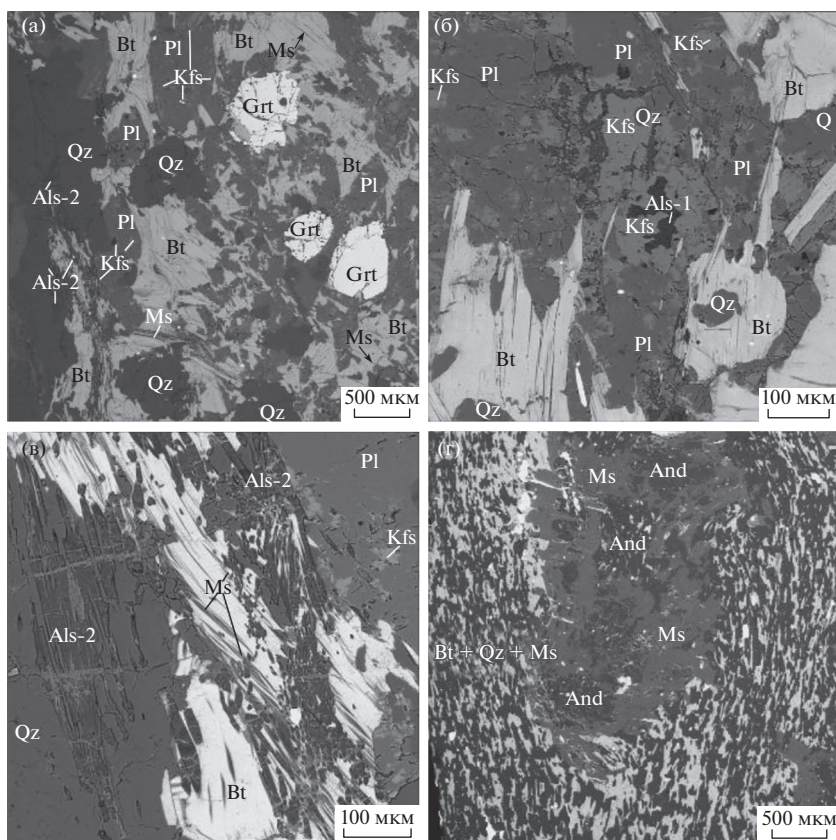


Рис. 2. Микрофотографии пород уиньской свиты, изображения в отраженных электронах (BSE): а–в – силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, скв. Уни-50: а – порфиробласты *Grt* в меланократовой полосе, б – реликты *Als-1* в окружении *Kfs*, в – реликты *Sil* (*Als-2*), секущие мусковитизированный биотит, кварц и полевые шпаты; г – андалузит-дву-слюдяные сланцы из скв. Уни-3: порфиробласт *And*, окруженный *Ms-2*, в *Bt-1-Qz-Ms-1* матрице.

ны. Текстура пород полосчатая за счет чередования тонких (3–5 мм) лейкократовых кварц-полевошпатовых полос и меланократовых чуть более широких (5–7 мм) полос, обогащенных биотитом. На границе меланократовых и лейкократовых полос увеличивается содержание биотита. Порфиробластовая структура пород связана с присутствием зерен граната на фоне более мелкозернистой матрицы породы (рис. 2 а).

Гранат образует изометричные зерна 0.5–0.7 мм в диаметре в биотит-кварц-полевошпатовой матрице породы, и чаще всего находится в сростаниях с биотитом. Гранат характеризуется плавно изменяющимся составом от центра (*Grt-1*: *Grs*_{5–7} *Alm*_{75–77} *Sps*_{6–7} *Prp*_{14–16}) к краю (*Grt-2*: *Grs*_{3–4} *Alm*_{77–79} *Sps*_{7–10} *Prp*_{8–13}) зерна (рис. 3 д).

Биотит образует вытянутые вдоль направления полосчатости пластинки длиной в среднем 0.5–1 мм, присутствует как виде отдельных зерен, так и в виде скоплений, имеет “рваные” края с торцов пластинок, плотно прилегает к гранатовым зернам. Состав биотита незначительно ко-

леблется в пределах каждого отдельного зерна. В крупных зернах состав неравномерно изменяется: $Mg\#^2$ колеблется в диапазоне 46–49, содержание TiO_2 повышается ближе к центру зерна до 2.7–3.2 мас. % (*Bt-1*). В приконтактной с гранатом зоне биотит имеет $Mg\#$ 49–51 и TiO_2 1.7–2.7 мас. % (*Bt-2*) (рис. 3 е). Иногда в краевых частях биотита развит хлорит, формирующий тонкие агрегаты замещения. В отдельных чешуйках биотита развиты мусковитовые прослои (*Ms*₆₂ *Pg*₅ *Cel*₁₅ *Fcel*₁₈) (рис. 2 в). Реже в зонах с реликтами силлиманита встречаются чешуйки мусковита, почти полностью замествившие биотит (*Ms*_{81–83} *Pg*_{2–11} *Cel*_{4–6} *Fcel*_{4–7}). Мелкие чешуйки биотита в матрице породы по составу аналогичны *Bt-1* ($Mg\#$ = 49, TiO_2 = 2.7–3.2 мас. %).

Плагиоклаз формирует зерна диаметром 1–2 мм с неровными краями, с многочисленными включениями кварца, реликтов калиевого полевого шпата (КПШ), реликтов силлиманита. Он ксеноморфен по отношению к биотиту, который обрастает его по краям в меланократовых зонах.

¹ Аббревиатуры минералов по [5].

² $Mg/(Mg + Fe^{2+})$, ф.е.

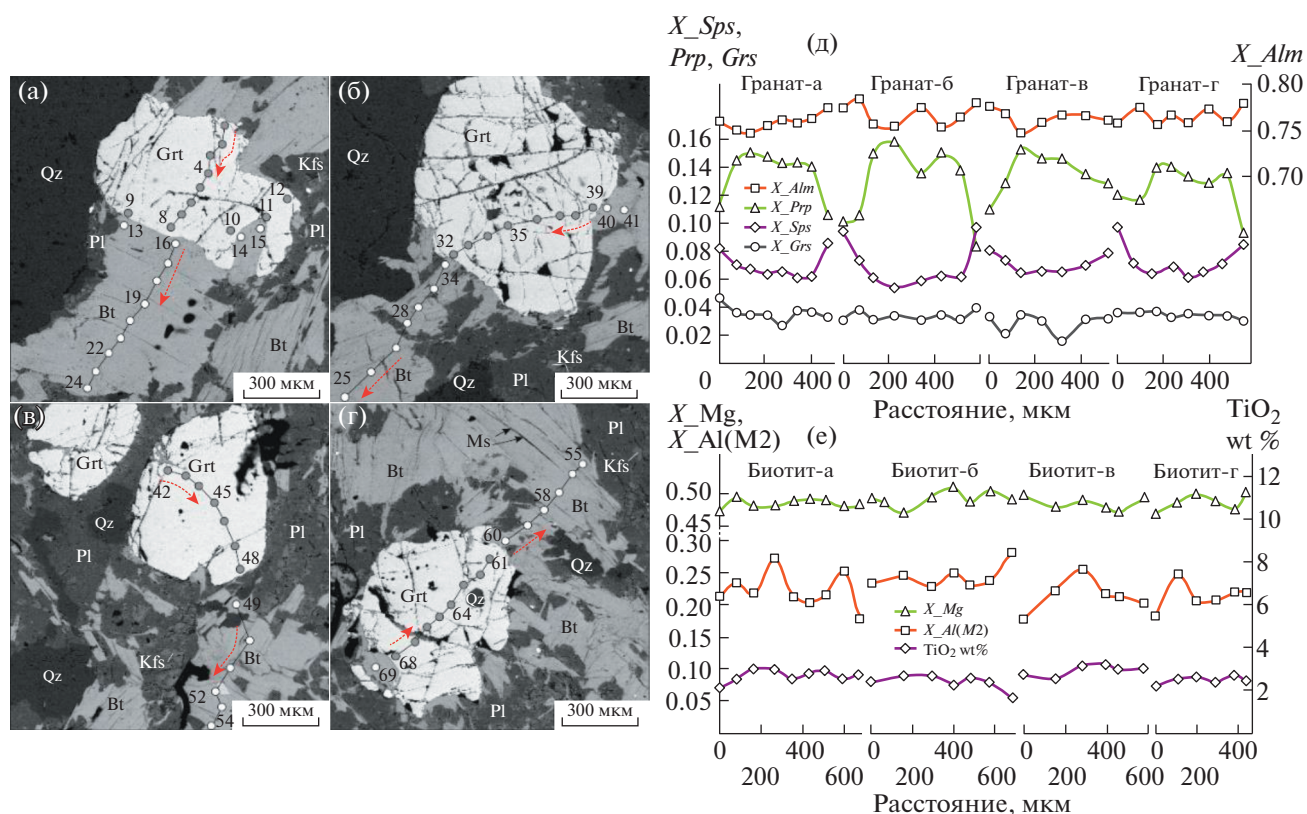


Рис. 3. Порфиробласты граната и сосуществующего биотита в гнейсах. а–г — фотографии в BSE. Красными стрелками на фото показано направление профиля, точками — места анализа и их номер (Приложение 2). д — профили анализов состава через гранаты и е — сосуществующие с ними биотиты.

Имеет незначительную зональность от центра к краю зерен. Более основной состав (An_{26-28}) приходится на центральные части ($Pl-1$). Для краев зерен, в том числе и ближе к границам с гранатом, характерен более кислый состав — An_{23-25} ($Pl-2$).

КПШ представлен в виде мелких пятен с неровными границами в зернах плагиоклаза.

Алюмосиликат представлен двумя полиморфами — андалузитом (условно) и силлиманитом. Андалузит ($Als-1$) присутствует в виде зерна неправильной формы, которое окружено каймой КПШ (рис. 2 б). Силлиманит ($Als-2$) встречен в лейкократовых полосах в виде игольчатых зерен длиной 0.1–0.2 мм, которые преимущественно пересекают кварцевые либо плагиоклазовые (An_{25-28}) зерна, либо листочки мусковитизированного биотита (состава $Bt-1$) (рис. 2 в). Оба полиморфа имеют низкие суммы составов от 79 до 85 мас. %, а количества в них атомных единиц Al и Si примерно равны, что не соответствует формуле Al_2SiO_5 и, возможно, могут представлять собой проявление псевдоморфоз каолинита.

Таким образом, можно выделить 2 парагенезиса: ранний $Grt-1 + Bt-1 + Pl-1 + Als-2 + Kfs + Qz$, который, вероятнее всего, формировался в пико-

вых условиях, и поздний (ретроградный) — $Grt-2 + Bt-2 + Pl-2 + Qz + Ms + Chl$. Вероятно, $Als-1$ является реликтом проградной стадии метаморфизма, поэтому в ассоциации пикового и ретроградного этапов он не включен.

Мелко-тонкозернистые андалузит-двуслюдяные сланцы, вскрытые скважиной Уни-3, сложены ориентированными мелкими чешуйками биотита ($Bt-1$: $Mg\# 45-47$, $TiO_2 = 1.6-2.4$ мас. %), мусковита ($Ms-1$: $Ms_{75-81}Pg_{13-19}Cel_{3-4}Fcel_{3-10}$), и зернами кварца. В незначительном количестве присутствуют мелкие зерна плагиоклаза (An_{15-17}). КПШ присутствует в плагиоклазе в виде пятен с нечеткими границами. В нижней части разреза скважины присутствуют реликты порфиробластов андалузита, “закрученных” в мусковитовую прослойку с чуть более пониженной по сравнению с матрицей X_{Cel} ($Ms-2$: $Ms_{75-81}Pg_{15-20}Cel_{1-3}Fcel_{1-3}$), обрамленную крупными чешуйками биотита-2 ($Mg\# 42-47$, $TiO_2 = 1.9-3.0$ мас. %), и находящуюся в мелкозернистой сланцеватой матрице (рис. 2 г). Обширные области мусковита-2 в прослойке вокруг андалузита повсеместно замещаются хлоритом.

Таблица 1. Рассчитанные параметры *PT*-условий метаморфизма пород унийской свиты

Образец	Этап	Метод	<i>PT</i> -условия	Погрешность
Силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, скв. Уни-50	Пиковый	<i>Grt–Bt</i> Термометр (H00) [7]	624–644°C	±25°C
	Пиковый	<i>Grt–Sil–Pl–Qz</i> Барометр (H01) [8]	4.1–4.7 кбар	±0.43 кбар
	Пиковый	TWQ 2.34 (Berman, 07)*	621°C, 5.4 кбар	
	Пиковый	Ti-in- <i>Bt</i> Термометр (WC15) [9]	623–659°C**	±50°C
	Ретроградный	<i>Grt–Bt</i> Термометр (H00)	539–590°C	±25°C
	Ретроградный	<i>Grt–Sil–Pl–Qz</i> Барометр (H01)	2.1–2.8 кбар	±0.43 кбар
	Ретроградный	winTWQ 2.34 (Berman, 07)	553°C, 2.9 кбар	
Андалузит-двуслюдя-ные сланцы, скв. Уни-3	Ретроградный	Ti-in- <i>Bt</i> Термометр (WC15)	557–618°C***	±50°C
	Проградный	Ti-in- <i>Bt</i> Термометр (WC15)	540–580°C****	±50°C
	Проградный	<i>Ms–Bt</i> (H89) [10]	520–580°C****	± 22°C
	Пиковый	Ti-in- <i>Bt</i> Термометр (WC15)	570–590°C****	±50°C

* ссылка в Приложении 1.

**при 4–5 кбар по H01.

***при 2.1–4.4 кбар по H01.

****при 2–3 кбар.

ОБСУЖДЕНИЕ

Разнообразие пород унийской свиты может быть связано как с разным протолитом, так и быть результатом разных *PT*-параметров метаморфизма близких по составу исходных пород. Наиболее ярко различия степени метаморфизма выражены в двух пространственно-сближенных скважинах, в разрезах которых фиксируются однородные последовательности пород (гнейсы в скв. Уни-50, сланцы в скв. Уни-3) с незначительными вариациями минерального и химического состава (Приложение 3, табл. 3.1).

Гнейсы скважины Уни-50 являются наиболее информативными для расшифровки параметров кульминационной и ретроградной стадий метаморфизма. В гранатах плавное понижение содержания *Grs* и *Prp* при увеличении содержания *Sps* и *Alm* от центра (*Grt-1*) к краю зерен (*Grt-2*) (рис. 3 д) указывает на монотонный рост оболочек в ретроградную стадию в условиях равномерно снижающегося давления и температуры при одноактном метаморфизме, возможно, спровоцированный поступлением флюидной фазы при снижении давления [6].

Парагенезис *Grt + Bt + Pl + Qz + Als-2* позволил оценить параметры разных этапов. Для оценки пикового этапа были использованы анализы ядерных частей граната с высокой *X_{Prp}* (*Grt-1*), центральные части листочков контактирующих с ними крупных биотитов с самым низким *Mg#* и самым высоким содержанием *TiO₂* и *X_{Al}* в позиции M2 (*Bt-2*), и центральных частей плагиоклазов с более высоким *An* (*Pl-1*). Параметры пика метаморфизма, оцененные классическими термобарометрами (*Grt–Bt* и *Grt–Als–Pl–Qz* (GASP)), имеют следующие значения: $T = 624–644^{\circ}\text{C}$, $P =$

$= 4.1–4.7$ кбар. Составы контактирующих зерен граната, биотита и плагиоклаза (*Grt-2*, *Bt-2*, *Pl-2*) фиксируют теми же методами следующие значения на ретроградном тренде эволюции метаморфизма: $T = 539–590^{\circ}\text{C}$, $P = 2.1–2.8$ кбар. При моделировании с использованием winTWQ были получены оценки для пикового этапа: $T = 621^{\circ}\text{C}$, $P = 5.4$ кбар, для ретроградного этапа: $T = 553^{\circ}\text{C}$, $P = 2.9$ кбар (рис. 4), которые согласуются с полученными данными классической термобарометрии. С использованием этих же составов биотита по термометру Ti-in-*Bt* была оценена температура для давлений разных этапов: 623–659°C при 4–5 кбар³ и 557–618°C при 2.2–4.4 кбар, которая совпадает с оценками обменного *Grt–Bt* термометра (табл. 1).

Тонкая полосчатость гнейсов с чередованием полосок с разным соотношением лейкократовых и меланократовых минералов предполагает их образование в процессе метаморфической сегрегации и, возможно, начало частичного плавления. Множество экспериментальных исследований ([11] и ссылки в ней) объясняет инициацию плавления в гнейсах за счет разложения водосодержащих минералов в отсутствие свободного флюида (дегидратационное, более высокотемпературное) либо с уже присутствующим водным флюидом (более низкотемпературное). По взаимоотношению минералов в гнейсах скв. Уни-50 можно предположить различные механизмы. Например, реликты силиката алюминия (*Als-1*), окруженные каймой КППШ (рис. 2 б), позволяют предположить его участие в реакции плавления [12]: $Bt + Pl + Als + Qz = Grt + Kfs + melt$ (1). Этой же реакцией можно интерпретировать пойкилоб-

³ Давления были выбраны в соответствии с полученными давлениями по GASP-барометру.

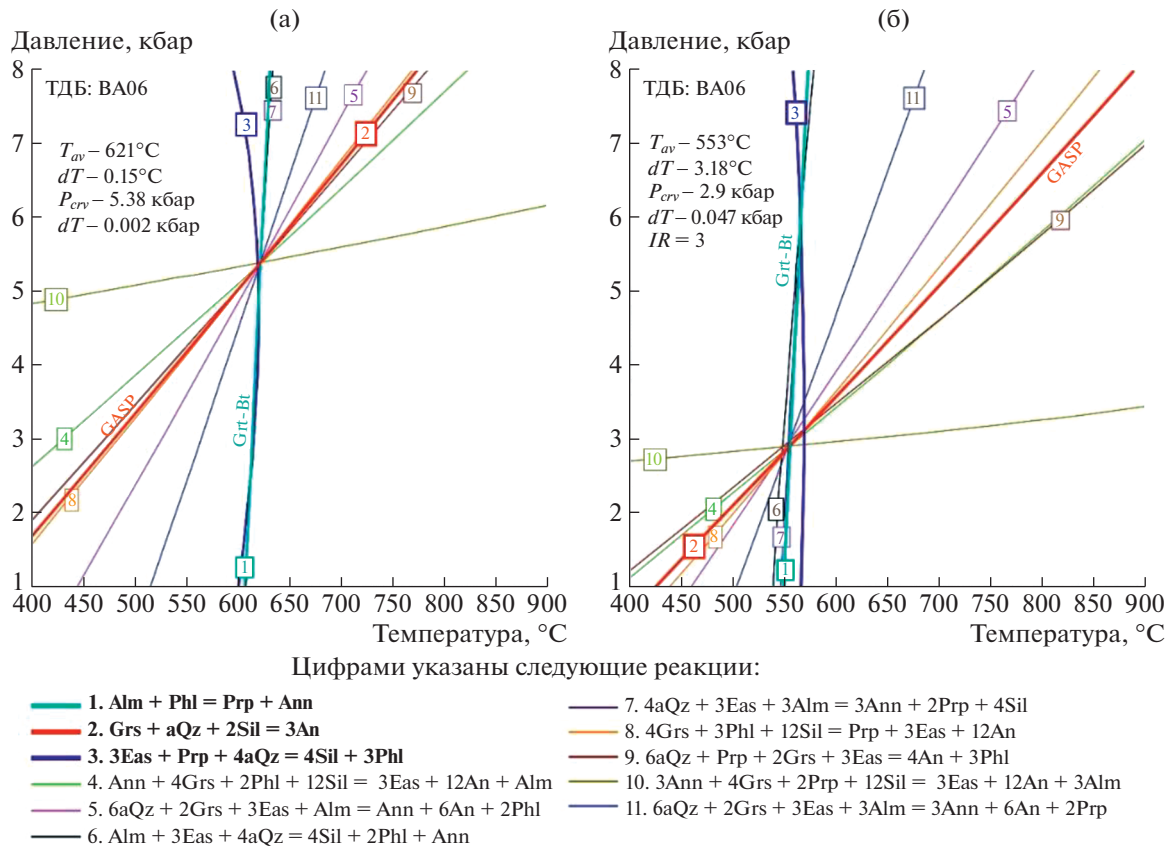


Рис. 4. Диаграммы (winTWQ-2.34) с пересекающимися линиями реакций для системы KCFMASH и парагенезиса $Pl + Bt + Grt + Qz + Sil$ в гнейсах скв. Уни-50, определяющих PT -условия для (а): пикового — 662°C , 5.59 кбар, и (б): ретроградного — 553°C , 2.9 кбар этапов метаморфизма. Использовалась согласованная термодинамическая база данных (ТДБ) ВА06 (Приложение 1). T_{av} и P_{av} — вычисленные средние значения; dT и dP — параметры сходимости пучка, среднеквадратические отклонения всех учтенных парных пересечений линий реакций от вычисленного среднего значения по двум осям. IR — количество независимых реакций, в списке реакций они обозначены жирным шрифтом, на графике — жирными линиями.

ласты КПШ в зернах плагиоклаза и появление граната в лейкоosome. Но температуры, которые соответствуют реакции (1) по экспериментальным данным [12], несколько выше ($700\text{--}750^{\circ}\text{C}$), чем максимальные значения, полученные в данном гнейсе (644°C) (рис. 5), а гранат гораздо чаще встречается в меланосоме. Реликты же силлиманита ($Als-2$) обильно представлены в лейкосомах вместе с кварцем, плагиоклазом-1, КПШ и в сростании с мусковитизированным биотитом (состава $Bt-1$) (рис. 2 в). Возможность образования перитектического биотита, силлиманита и КПШ по экспериментальным данным [13] допускается при распаде первичного мусковита: $Ms + Pl + Qz = Kfs + Sil + Bt + melt$ (2), признаки которого в породе лишь косвенные. При этом обратная реакция (2) также может объяснять появление обильной мусковитизации биотита в зонах с алюмосиликатом при ретроградной гидратации [14]. Но температуры дегидратации мусковита ($700\text{--}750^{\circ}\text{C}$ для 4–7 кбар) по данным [13] также

выше, чем полученные максимальные значения P и T .

Учитывая эти значения, текстурные особенности можно объяснить водонасыщенным плавлением лейкократовой части [15]: $Qz + Pl + Kfs + H_2O = melt$ (3) (рис. 5). Такое плавление происходит в присутствии свободного водного флюида уже при 650°C (4–5 кбар). В пользу этого механизма говорит также наличие гранитоидных жил на одной глубине с гнейсами в скв. Уни-50.

С помощью термодинамического моделирования с использованием программы GeoPS были рассчитаны температуры пикового этапа метаморфизма гнейса — $670\text{--}690^{\circ}\text{C}$, что превышает оценки по TWQ и классическим методам на $40\text{--}50^{\circ}\text{C}$, а диапазон давлений — 4–5.5 кбар — совпадает с рассчитанными значениями (Приложение 3).

В отличие от гнейсов скважины Уни-50, сланцы скв. Уни-3 не несут признаков плавления, но содержат порфиобласты андалузита, который указывает на метаморфизм в более низкобариче-

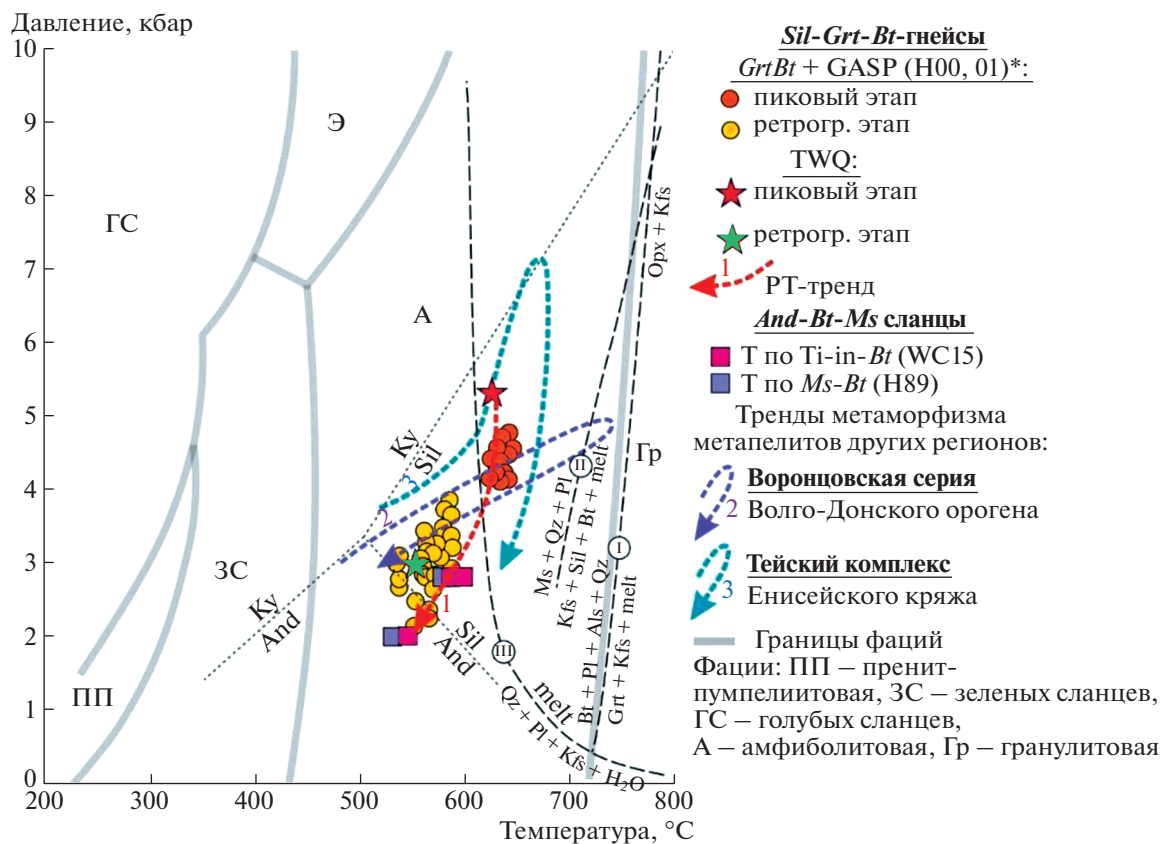


Рис. 5. *PT*-оценки метаморфизма пород унийской свиты по классической и мультиравновесной термобарометрии и *PT*-тренды метаморфизма для пород: 1 — Вятского пояса, 2 — Воронцовского террейна по [17] и 3 — Тейского комплекса по [18] на диаграмме фаций для метapelитов по [19]. Черными пунктирными линиями, подписанными римскими цифрами, показаны известные реакции для гранитоидов и метapelитов соответственно: (I) — [12], (II) — [13], (III) — [15]. * — Расшифровка названий термобарометров приведена в табл. 1.

ских и низкотемпературных условиях. Меньшие содержания *Cel* в мусковите сланцев в отличие от мусковита гнейсов также говорят о более низких давлениях при метаморфизме [16]. Температура формирования мелких зерен биотита (*Bt-1*) в матрице по термометру *Ti-in-Bt* при давлении 2–3 кбар, выбранном в соответствии с ограничениями андалузитовой фациальной серии, оценена в 540–580°C. Обменный *Bt-Ms* термометр в минералах матрицы при тех же давлениях показал температуры 520–580°C. В связи с тем, что X_{Cel} в мусковите матрицы в среднем выше на 2%, чем в мусковите вокруг андалузита, можно предположить, что парагенезис *Bt-1* + *Ms-1* + *Qz* более ранний, а прослойка *Ms-2* + *Chl* вокруг андалузита — ретроградная [16]. Можно также предположить, что крупный биотит (*Bt-2*), обрастающий кайму *Ms-2*, равновесен андалузиту. Вместе эти фазы составляют парагенезис пикового этапа для породы. Температура этого этапа по термометру *Ti-in-Bt* при давлении 2–3 кбар в нем оценена в 570–593°C.

Область ассоциации сланцев на диаграмме псевдосечений, построенной в GeoPS (Приложе-

ние 3), имеет обширный диапазон температур от 520 до 630°C, однако узко ограничивается изоплетами существующей $Mg\#(Bt)$ от 600 до 630°C (при 2.6–3.4 кбар), что превышает на 10–30°C полученные классическими методами оценки для пикового этапа, и сопоставимо с погрешностями классических термометров (Приложение 3).

Проведенные исследования дают основания для расшифровки эволюции метаморфизма пород унийской свиты. Определение параметров начала проградной стадии затруднено. Вероятно, для сланцев скв. Уни-3 за параметры проградной стадии можно принять *PT*-значения, определенные для парагенезиса матрицы породы (500°C, 2 кбар). Ретроградный тренд для сланцев и гнейсов вполне определен и имеет наклон примерно 2.3 кбар/100°C (рис. 5).

При этом финальная стадия метаморфизма для гнейсов приблизительно совпадает с максимальными значениями для сланцев, но давления и температуры пика метаморфизма, которые сформировали основные парагенетические и структурно-текстурные различия между порода-

ми, в гнейсах выше на 100°C и 2–3 кбар (пиковые условия сланцев и гнейсов: 590°C, 2–3 кбар и 690°C, 5.4 кбар соответственно). В метаморфизме пород можно выделить зональность, по характеру которой метаморфизм изученных гнейсов и сланцев относится к сравнительно малоглубинному типу, к андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

Такие превышения *PT*-параметров могли быть связаны с прогрессивным метаморфизмом, вызванным локальным разогревом пород при вязких деформациях в обстановке коллизии [20].

В качестве ближайшего аналога по возрасту метаморфизма и составу протолита можно привести Воронцовский террейн, входящий в состав Волго-Донского орогена в западном обрамлении Волго-Уралии [17]. Он характеризуется образованием метаморфических зон в метapelитах в интервале температур 430–750°C и давлений 3–5 кбар. В террейне были закартированы гранатовая, ставролитовая, ставролит-силлиманитовая, мусковит-силлиманитовая зоны (560–600°C) и наиболее высокотемпературная (до 750°C) силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона [17]. Наиболее вероятной причиной метаморфизма авторы указывают увеличение теплового потока при вязких деформациях и складчатости в теплой литосфере в ходе коллизионных процессов. В отличие от Воронцовского террейна в Вятском поясе наклон *PT*-тренда более крутой, характеризующийся схожими температурами только при более низких давлениях, при этом кордиеритовая и ставролитовая зоны отсутствуют (рис. 5).

Наклон *PT*-тренда метаморфических преобразований пород центральной части Вятского пояса более сопоставим с трендом Тейского комплекса Енисейского кряжа (рис. 5), где закартированы четыре зоны регионального метаморфизма, связываемого с утолщением земной коры при коллизионных процессах: биотитовая, гранатовая, ставролит-андалузитовая и силлиманитовая, а также зона более высоких давлений (кианитовая) в районе разлома, связываемая с более поздним локальным динамометаморфизмом [18]. Минеральная ассоциация первой зоны комплекса похожа на парагенезис сланцев скважины Уни-3 (однако отличается отсутствием андалузита), а четвертая похожа на парагенезис *Sil-Grt-Bt* гнейсов скв. Уни-50 (но отличается наличием ставролита). Региональные зоны Тейского комплекса характеризуются увеличением степени метаморфизма по температурной оси по направлению к ядру антиклинали. Увеличение степени метаморфизма, вероятно, имело место и в Вятском поясе по направлению к зоне сочленения с архейским Токмовским мегаблоком, однако требует дальнейшего изучения пород фундамента по имеющемуся керну немногочисленных скважин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для пород унийской свиты Вятского пояса установлен зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии в пределах амфиболитовой фации (НТ-LP типа). Пиковый этап формирования парагенезиса *Pl + Bt + Qz + Kfs + Grt + Sil* в гнейсах оценен классическими термобарометрами *Grt-Bt* и *GASP*: 624–644°C, 4.1–4.7 кбар, с помощью *winTWQ*: 621°C, 5.4 кбар и с помощью метода пересечения изоплет в *GeoPS*: 670–690°C, 4–5.5 кбар. Последний метод вместе со структурно-текстурными особенностями гнейса подтвердил частичное плавление в водонасыщенных условиях. Завершающая стадия ретроградного этапа была оценена термобарометрами: 539–590°C, 2.1–2.8 кбар, и с помощью *winTWQ*: 553°C, 2.9 кбар. Область формирования парагенезиса андалузитовой фациальной серии *Pl + Ms + Bt + Qz + Kfs + And ± Chl* в *And-Ms-Bt* сланцах оценена термометрами *Ms-Bt* и *Ti-in-Bt* в 520–590°C при 2–3 кбар, а на диаграмме псевдосечений эта область подтверждена с помощью изоплет магнетиальности биотита и содержаний целадонита.

Учитывая анатексис в гнейсах и температурные оценки от 520 до 690°C в близких зонах метаседиментных пород унийской свиты, а также разницу в давлениях от 2 до 5.4 кбар, можно сказать, что в исследуемой внутренней области Вятского пояса имел место высокоградиентный метаморфизм, и для нее наиболее вероятен вариант разогрева в результате вязких деформаций на этапе коллизии в условиях “теплой” литосферы палеопротерозойского орогена, фрагмент которого пояс представляет.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Государственного задания лаборатории петрографии ИГЕМ РАН “Петрология магматизма конвергентных и внутриплитных обстановок: эволюция магматизма в ходе формирования крупных континентальных блоков”.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Дополнительная информация для этой статьи доступна по <https://doi.org/10.31857/S2686739722602836> для авторизованных пользователей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы нефтегазоносности. Муслимов Р.Х., Лапинская Т.А. (Ред.). Казань: “Дента”. 1996. 487 с.
2. Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Спиридонов В.А. и др. Новый палеопротерозойский ороген на северо-востоке Восточно-Европейского кратона: первые данные по супракрустальным породам и гранито-

- идам Вятского пояса // М-лы XIII Всероссийского петрографического совещания. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. Т. 1. С. 198–201.
3. *Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G.* EUROPE. East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. 2016. P. 1–18.
 4. *Богданова С.В.* Земная кора Русской плиты в раннем докембрии // Тр. ГИН АН СССР. 1986. Вып. 408. 224 с.
 5. *Warr L.* IMA-CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. P. 1–35.
 6. *Spear F.S.* Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Washington DC: Mineralogical Society of America Monograph, 1993. 799 p.
 7. *Holdaway M.J.* Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. V. 85. P. 881–892.
 8. *Holdaway M.J.* Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1117–1129.
 9. *Wu C.-M., Chen H.-X.* Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites // Science Bulletin. 2015. V. 60 (1).
 10. *Hoisch D.A.* Muscovite-biotite geothermometer // American Mineralogist. 1989. 74 (5–6). P. 565–572.
 11. *Weinberg R.F., Hasalova P.* Water-fluxed melting of the continental crust: A review // Lithos. 2015. V. 212–215. P. 158–188.
 12. *Le Breton N., Thompson A.B.* Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1988. V. 99. P. 226–237.
 13. *Patiño Douce A.E.* Effects of pressure and H₂O content on the compositions of primary crustal melts // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1996. 87. P. 11–21.
 14. *Brown M.* Prograde and retrograde processes in migmatites revisited // Journal of Metamorphic Geology. 2002. 20. P. 25–40.
 15. *Johannes W., Holtz F.* Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Minerals and Rocks 22. Springer, Berlin. 1996. P. 115–275.
 16. *Velde B.* Phengite micas: Synthesis, stability, and natural occurrence // Amer. J. Sci. 1965. V. 263. P. 886–913.
 17. *Савко К., Самсонов А., Сальникова Е., Котов А., Базиков Н.* HT/LP метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2015. Т. 23. № 6. С. 607–623.
 18. *Лиханов И.И., Реввердатто В.В.* Свидетельства полиметаморфической эволюции докембрийских геологических комплексов Заангарья Енисейского края // Геосферные исследования. 2021. № 3. С. 19–4.
 19. *Bushmin S.A., Glebovitsky V.A.* Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to the Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization // Proceedings KarRC of Russian Academy of Science. №2. Precambrian Geology Series. 2016. p. 3–27.
 20. *Burg J.P., Schmalhol S.M.* Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: Numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 274. P. 189–203.

METAMORPHISM OF UNI SUITE AS AN INDICATOR OF EARLY PRECAMBRIAN COLLISION PROCESSES IN THE VYATKA BELT, BASEMENT OF THE VOLGA-URALIA

**T. A. Pilitsyna^{a,b,#}, K. G. Erofeeva^a, Corresponding Member of the RAS A. V. Samsonov^a,
A. V. Postnikov^c, and D. A. Varlamov^d**

^a*Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, Moscow, Russian Federation*

^c*Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National Research University), Moscow, Russian Federation*

^d*Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Moscow region, Chernogolovka, Russian Federation*

[#]*E-mail: allafia@yandex.ru*

In the central part of the Vyatka belt, sandwiched between the Archean blocks in the northeast of the Volga-Ural segment of the East European craton, according to the core data from two deep wells, the following mineral parageneses were established in the metapelites of the Uni suite: (1) $Pl + Ms + Bt + Qz + Kfs + And \pm Chl$ and (2) $Pl + Bt + Qz + Kfs + Grt + Sil \pm Ms \pm Chl$ (without staurolite and cordierite), corresponding to moderate pressure metamorphism of the amphibolite facies. To determine the P-T conditions for these parageneses a set of methods was used, including classical ($Grt-Bt$, GASP, $Ti-in-Bt$, $Ms-Bt$) and multi-equilibrium thermobarometry (winTWQ 2.34), as well as the isopleth intersection method on pseudosection diagrams (GeoPS 3.2.2.128). The calculated P-T values of metamorphism are 520–650°C (or up to 690°C according to the isopleth method) and 2–5.4 kbar. Paragenesis (2) rock was accompanied by anatexis in the water-saturated system. Zoning can be distinguished in the metamorphism of the rocks, it belongs to a relatively shallow type, to the andalusite-sillimanite subfacies.

Keywords: HT/MP-type metamorphism, thermobarometry, winTWQ, GeoPS, metapelites, Paleoproterozoic orogen, Volga-Uralia