

- ный склон Южного Урала) // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Урала. — Екатеринбург, 1996. С. 50—75.
5. Келлер Б.М. Такатинская свита девона Башкирии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 2. С. 137—139.
  6. Крылова А.К. Девонские отложения южной части Башкирского Урала // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1950. Вып. 41. С. 71.
  7. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы, 1988 г. с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. —Л., 1990.
  8. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). — Екатеринбург, 1993.
  9. Тяжеева А.П. Стратиграфия нижне- и среднедевонских отложений р.Юрюзани и верховья р.Белой (Южный Урал) // Мат-лы по геол. и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 1 // Тр. ЮУТУ. 1956. С. 3—15.
  10. Тяжеева А.П. Стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // Девонские отложения Башкирии. Ч. I. Стратиграфия. —М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 5—130.
  11. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. —Свердловск, 1980.
  12. Халымбаджа В.Г., Чернышева Н.Г. Эйфельский ярус на западном склоне Урала // Конодонты эйфельского яруса СССР. —Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1990. С. 13—17.
  13. Цыганко В.С. Проблемы стратиграфии западного склона Урала и востока Русской платформы // Геология девонской системы. Мат-лы Междунар. симпозиума. —Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 234—235.
  14. Чибрикова Е.В. Растительные микрофоссилии из нижнего девона западного склона Урала и Приуралья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. С. 113—124.
  15. Чибрикова Е.В. Растительные микрофоссилии Южного Урала и Приуралья (из силурийских и девонских отложений). —М.: Наука, 1972.
  16. Чибрикова Е.В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских пород Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). —М.: Наука, 1977.
  17. Чибрикова Е.В. Международная стратиграфическая шкала девона, границы подразделений в ней и в разрезах России // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Мат-лы конференции. —Уфа, 2004. С. 105—112.
  18. Чибрикова Е.В., Наумова С.Н. Зональные комплексы спор и пыльцы девона Европейской части Советского Союза и их аналогии за рубежом / Палинология протерофита и палеофита. —М.: Наука, 1974. С. 39—52.
  19. Чибрикова Е.В., Олли В.А. Нижний девон Юрюзано-Айского района (западный склон Южного Урала) // Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Южного Урала. —Уфа, 1991. С. 4—14.
  20. Чибрикова Е.В., Олли В.А. Такатинский горизонт (девон) на Южном Урале и на востоке Русской платформы // Изв. Отдел. наук о Земле и экологии. № 5. —Уфа, 2000. С. 77—88.
  21. Avkhimovitch V.J., Tschibrikova E.V. et al. Middle and Upper Devonian miospore Zonation of Eastern Europe // Bull. Centr. Rech. Explor. 1993. Vol. 17. № 1. P. 79—147.

## Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 550.89 681.3 552.4 (470.21)

З.М.Волошина, В.К.Каржавин, 2006

### Термодинамические условия и флюидный режим регионально метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ Печенгской структурной зоны

З.М.ВОЛОШИНА, В.К.КАРЖАВИН (Геологический институт КНЦ РАН)

Объектом исследования является Печенгская структурная зона, расположенная в северо-западной приграничной части Кольского полуострова. Она обладает неоднородным, ассиметрично-зональным строением и включает Северо-Печенгскую брахисинклиналь, сложенную породами карельского (нижнепротерозойского) комплекса, и Южно-Печенгскую подзону с близкими по составу супракратальными отложениями, в строении которой различаются сильно сжатая Пороярвинская линейная синклиналь и тектонически примыкающая к ней область развития купольно-блоковых структур Нотозерского блока [5].

Метаморфическая зональность этой структуры впервые была охарактеризована В.Г.Загородным [4], позднее она была откартирована по индекс-минералам, фиксирующим прогрессивное возрастание степени метаморфизма [3, 8]. Региональный метаморфизм осадочно-вулканогенных толщ раннего протерозоя, слагающих Печенгскую структурную зону, развивался в широком диапазоне термодинамических условий — от пренит пумпеллиитовой фации, до низких и средних ступеней амфиболитовой [1, 9]. Метаморфические зоны почти полностью повторяют очертания Печенгской структуры с характерным возрастанием степени метаморфизма от центральных частей к краевым ее фланговым структурам. Метаморфическая зональность на площади Печенгского синклинали четко фиксируется по пространственным изменениям текстурно-структурных

особенностей пород и их минерального состава, в частности, по определенным индекс-минералам. В ходе исследования изучены минеральные парагенезисы и типоморфные особенности минералов, последовательность их кристаллизации и термобарометрические условия формирования с распределением в них флюидной фазы.

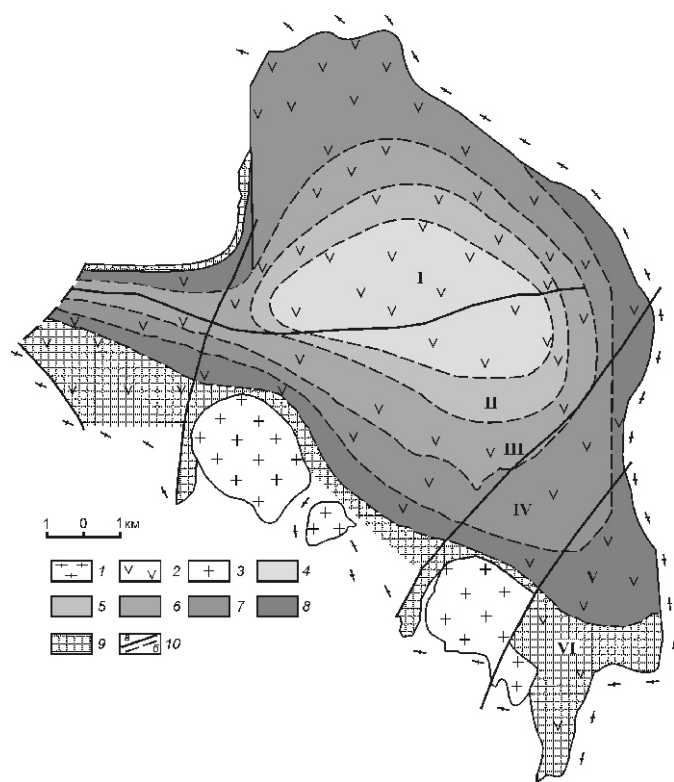
Для проведения термобарометрических расчетов (*P-T*-параметров) был использован метод TWQ с совмещенной базой термодинамических величин [10, 11]. В основу метода положены химические составы минеральных ассоциаций исследуемых образцов, и последовательность их кристаллизации. Реализация численного моделирования мультисистем с участием флюида сложного состава проводилась при помощи компьютерного программного комплекса «Селектор» [7]. Исходными данными для исследования были результаты петрографического и микронзондового изучения химического состава минеральных фаз из различных метаморфических зон.

Состав флюида, равновесного с твердой фазой, оценивался в процессе реализации мультисистем для каждой метаморфической зоны. Для теоретических исследований были созданы физико-химические модельные мультисистемы. Состав мультисистем содержал до 15 независимых компонентов (элементы): Si—Ti—Al—Fe—Mg—Ca—Na—K—C—H—O. Расчетная матрица мультисистем, представленная 30 зависимыми компонентами (соединения), включает 7

газообразных компонентов  $H_2$ ,  $H_2O$ ,  $O_2$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $C_2H_6$ . Расчет фазового состава независимых компонентов мульти-систем проводился на основе их мольного содержания в 1 кг породы, что послужило исходным вектором для численной реализации исследуемых моделей методом минимизации свободной энергии Гиббса с базой термодинамических величин химических соединений [7] и внесенными в нее дополнительно некоторыми амфиболами [6]. Полученные результаты физико-химического моделирования сопоставлялись с известными характеристиками (свойствами) объекта, а наличие соответствия позволяли считать модель адекватной исследуемому объекту. Сложность и многообразие факторов, оказывающих влияние на течение природных процессов, происходящих при метаморфизме, дают возможность теоретически рассмотреть их на основании обоснованных схем механизма процесса.

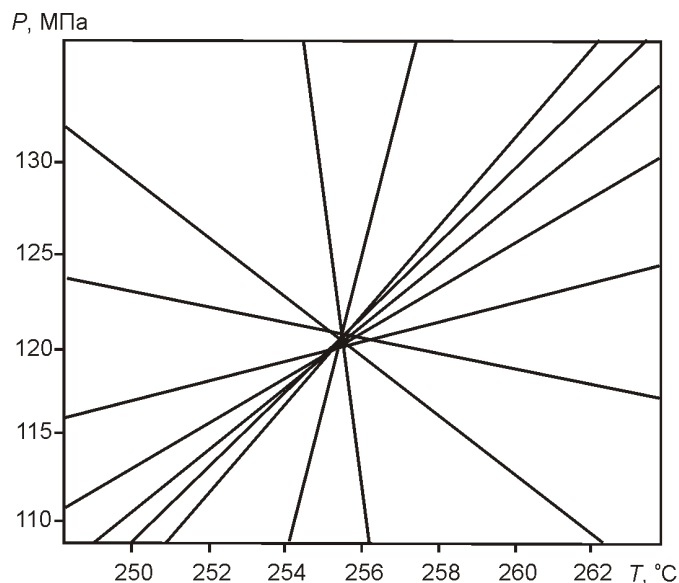
Как уже отмечалось, в пределах Печенгской структурной зоны, в направлении от осевой ее части к периферии, среди осадочно-вулканогенных образований, выделено 6 метаморфических зон [9]: пренит-пумпеллиитовая, пренит-актинолитовая, хлорит-актинолитовая, биотит-актинолитовая, эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая (рис. 1).

**Пренит-пумпеллиитовая зона** распространена в центральной части структуры. Она откартирована по верхнему пределу устойчивости пумпеллиитового парагенезиса в



**Рис. 1.** Карта метаморфических фаций Печенгской структуры:

1 — гранито-гнейсовый комплекс архея, AR<sub>1</sub>; 2 — Печенгский супракомплекс PR<sub>1</sub>; 3 — плагиомикроклиновые граниты; метаморфические зоны: 4 — пренит-пумпеллиитовая, 5 — пренит-пумпеллиит-актинолитовая, 6 — хлорит-актинолитовая субфация, 7 — биотит-актинолитовая субфация, 8 — эпидот-амфиболитовая, 9 — амфиболитовая; 10 — линии разрывных нарушений (а) и границы метаморфических зон раннего протерозоя (б)



**Рис. 2.** Положение точки пересечения констант равновесия химических реакций в системе (пренит-пумпеллиитовая зона)

метабазальтах [2]. Все пумпеллиитсодержащие породы характеризуются практически полным сохранением всех главных текстурных и структурных черт исходных пород. Минеральные преобразования выражены хлоритизацией и сосюритизацией плагиоклазов, частичной хлоритизацией вкрапленников авгита, хлоритизацией стекловатой массы и новообразованием в ней мелких зерен и агрегатов пумпеллиита и пренита. Химические составы образцов со следующими минеральными парагенезисами: Pl<sub>7</sub>—Soss—Срх<sub>25</sub>—Pmp<sub>69</sub>—Prh<sub>90</sub>—Chl<sub>64</sub>—Mag—Qtz (символы минералов приведены в соответствии с работой [12]) были исходными для внесения их в модельную систему и расчета  $P$ - $T$ -параметров их образования. В связи с этим для теоретического исследования в систему включены следующие компоненты: Ab, An, Di, Hd, Pmp, Prh, Chl, Mag, Qtz,  $H_2O$ ,  $H_2$  и  $O_2$ . При помощи расчетной процедуры TWQ был определен ряд химических реакций, что позволило установить  $P$ - $T$ -параметры данной минеральной системы. Пересечение констант равновесия химических реакций, как функция температуры и давления, на  $P$ - $T$ -плоскости в одной точке определяет условия равновесия пренит-пумпеллиитовой фации. Термодинамические параметры данного процесса —  $T$  256 С и  $P$  120 МПа (см. рисунки 1, I; 2). Результаты расчета количественного и качественного составов флюида, находящегося в равновесии с минералами пренит-пумпеллиитовой фации при данных  $P$ - $T$ -параметрах представлены в таблице.

**Пренит-пумпеллиит-актинолитовая зона** — промежуточная, имеет небольшую мощность и повторяет контуры предыдущей зоны с незначительным расширением на юго-востоке и северо-западе. В метавулканитах этой зоны также хорошо сохранены магматические структуры и текстуры. Для нее характерны пумпеллиит-актинолитовые ассоциации, развивающиеся по клинопироксену, а также пренит, хлорит и клиноцоизит. Для пород такой зоны свойственны следующие минеральные ассоциации: Pl<sub>10</sub>—Soss—Srp—Срх<sub>32</sub>—Pmp<sub>76</sub>—Prh<sub>90</sub>—Act<sub>55</sub>—Chl<sub>63</sub>—Qtz, что позволило включить в систему с целью ис-

Результаты расчета количественного и качественного составов флюида, равновесного с твердой фазой при указанных *P-T*-параметрах

Компоненты	Фации ( <i>T</i> , <i>C</i> ; <i>P</i> , МПа)					
	Пренит-пумпеллиитовая (256;120)	Пренит-пумпеллиит-актинолитовая (270;140)	Зеленосланцевая		Эпидот-амфиболитовая (415;240)	Амфиболитовая (428;350)
			Хлорит-актинолитовая (367;240)	Биотит-актинолитовая (404;240)		
Альбит	21,16	21,18	21,52	21,30	21,53	21,60
Анортит	0,09	0,04	Следы	0,29	0,24	2,04
Диопсид	Следы	Следы	—	—	—	—
Геденбергит	17,92	9,80	—	—	—	—
Аннит	—	—	1,41	1,51	1,66	1,66
Флогопит	—	—	0,20	0,11	Следы	Следы
Актинолит	—	13,28	40,21	32,04	—	—
Mg-р, обманка	—	—	—	5,79	28,66	28,76
Fe-р, обманка	—	—	—	0,02	26,61	31,64
Эпидот	—	—	24,04	20,80	13,78	Следы
Клиноцоизит	—	—	—	6,31	0,42	Следы
Клинохлор	15,39	15,4	6,11	9,76	—	—
Пренит	25,73	25,82	—	—	—	—
Пумпеллиит	0,01	0,006	—	—	—	—
Кварц	8,21	5,25	—	2,08	2,08	—
Магнетит	7,34	4,59	1,96	—	1,19	2,04
Рутил	0,51	—	Следы	—	Следы	0,10
Сфен	3,06	4,07	4,39	5,85	5,9	5,69
Графит	Следы	—	—	—	—	—
Альмандин	—	—	—	—	—	Следы
Гроссуляр	—	—	—	—	—	6,47
H <sub>2</sub> O (жидкость)	0,57	0,43	0,16	—	—	—

Парциальное давление  $P_i$  (числитель) и фугитивность  $f_i$  (знаменатель)

H <sub>2</sub>	$\frac{7,52 \cdot 10^1}{1,19 \cdot 10^1}$	$\frac{2,26 \cdot 10^2}{3,80 \cdot 10^2}$	$\frac{1,10 \cdot 10^3}{2,29 \cdot 10^3}$	$\frac{6,79 \cdot 10^1}{1,36 \cdot 10^2}$	$\frac{5,57 \cdot 10^1}{1,10 \cdot 10^1}$	$\frac{2,30 \cdot 10^1}{6,03 \cdot 10^1}$
H <sub>2</sub> O	$\frac{3,20 \cdot 10^5}{1,94 \cdot 10^3}$	$\frac{3,39 \cdot 10^4}{2,24 \cdot 10^3}$	$\frac{1,20 \cdot 10^{+3}}{4,38 \cdot 10^3}$	$\frac{2,19 \cdot 10^{+3}}{4,46 \cdot 10^2}$	$\frac{2,32 \cdot 10^{+3}}{5,07 \cdot 10^3}$	$\frac{3,40 \cdot 10^{+3}}{8,36 \cdot 10^2}$
O <sub>2</sub>	$\frac{1,90 \cdot 10^{37}}{2,90 \cdot 10^{37}}$	$\frac{3,9 \cdot 10^{33}}{6,6 \cdot 10^{33}}$	$\frac{3,90 \cdot 10^{35}}{9,25 \cdot 10^{35}}$	$\frac{1,81 \cdot 10^{32}}{4,16 \cdot 10^{32}}$	$\frac{1,45 \cdot 10^{29}}{3,30 \cdot 10^{29}}$	$\frac{4,35 \cdot 10^{28}}{1,46 \cdot 10^{27}}$
CO	$\frac{1,34 \cdot 10^3}{2,48 \cdot 10^3}$	$\frac{2,02 \cdot 10^4}{4,16 \cdot 10^4}$	$\frac{3,36 \cdot 10^{10}}{1,05 \cdot 10^9}$	$\frac{1,83 \cdot 10^6}{5,41 \cdot 10^6}$	$\frac{3,39 \cdot 10^3}{1,15 \cdot 10^2}$	$\frac{3,71 \cdot 10^2}{1,79 \cdot 10^1}$
CO <sub>2</sub>	$\frac{3,29 \cdot 10^2}{3,19 \cdot 10^2}$	$\frac{1,40 \cdot 10^3}{1,52 \cdot 10^3}$	$\frac{1,74 \cdot 10^8}{3,38 \cdot 10^8}$	$\frac{1,03 \cdot 10^4}{2,02 \cdot 10^4}$	$\frac{2,74 \cdot 10^1}{5,39 \cdot 10^1}$	$\frac{6,69 \cdot 10^1}{2,34 \cdot 10^2}$
CH <sub>4</sub>	$\frac{8,70 \cdot 10^2}{1,42 \cdot 10^3}$	$\frac{1,04 \cdot 10^3}{1,92 \cdot 10^3}$	$\frac{1,19 \cdot 10^2}{3,65 \cdot 10^2}$	$\frac{1,38 \cdot 10^2}{4,06 \cdot 10^2}$	$\frac{7,44 \cdot 10^1}{2,16 \cdot 10^2}$	$\frac{3,41 \cdot 10^1}{1,65 \cdot 10^2}$
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	$\frac{1,37 \cdot 10^1}{1,77 \cdot 10^1}$	$\frac{9,6 \cdot 10^{12}}{1,5 \cdot 10^{11}}$	$\frac{2,47 \cdot 10^5}{9,04 \cdot 10^5}$	$\frac{1,08 \cdot 10^3}{3,85 \cdot 10^3}$	$\frac{4,61 \cdot 10^3}{1,64 \cdot 10^2}$	$\frac{2,77 \cdot 10^3}{2,19 \cdot 10^2}$
V, газ, см <sup>3</sup>	33,74	33,81	37,53	34,07	34,62	34,61
Флюид, %	0,24	0,20	5,72	1,72	2,96	3,05
Преобладающий состав	CO <sub>2</sub> CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O CH <sub>4</sub> H <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O CO <sub>2</sub>

следования следующие компоненты: Ab, An, Di, Hd, Pmp, Prh, Act, Tr, Chl, Mag, Qtz, H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub> и O<sub>2</sub>. Термобарометрический анализ данной системы дал возможность установить ряд химических реакций, константы равновесия которых имеют пересечение на *P-T*-плоскости при *T* 270 С и *P* 140 МПа (см. рис. 1, II). Результаты расчета количественного и качественного составов флюида, находящегося в равновесии с минералами пренит-пумпеллиит-актинолитовой фации при установленных *P-T*-параметрах представлены в таблице.

**Хлорит-актинолитовая зона** образует непрерывный замкнутый овал вокруг пренит-пумпеллиит-актинолитовой зоны. В породах этой зоны еще сохранены реликты первичных структур и текстур. Для них характерно широкое развитие хлоритов и актинолитов, которые входят в устойчивые минеральные парагенезисы. Магматический пироксен интенсивно, вплоть до образования полных псевдоморфоз, замещается актинолитом, иногда с участием хлорита и карбоната. Для пород этой фации характерны следующие ассоциации: Pl<sub>6</sub>—Soss—Act<sub>48</sub>—Ep<sub>33</sub>—Chl<sub>60</sub>—Qtz. В расчете возможных условий равновесия в процессе метаморфизма данной зоны использован следующий минеральный состав: Ab, An, Ann, Phl, Act, Tr, Chl, Ep, Mag, Qtz, H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub> и O<sub>2</sub>. Решением данной системы установлен ряд химических реакций, константы равновесия которых имеют пересечение на *P-T*-плоскости в одной точке при *T* 367 С и *P* 240 МПа (см. рис. 1, III). Количественный и качественный составы флюида, находящегося в равновесии с минералами хлорит-актинолитовой фации при данных *P-T*-параметрах представлены в таблице.

**Биотит-актинолитовая зона** повторяет контуры хлорит-актинолитовой зоны, выклиниваясь в северо-западной части. Для ее пород характерна интенсивная перекристаллизация, приводящая к исчезновению первичных структурно-текстурных особенностей, а также реликтов первично-магматических минералов. Вместе с тем в ней еще сохраняются реликты парагенезисов предыдущей зоны, например, хлоритовые. Широко распространены ассоциации актинолита и буро-зеленого биотита. В равновесных ассоциациях в метавулканитах наряду с указанными компонентами появляются клиноцоизит и незначительные количества роговой обманки. Для пород этой зоны типичны следующие минеральные парагенезисы. Pl<sub>7</sub>—Act<sub>40</sub>—Vt<sub>53</sub>—Ep<sub>43</sub>—Chl<sub>55</sub>—Qtz. Для теоретического исследования, в соответствии с петрографическим анализом состава пород, были использованы следующие миналы: Ab, An, Ann, Phl, Act, Hbl, Ep, Czo, Chl, Mag, Qtz, H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub> и O<sub>2</sub>. На *P-T*-плоскости константы равновесия, установленные расчетом химических реакций, пересеклись в одной точке при температуре *T* 404 С и давлении *P* 240 МПа (см. рис. 1, IV и таблицу).

**Эпидот-амфиболитовая зона** распространена фрагментарно в северо-западной части структуры с выклиниванием на север и непрерывным продолжением на запад в Северную Норвегию. В южной и юго-восточной частях эпидот-амфиболитовая зона выклинивается на востоке. При переходе в эту зону в метавулканитах усиливается расщепление пород, что приводит к полному уничтожению магматических структур и текстур, и формируются типичные бластические структуры и текстуры метаморфического типа. Следует отметить, что для метавулканитов этой фации типичен парагенезис 2—3 генераций амфиболов различного состава, что является реперным диагности-

ческим признаком для данной фациальной зоны. Амфиболы имеют неоднородное внутреннее строение. Центральная часть зерен сложена светло-зеленым, почти бесцветным, слабо плеохроирующим амфиболом-1, который по периферии и трещинкам первоначально замещается голубовато-зеленым амфиболом-2, а затем темно-зеленым амфиболом-3. В свою очередь, амфибол-3 обрастает голубовато-зеленым амфиболом в виде узкой каймы или образует хорошо ограниченные кристаллы в основной массе породы. По химическому составу бледноокрашенные амфиболы соответствуют актинолиту или актинолитовой роговой обманке, а голубовато-зеленые и густо-зеленые — магнезиальным роговым обманкам. Для пород этой зоны характерны следующие минеральные ассоциации: Pl<sub>15—20</sub>—Amph-1<sub>34</sub>—Amph-2<sub>47</sub>—Amph-3<sub>49</sub>—Vt<sub>46</sub>—Ep<sub>26</sub>—Qtz.

Проведенные детальные петрографические исследования пород эпидот-амфиболитовой зоны позволяют выделить две характерные последовательные стадии минералообразования. На первой стадии формировались ранние амфиболы: амфибол-1 и -2. Это дало основание оценить *P-T*-параметры обеих стадий минералообразования. При расчете термодинамических условий равновесия первой стадии процесса метаморфизма были использованы следующие составы: Ab, An, Ann, Phl, Act, Ep, Czo, Mag, Qtz, H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub> и O<sub>2</sub>. Полученные термобарометрические данные соответствуют метаморфизму биотит-актинолитовой зоны, что соответствует *T* 404 С и *P* 210 МПа.

На второй стадии процесса метаморфизма происходила кристаллизация магнезиальной роговой обманки, что привело к постепенному исчезновению амфиболов-1 и -2. Для теоретической оценки возможных равновесных условий процесса метаморфизма поздних генераций магнезиальной роговой обманки был использован в системе следующий состав: Ab, An, Ann, Phl, Hbl, Ep, Czo, Mag, Qtz, H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub> и O<sub>2</sub>. В результате было установлено, что протекающие в данной системе химические реакции равновесные и это подтверждено пересечением их констант равновесия в одной точке на *P-T*-плоскости при *T* 415 С и давлении *P* 240 МПа (см. рис. 1, V). Расчет количественного и качественного составов флюида, находящегося в равновесии с минералами эпидот-амфиболитовой фации при данных *P-T*-параметрах представлены в таблице.

**Амфиболитовая зона** отмечается в южной, юго-восточной и северо-западной частях структуры, где она прерывисто обрамляет образования эпидот-амфиболитовой зоны. Данная зона фиксируется по развитию порфиробластических, сланцеватых и нематобластовых структур и текстур. Типичные парагенетические члены этой зоны — роговые обманки, плагиоклаз олигоклаз-андезиновый ряда и, частично, слюдки. Амфибол образует призматические, а в расщепленных породах удлиненно-призматические темно-зеленые кристаллы, по химическому составу и оптическим свойствам он отвечает высокоглиноземистой разновидности магнезиальной роговой обманки. Для пород этой зоны характерны следующие минеральные ассоциации: Pl<sub>10</sub>—Amph-1<sub>34</sub>—Amph-2<sub>47</sub>—Amph-3<sub>49</sub>—Vt<sub>46</sub>—Czo—Ep<sub>26</sub>—Qtz Grt. Эти данные петрографического состава позволили включить в расчеты следующие миналы: Ab, An, Ann, Phl, Hbl, Ep, Czo, Alm, Grs, Mag, Qtz, H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub> и O<sub>2</sub>. Условие равновесия для данной системы установлено при *T* 428 С и *P* 350 МПа (см. рисунки 1, VI и 3). Количественный и качественный составы флюида, находящегося в

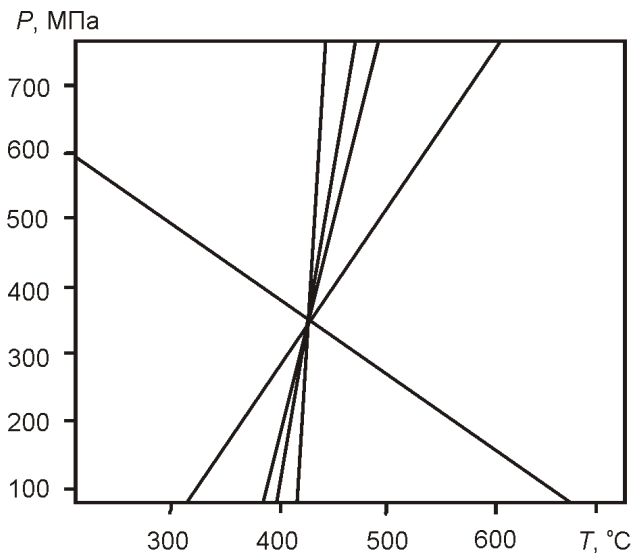


Рис. 3. Оценка  $P$ - $T$ -параметров амфиболитовой зоны

равновесии с минералами амфиболитовой фации при данных  $P$ - $T$ -параметрах представлены в таблице.

Результаты расчета термодинамических условий формирования метаморфической зональности на площади Печенгской структуры и последовательность минералообразования позволили построить  $P$ - $T$ -тренды метаморфической эволюции пород рассмотренных зон (рис. 4).

Таким образом, проведенными исследованиями установлено, что по мере развития процессов метаморфизма происходит одновременное изменение минерального состава породы и ее флюидной составляющей (см. таблицу). Этот процесс носит однонаправленный и последовательный характер, хорошо воспроизводимый при помощи физико-химических моделей. Полученные результаты исследования позволили оценить роль и влияние  $P$ - $T$ -параметров и флюидного режима на компонентный состав твердых фаз и летучих компонентов при метаморфизме. По данным флюидного состава процесс метаморфизма во всех метаморфических зонах Печенгской структуры протекал в восстановительных условиях. При этом, например, на стадии зеленосланцевой фации, снижалось парциальное давление водорода, оксида с диоксидом углерода и увеличивалось содержание воды в системе. Присутствие углеводородов в системе — причина восстановительной обстановки, что способствует в природной системе образованию углерода, водорода и углеродсодержащих соединений.

Таким образом, прогрессивный региональный метаморфизм Печенгского комплекса, изученных метаморфических зон происходил в диапазоне  $T$  270—428 С и  $P$  120—350 МПа в восстановительных условиях при низкой величине парциального давления кислорода.

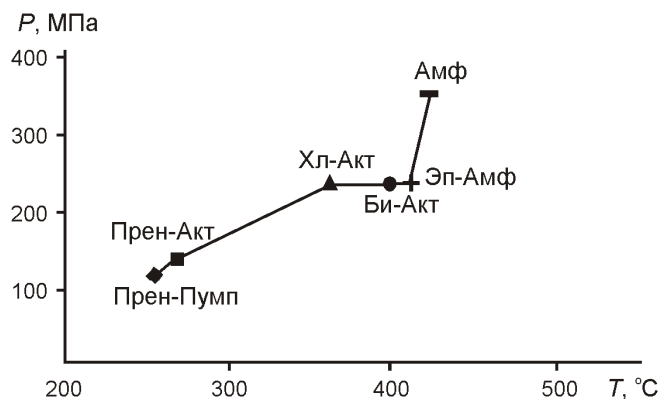


Рис. 4. Тренд эволюции термодинамических условий процесса метаморфизма вулканитов, представленный на  $P$ - $T$ -плоскости

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П., Волошина З.М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. —Л.: Наука, 1977.
2. Волошина З.М., Петров В.П., Реженева С.А. Пумпеллитовые парагенезисы метабазитов Печенги // Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. —Апатиты, 1986. С. 16—24.
3. Дук Г.Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород Печенгского комплекса. —Л.: Наука, 1977.
4. Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. —М.—Л.: Наука, 1964.
5. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). —Л.: Наука, 1983.
6. Каржавин В.К. Амфиболы. Термодинамические свойства // Геохимия. 1991. № 12. С. 1724—1732.
7. Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. —М.: Недра, 1976.
8. Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М. Региональный метаморфизм среднепротерозойских образований Печенгско-Варзугской зоны // Метаморфизм докембрийских комплексов. —Апатиты, 1976. С. 111—129.
9. Региональный метаморфизм пород Печенгской структуры // Магматизм, седиментогенез и геодинамика. —Апатиты, 1995. С. 164—182.
10. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  // J.Petrology. 1988. Vol. 29. № 2. P. 445—522.
11. Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // Canad. Mineralogist. 1991. Vol. 29. № 4. P. 833—855.
12. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Mineral. 1983. Vol. 68. № 1/2. P. 277—279.