

УДК 552.11:548.526:549.621.9

## ГЕОСПИДОМЕТРИЯ И ТЕМПЕРАТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНАТ-КОРДИЕРИТОВЫХ МЕТАПЕЛИТОВ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

© 1995 г. В. Ю. Герасимов\*, К. А. Савко\*\*

\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии РАН

109017 Москва, Старомонетный пер. 35, Россия

\*\*ГГП "Воронежгеология"

394016 Воронеж, ул. Беговая 205, Россия

Поступила в редакцию 22.04.94 г.

Проведены детальные микрозондовые исследования породообразующих минералов из высокотемпературных метапелитов Воронежского кристаллического массива. В гранате на контакте с биотитом и кордиеритом выявлена двухкомпонентная ретроградная диффузионная зональность с встречными потоками железа и магния. На основании следствий из диффузионной модели неравновесного массообмена между минералами (модель закрытия системы) определены исходные равновесные составы минералов и реконструированы  $P$ - $T$  параметры метаморфизма. По диффузионным профилям в гранате рассчитана скорость температурной эволюции метаморфической системы. Показано, что на регрессивном этапе начиная с температуры 670°C метаморфический комплекс остывал со скоростью около 3 град/млн. лет, при этом давление не превышало 4 кбар, а скорость аплифта равнялась 0.03 км/млн. лет.

Минеральные равновесия традиционно используются для реконструкции термодинамического и геодинамического режима в земной коре (Перчук, 1970). Однако анализ парагенезисов с зональными минералами представляет определенную трудность, поскольку химическая неоднородность фаз плохо согласуется с представлением о выравнивании химического потенциала компонентов в условиях термодинамического равновесия.

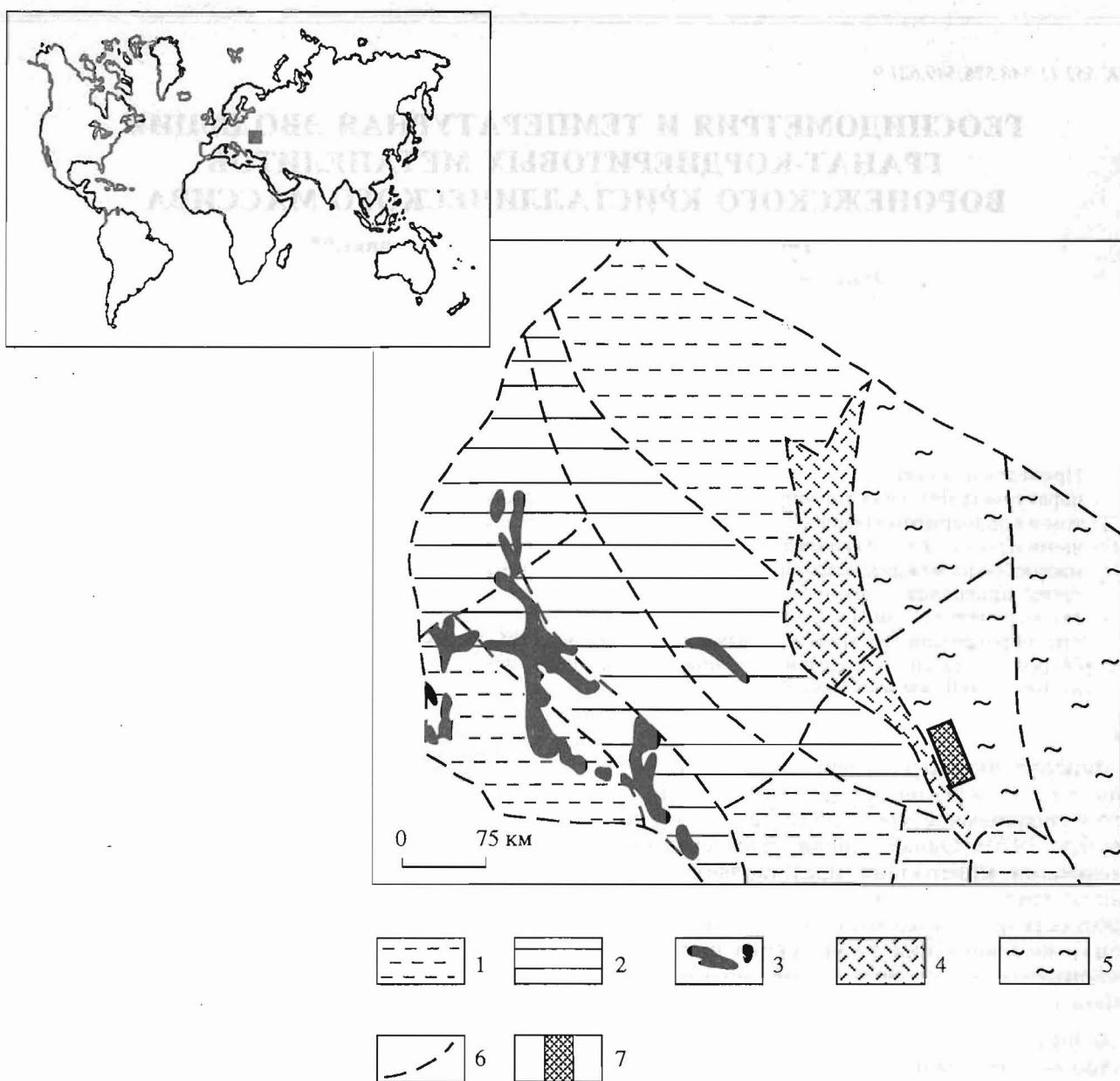
Диффузионная зональность в гранатах и других минералах обычно образуется на стыке минеральных зерен за счет неравновесного перераспределения компонентов на регрессивной стадии метаморфизма, ее развитие контролируется низкими скоростями объемной диффузии в кристаллических структурах минералов. Диффузионная зональность является признаком перехода петрологической системы от равновесного состояния к неравновесному, когда скорость релаксации системы становится меньше скорости изменения интенсивных параметров и наступает момент закрытия системы (Dodson, 1973). Разработка кинетических моделей таких переходных состояний в приложении к термобарометрии получила название геоспидометрии (Lasaga, 1983). Речь идет об исследовании обратимости минеральных равновесий в условиях регрессивной температурной эволюции, когда показания термобарометров зависят от скорости остывания системы (Гераси-

мов, 1992). Диффузионная зональность в этом случае играет роль природного термохронометра, по ней можно определить скорость и длительность температурной эволюции, а также степень равновесности минеральной ассоциации.

В данной работе проведены петрологические исследования образцов метаморфических горных пород из фундамента Русской платформы в пределах Воронежской антеклизы. При этом, по-видимому, не стоит излишне абсолютизировать некоторые количественные оценки и геодинамические интерпретации до проведения всего комплекса термохронологических исследований, включая изотопные.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Раннепротерозойские метапелиты воронцовской серии (Савко, 1991) залегают в восточной части Воронежского кристаллического массива, который имеет сложное блоковое строение и является юго-восточным фрагментом фундамента Русской платформы (рис. 1). Метапелиты распространены на площади около 70 тыс. км<sup>2</sup> и повсеместно перекрыты осадочным чехлом мощностью более 80 м. Они прорваны многочисленными интрузиями гипербазитов, габбролеритов, диоритов, гранитов и дайками сиенитов. Ранее при изучении воронцовской серии в ней была выявлена метаморфическая зональность



**Рис. 1.** Схема тектонического строения Воронежского кристаллического массива:  
1 – протоплатформенные архейские блоки, 2 – мегаблок Курской магнитной аномалии, 3 – позднеархейские зелено-каменные пояса, 4 – Воронежский блок, 5 – восточная часть Воронежского кристаллического массива, 6 – глубинные разломы, 7 – район исследований. На врезке заливкой квадрат – район исследований.

малоглубинного типа (Савко, 1991) с переходом, по мере повышения температуры, от андалузит-ставролитовой до силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны.

На рисунке 2 показаны фрагменты этой температурной зональности и границы зон: 1) изограда силлиманита, отделяющая ставролит-силлиманитовую зону от андалузит-стравролитовой; 2) изограда исчезновения ставролита, которая маркирует переход к мусковит-силлиманит-

товой зоне; 3) изограда исчезновения мусковита ( $Ms + Qtz = Sil + Kfs$ ), которая означает переход к силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоне. Почти одновременно с исчезновением мусковита наблюдается распад биотит-силлиманитового парагенезиса с образованием кайм кордиерита. Кордиеритовые каймы появляются также и на границе граната и силлиманита, следовательно фазовые равновесия силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны отвечают условиям перехода от

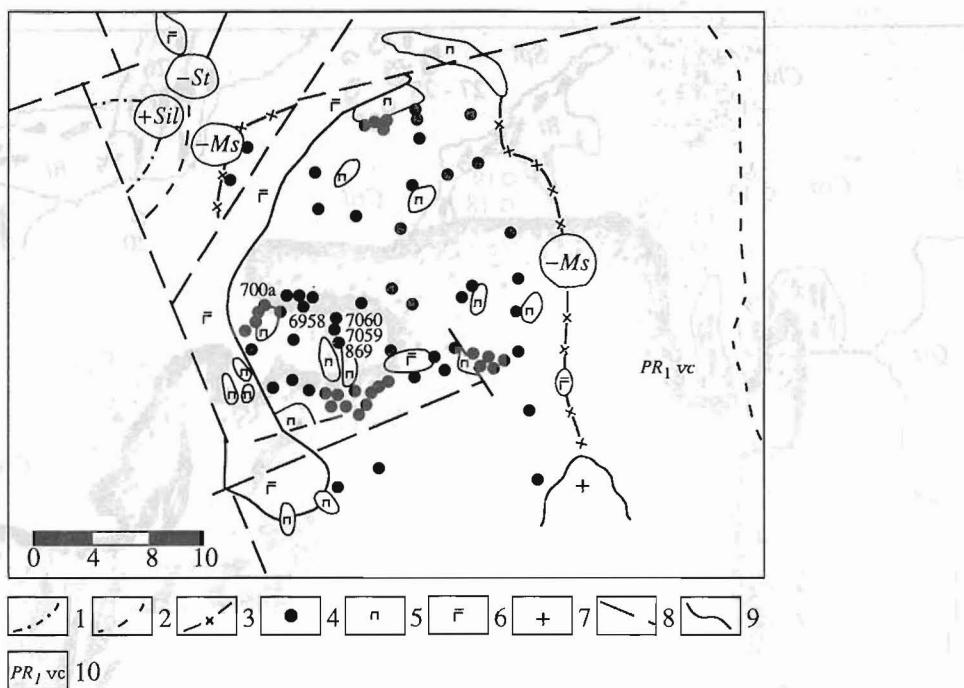


Рис. 2. Схема метаморфической зональности района исследований (Савко, 1991).

1 - 3 изограды: 1 – силлиманита (начало ставролит-силлиманитовой зоны), 2 – исчезновения ставролита (начало мусковит-силлиманитовой зоны), 3 – исчезновения мусковита (начало силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны); 4 – точки отбора образцов из скважин (номера указаны для проанализированных образцов); 5 - 7 интрузивные породы: 5 – перидотиты, 6 – габбронориты, 7 – граниты; 8 – разрывные нарушения, 9 – геологические границы, 10 – индекс воронцовской серии.

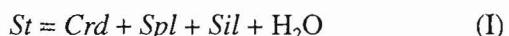
биотит-силлиманитовой к гранат-кордиерит-калишпатовой фации (Кориковский, 1979). Все образцы с наиболее информативными высокотемпературными парагенезисами этой зоны были отобраны из скважин в районе Подколодновского месторождения никелевых руд (рис. 2).

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Метапелиты представлены среднезернистыми биотит-силлиманитовыми гнейсами с кордиеритом, реже гранатом и калиевым полевым шпатом. Зерна граната размером 1 - 2 мм обычно имеют неправильную форму, часто резорбированы биотитом и окружены каймами кордиерита. Низкотемпературные ретроградные изменения выражены слабо – участки кордиерита иногда слегка пинитизированы, по биотиту изредка развиваются вторичный хлорит и мусковит.

В обр. 6958/391 представлена типичная минеральная ассоциация высокотемпературных метапелитов воронцовской серии (PR<sub>1</sub>vc) – *Grt-Bt-Crd-Sil-Qtz-(Spl)-Pl*. Фрагмент шлифа этой породы с номерами точек микрозондовых анализов пордообразующих минералов изображен на рис. 3. Составы минералов и их кристаллохимические формулы приведены в табл. 1 - 4. Гранат содержит включения биотита, кварца, плагиоклаза,

силлиманита и частично окружен каймами кордиерита. В кордиерите встречаются скопления мелких, изолированных зернышек железистой шпинели с содержанием ZnO до 5 мас.%, что указывает на присутствие ранее в породе цинкового ставролита. Его полный распад согласно реакции



происходит еще при температуре 600°C (Кориковский, 1979). Дальнейшее повышение температуры в пределах данного ореола приводит к образованию кордиеритовых кайм, сначала между силлиманитом и биотитом, а затем вокруг граната. Последняя реакция идет с поглощением силлиманита и кварца:



она хорошо изучена экспериментально (Аранович, Подлесский, 1982) и традиционно используется как надежный геобарометр (Маракушев, 1965; Перчук, 1970; Перчук и др., 1983). Смену минеральных парагенезисов проградного этапа для метапелитов воронцовской серии можно проиллюстрировать на парагенетической диаграмме в координатах (Mg, Fe)-Al-Si (рис. 4, 5).

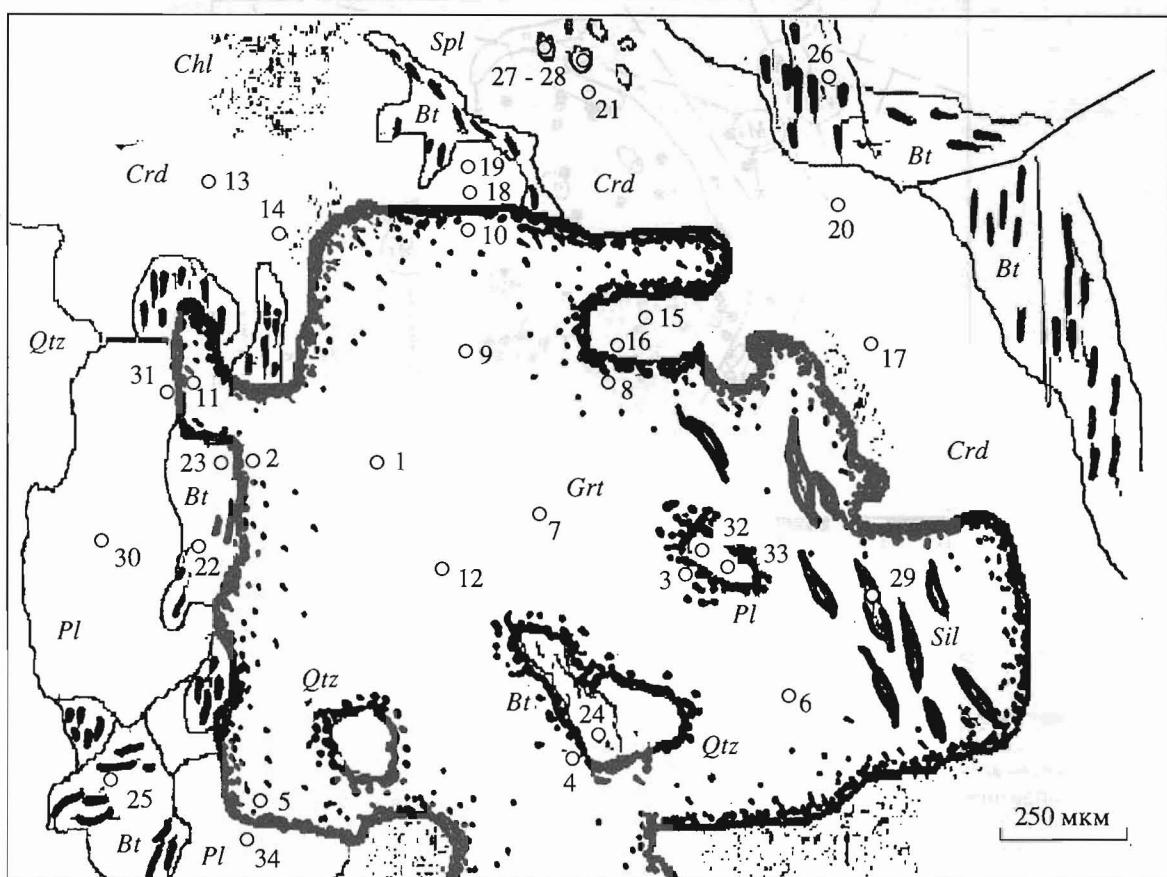


Рис. 3. Зарисовка участка шлифа 6958/391 с номерами точек микрозондовых анализов минералов (табл. 1, 2, 3, 4).  
Символы минералов: *Grt*—гранат, *Crd*—кордиерит, *Bt*—биотит, *Pl*—плагиоклаз, *Qtz*—кварц, *Sil*—силлиманит, *Spl*—шпинель, *Chl*—хлорит.

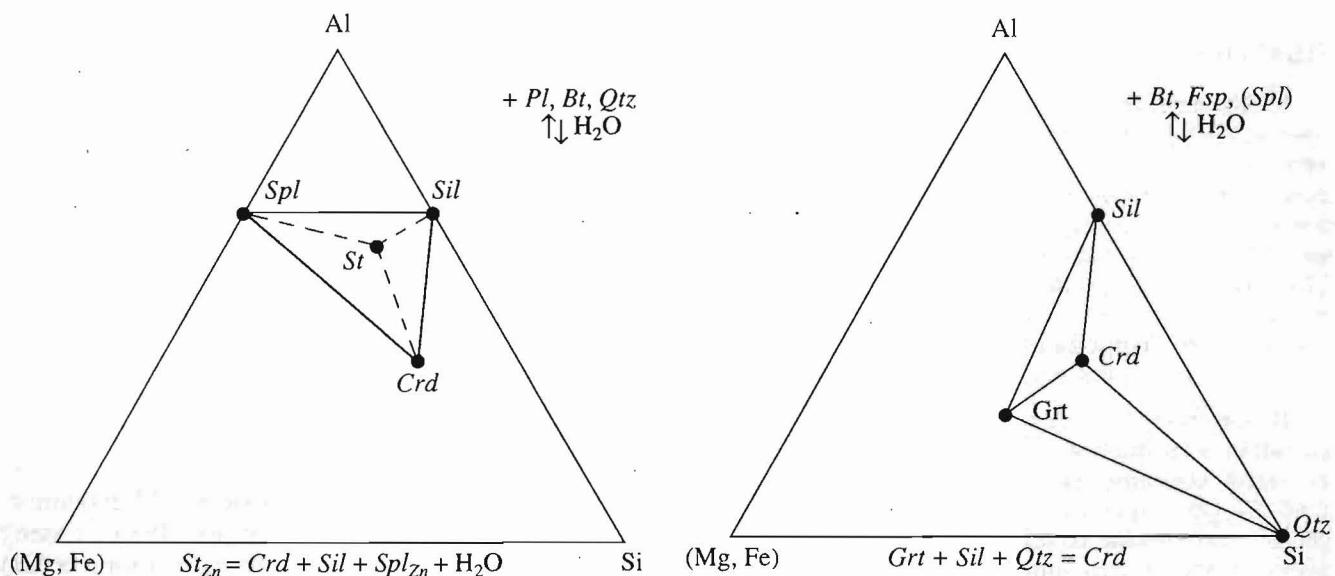


Рис. 4. Разложение ставролита с образованием кордиерита, шпинели и силлиманита.

Рис. 5. Реакция замещения граната кордиеритом.

Таблица 1. Микрозондовые анализы и кристаллохимические формулы граната из обр. 6958/391 (рис. 3)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\text{SiO}_2$	37.32	37.23	37.59	37.33	37.63	37.49	37.29	37.13	37.62	36.99	37.01	37.29
$\text{TiO}_2$	0.05	0.07	0.05	0.06	0.04	0.04	0.06	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02
$\text{Al}_2\text{O}_3$	20.77	21.03	20.95	21.11	21.05	21.25	21.14	20.69	20.39	20.86	20.90	21.12
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0.09	0.02	0.03	0.05	0.00	0.03	0.06	0.06	0.04	0.06	0.04	0.07
$\text{FeO}$	34.65	36.95	34.56	35.69	35.15	34.50	33.94	36.10	34.22	36.39	35.26	34.90
$\text{MnO}$	1.16	1.47	0.90	1.20	1.32	1.22	1.04	1.66	1.18	1.75	1.41	1.26
$\text{MgO}$	4.21	2.45	4.52	3.21	4.03	4.22	4.67	2.98	4.51	2.69	3.62	4.20
$\text{CaO}$	0.92	0.80	1.02	0.93	0.89	0.85	0.83	0.97	1.07	0.91	0.80	0.98
$\text{Na}_2\text{O}$	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.04	0.00
$\text{K}_2\text{O}$	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
$\text{Fe}_2\text{O}_3^*$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.17
Сумма	99.15	100.04	99.65	99.57	100.13	99.61	99.03	99.63	99.25	99.70	99.10	100.00
Si	3.01	3.02	3.01	3.02	3.01	3.01	3.00	3.01	3.03	3.00	3.00	2.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.98	2.01	1.98	2.01	1.99	2.01	2.01	1.98	1.94	2.00	2.00	1.99
$\text{Cr}^{3+}$	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\text{Fe}^{3+}$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
$\text{Fe}^{2+}$	2.34	2.50	2.31	2.41	2.35	2.31	2.28	2.44	2.30	2.47	2.39	2.33
Mn	0.08	0.10	0.06	0.08	0.09	0.08	0.07	0.11	0.08	0.12	0.10	0.09
Mg	0.51	0.30	0.54	0.39	0.48	0.51	0.56	0.36	0.54	0.33	0.44	0.50
Ca	0.08	0.07	0.09	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.09	0.08	0.07	0.08
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	12.01	12.03	12.00	12.03	12.00	12.02	12.01	12.00	12.00	12.00	12.00	11.99
<i>Alm</i>	0.778	0.843	0.771	0.815	0.784	0.778	0.764	0.814	0.763	0.824	0.798	0.777
<i>Prp</i>	0.169	0.100	0.180	0.131	0.160	0.170	0.188	0.120	0.180	0.109	0.146	0.167
<i>Spes</i>	0.026	0.034	0.020	0.028	0.030	0.028	0.024	0.038	0.027	0.040	0.032	0.029
<i>Gros</i>	0.024	0.023	0.028	0.025	0.025	0.024	0.022	0.026	0.024	0.025	0.022	0.021
<i>Adr</i>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.005
<i>Uvar</i>	0.003	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002
$X_{\text{Mg}}$	0.173	0.102	0.185	0.134	0.165	0.174	0.192	0.123	0.185	0.112	0.150	0.172

Примечание. Здесь и в табл. 2 - 4 -  $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$ .

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ

Для определения степени равновесности всей минеральной ассоциации были проведены детальные микрозондовые исследования минералов в шлифе. Основное внимание уделялось контролю диффузионных зон на контакте граната с

кордиеритом и биотитом. Зоны диффузионного массообмена между минералами возникают при неравновесном протекании железо-магнезиальных обменных реакций на регressiveной стадии метаморфизма и характеризуются появлением градиентов концентраций и встречных потоков Fe и Mg. Масштабы массообмена определяют

Таблица 2. Микрозондовые анализы и кристаллохимические формулы кордиерита (*Crd*) из обр. 6958/391 (рис. 3)

Компоненты	<i>Crd-13</i>	<i>Crd-14</i>	<i>Crd-15</i>	<i>Crd-16</i>	<i>Crd-17</i>	<i>Crd-18</i>	<i>Crd-19</i>	<i>Crd-20</i>	<i>Crd-21</i>
$\text{SiO}_2$	47.72	47.12	47.82	46.98	46.51	46.93	46.66	46.87	46.97
$\text{TiO}_2$	0.03	0.03	0.00	0.08	0.01	0.03	0.03	0.00	0.03
$\text{Al}_2\text{O}_3$	31.59	31.36	31.68	31.03	31.16	30.93	30.77	30.24	31.17
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.03	0.06	0.00
$\text{FeO}$	8.82	8.32	7.53	7.38	8.37	7.56	8.23	8.76	8.55
$\text{MnO}$	0.08	0.16	0.10	0.11	0.06	0.02	0.13	0.14	0.17
$\text{MgO}$	7.63	8.20	8.45	8.66	8.01	8.21	7.68	7.43	7.77
$\text{CaO}$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\text{Na}_2\text{O}$	0.18	0.13	0.12	0.13	0.19	0.14	0.15	0.16	0.17
$\text{K}_2\text{O}$	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03
Сумма	96.06	95.32	95.72	94.40	94.36	93.88	93.68	93.66	94.86
Si	5.04	5.00	5.04	5.01	4.99	5.05	5.05	5.09	5.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	3.93	3.92	3.94	3.90	3.94	3.92	3.92	3.87	3.92
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
$\text{Fe}^{2+}$	0.78	0.74	0.66	0.66	0.75	0.68	0.74	0.79	0.76
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02
Mg	1.20	1.30	1.33	1.38	1.28	1.32	1.24	1.20	1.24
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	17.99	17.95	18.00	17.96	17.93	18.00	18.00	18.01	17.96
$X_{\text{Mg}}$	0.605	0.633	0.664	0.673	0.629	0.659	0.621	0.598	0.614

Таблица 3. Микрозондовые анализы и кристаллохимические формулы биотита из обр. 6958/391 (рис. 3)

Компоненты	<i>Bt-22</i>	<i>Bt-23</i>	<i>Bt-24</i>	<i>Bt-25</i>	<i>Bt-26</i>	Компоненты	<i>Bt-22</i>	<i>Bt-23</i>	<i>Bt-24</i>	<i>Bt-25</i>	<i>Bt-26</i>
$\text{SiO}_2$	36.32	36.02	34.93	35.72	35.11	Si	2.76	2.76	2.76	2.77	2.74
$\text{TiO}_2$	2.59	2.81	3.74	2.72	3.59	Ti	0.15	0.16	0.22	0.16	0.21
$\text{Al}_2\text{O}_3$	20.12	19.74	17.90	19.14	18.83	Al(IV)	1.24	1.24	1.24	1.23	1.26
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0.00	0.11	0.07	0.10	0.10	Al(VI)	0.57	0.54	0.43	0.52	0.47
$\text{FeO}$	17.90	17.67	15.90	18.01	19.76	Cr	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
$\text{MnO}$	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	$\text{Fe}^{2+}$	1.14	1.13	1.05	1.17	1.29
$\text{MgO}$	10.11	10.17	10.95	9.93	8.76	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\text{CaO}$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	1.15	1.16	1.29	1.15	1.02
$\text{Na}_2\text{O}$	0.17	0.14	0.24	0.22	0.17	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\text{K}_2\text{O}$	7.43	7.51	9.84	7.93	9.41	Na	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03
$\text{H}_2\text{O}^*$	4.44	4.40	3.79	4.22	3.91	K	0.72	0.73	0.99	0.78	0.94
Сумма	99.08	98.59	97.37	98.00	99.66	OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
						H <sup>+</sup>	0.25	0.25	0.00	0.18	0.04
						O	10.31	10.31	10.34	10.31	10.32
						$X_{\text{Mg}}$	0.502	0.506	0.551	0.496	0.441
						$X_{\text{Na}}$	0.034	0.028	0.036	0.040	0.027

Примечание.  $\text{H}_2\text{O}^*$  – пересчитано по кристаллохимическим нормировкам.  $X_{\text{Na}} = \text{Na}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$ .

**Таблица 4.** Химические составы и кристаллохимические формулы сосуществующих минералов из обр. 6958/391: шпинель (*Spl*), силлиманит (*Sil*), плагиоклаз (*Pl*) (рис. 3)

Компоненты	<i>Spl</i> -27	<i>Spl</i> -28	<i>Sil</i> -29	<i>Pl</i> -30	<i>Pl</i> -31	<i>Pl</i> -32	<i>Pl</i> -33	<i>Pl</i> -34
<chem>SiO2</chem>	0.07	0.08	37.58	61.82	61.33	60.61	60.94	61.80
<chem>TiO2</chem>	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.05
<chem>Al2O3</chem>	57.70	56.60	57.47	23.47	23.44	24.19	24.10	22.92
<chem>Cr2O3</chem>	0.13	0.03	0.04	0.00	0.06	0.02	0.27	0.00
<chem>FeO</chem>	31.20	31.16	2.89	0.07	0.01	0.24	0.52	0.23
<chem>MnO</chem>	0.10	0.09	0.08	0.00	0.03	0.07	0.03	0.00
<chem>MgO</chem>	3.24	3.07	0.29	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02
<chem>CaO</chem>	0.00	0.00	0.09	5.58	5.33	6.63	6.32	4.97
<chem>ZnO</chem>	5.03	5.17	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
<chem>Na2O</chem>	0.01	0.09	0.00	8.70	8.92	8.03	8.00	9.05
<chem>K2O</chem>	0.01	0.00	0.00	0.17	0.17	0.20	0.17	0.06
<chem>Fe2O3*</chem>	1.85	2.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.33	99.05	98.46	99.83	99.33	100.02	100.39	99.10
Si	0.00	0.00	1.03	2.73	2.72	2.69	2.70	2.75
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.96	1.93	1.88	1.23	1.24	1.27	1.27	1.21
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
$Fe^{3+}$	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$Fe^{2+}$	0.75	0.75	0.07	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.14	0.13	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.27	0.26	0.32	0.30	0.24
Zn	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.01	0.00	0.75	0.77	0.70	0.69	0.79
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
O	4.00	4.00	4.98	7.97	7.95	7.97	7.98	7.96
<i>Ab</i>				0.731	0.745	0.679	0.689	0.765
<i>An</i>				0.259	0.246	0.310	0.301	0.232
<i>Or</i>				0.009	0.009	0.011	0.010	0.003
$X_{Mg}$	0.16	0.15						

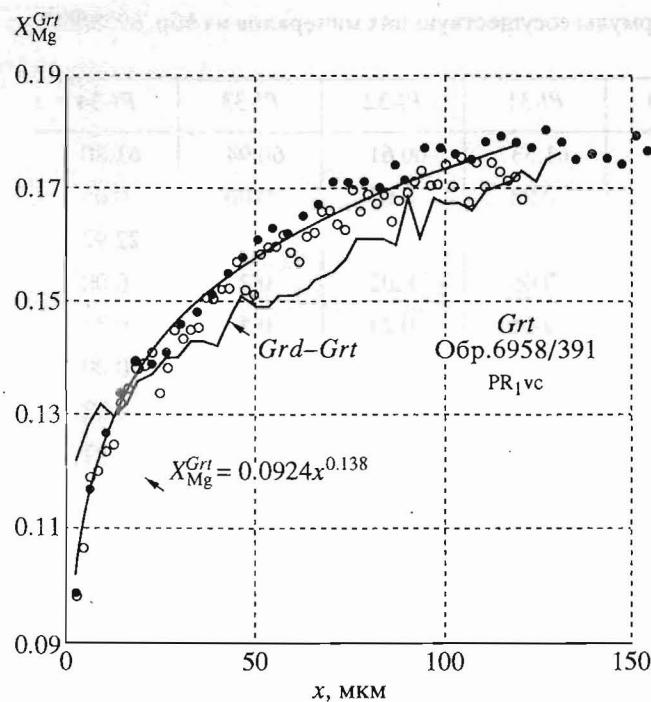
Примечание. Fe2O3\* – окисное железо, пересчитано по кристаллохимическим нормировкам.

степень обратимости минеральных равновесий и в первом приближении зависят от скорости охлаждения системы (Герасимов, 1992).

В дополнение к точечным анализам в обр. 6958/391 были отсняты три непрерывных зондовых профиля с шагом 2 и 3 микрона перпендикулярно границе раздела между минералами (рис. 6). На них отчетливо проявлена диффузионная зо-

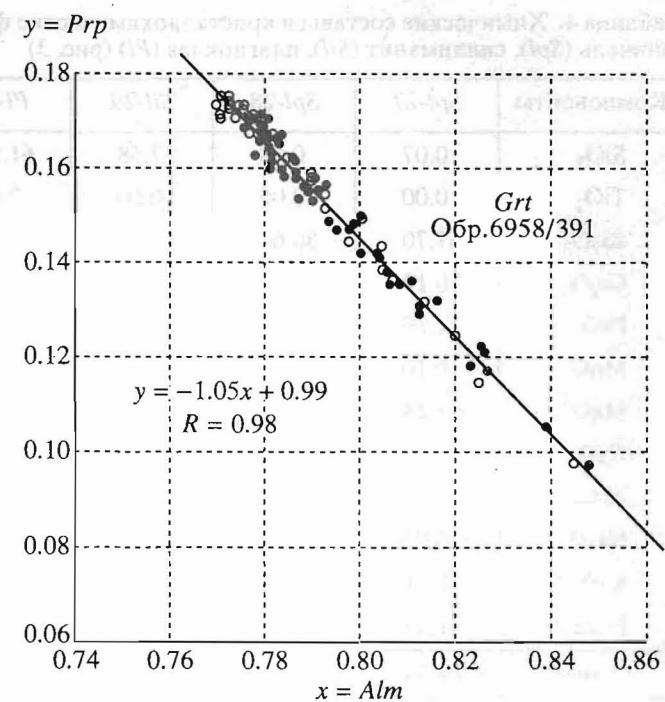
нальность с широким диапазоном изменения концентраций, которая почти полностью сохранилась в гранате и в меньшей степени в биотите. Очевидно, что для проведения достоверных термобарометрических оценок из всего спектра составов нам необходимо выбрать только равновесные.

Рассмотрим эволюцию минеральной системы подробнее. Зерно граната имеет размер около



**Рис. 6.** Зоны диффузионного массообмена в гранате на контакте с биотитом (залитые и незалитые кружки) и кордиеритом (ломанная линия) по результатам микрозондовых исследований.

Распределение концентраций хорошо аппроксимируется степенной функцией (сплошная линия). На контакте с биотитом наблюдается устойчивая воспроизведимость, поля залищих и незалищих кружков практически совпадают.



**Рис. 7.** Корреляция содержаний пиропового и альмандинового компонентов в диффузионной зоне граната.

Отчетливо проявлена обратная линейная зависимость с коэффициентом корреляции  $R = 0.98$ , потеря магния в каждой точке профиля компенсируется привносом железа в соответствии со стехиометрией твердого раствора.

2000 мкм. Его центральная часть практически гомогенна, вариации по магнезиальности составляют  $0.18 \pm 0.01$  при постоянном фоне CaO и MnO на уровне 1 мас.%, что довольно типично для гранулитоподобных парагенезисов, где первичная ростовая зональность обычно исчезает при температурах выше 700°C. Диффузионная зональность в гранате появляется только на его контакте с другими железо-магнезиальными минералами (в том числе и на контакте с включениями), ширина зон составляет 100 - 120 мкм. Магнезиальность граната резко убывает по направлению к контакту от 0.18 до 0.09, а с сопредельной стороны в биотите и кордиерите магнезиальность, наоборот, возрастает до максимума. Изменение концентрации в диффузионных зонах хорошо аппроксимируется степенными функциями, графики которых асимптотически приближаются к оси концентраций. Для проверки стехиометрическости твердого раствора составы граната из диффузионной зоны нанесены на корреляционную диаграмму в координатах  $Prp-Alm$  (рис. 7). На ней четко проявлена обратная линейная зависимость между содержанием альмандинового и пиропового компонентов (коэффициент корреляции  $R = 0.98$ , коэффици-

ент пропорциональности -1.05), что указывает на бинарный характер диффузии, при котором вынос магния из граната компенсируется притоком железа.

Биотит и кордиерит также меняют свой состав за счет поздних обменных реакций с гранатом на регressiveвой стадии метаморфизма, причем тем существенней, чем меньше зерно и чем ближе оно к гранату. Матричный биотит (табл. 3, *Bt-26*) на достаточном удалении от граната почти не изменил свой состав, он имеет минимальную магнезиальность 0.44 и содержит максимум  $TiO_2$  (3.6 мас. %), что позволяет считать его наиболее высокотемпературным. Включения биотита, изолированные в гранате (табл. 3, *Bt-24*), напротив, имеют максимальную магнезиальность (0.55), но сохраняют ту же титанистость, поскольку титан не участвует в поздних обменных реакциях с гранатом. Зерна биотита, образовавшиеся на внешних границах граната (рис. 3), имеют пониженную титанистость, при этом их магнезиальность зависит от размера зерен. Так, состав небольшого зерна биотита (табл. 3, *Bt-22, Bt-23*) колеблется по содержанию  $TiO_2$  в пределах  $2.8 \pm 0.1$  мас. %, а по

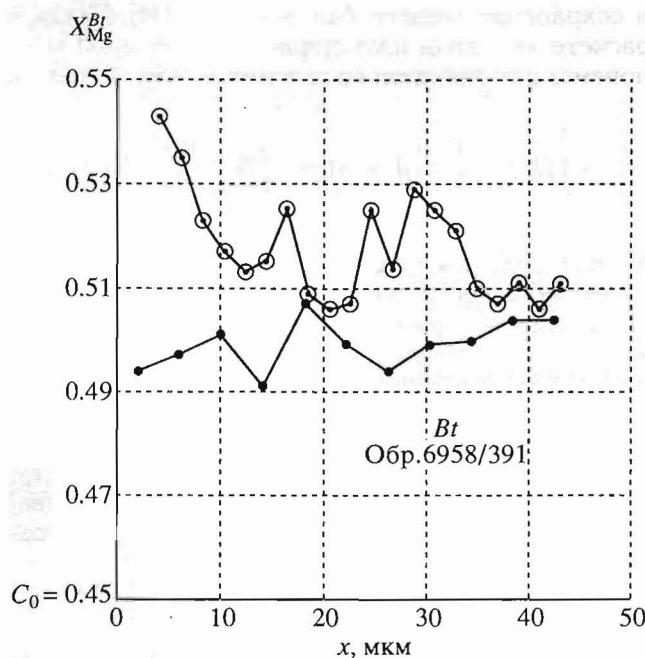


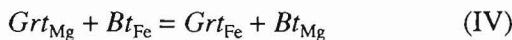
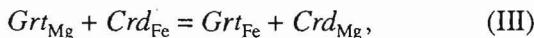
Рис. 8. Составы биотитов на контакте с гранатом по результатам микрозондовых исследований.

Зерна практически гомогенны, иногда улавливается тенденция к увеличению магнезиальности в направлении контакта (незалитые кружки).

магнезиальности – в пределах  $0.50 \pm 0.01$  (рис. 8), но в зоне непосредственного контакта с гранатом, где сохранилась узкая диффузионная зона ( $10 \mu\text{m}$ ), магнезиальность биотита увеличивается до 0.55.

В каймах кордиерита наблюдается аналогичная тенденция к увеличению магнезиальности в направлении контакта с гранатом. На расстоянии  $250 - 300 \mu\text{m}$  от контакта (рис. 3, табл. 2, Crd-20) магнезиальность кордиерита минимальна (0,60), на границе с гранатом она возрастает до 0.68 (рис. 9).

Таким образом, взаимоотношение минералов в шлифе и изменение их составов показывают, что на пике метаморфизма гранат был почти полностью гомогенизирован и частично замещен кордиеритовыми каймами в соответствии с реакцией (II). В системе установилось термодинамическое равновесие, о параметрах которого мы можем судить по наиболее магнезиальным крупным зернам граната и наиболее железистым (реликтовым) составам биотита и кордиерита. На регressiveной стадии метаморфизма в ходе обменных реакций



началось перераспределение магния из граната в другие железо-магнезиальные минералы соглас-

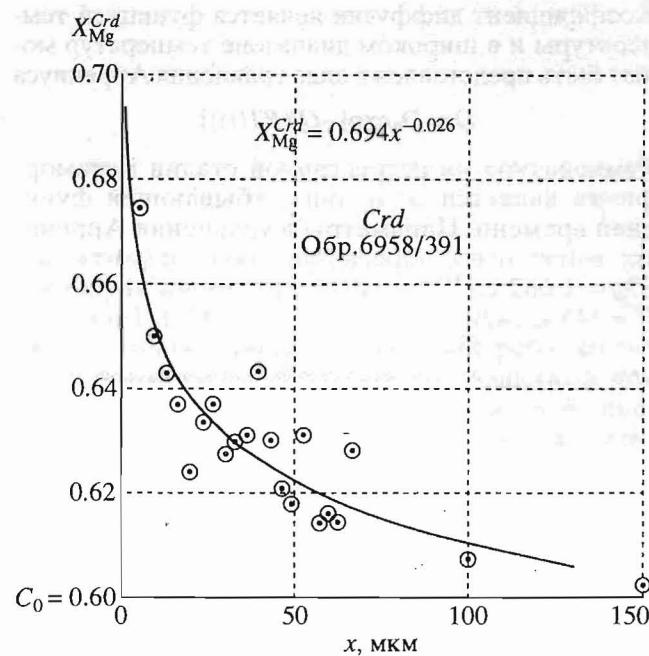


Рис. 9. Диффузионная зона в кордиерите на контакте с гранатом.

В условиях падения температуры привнос магния компенсируется выносом железа. Фронт диффузии продвинулсья на расстояние  $400 - 500 \mu\text{m}$ , изменение концентрации хорошо аппроксимируется функцией  $X_{Mg}^{Crd} = 0.694x^{-0.026}$ .

но принципу фазового соответствия (Перчук, 1970). Падение температуры привело к замедлению скорости реакций и закрытию системы. На границе раздела фаз возникли градиенты концентраций, система стала неравновесной. Дальнейшее неравновесное перераспределение компонентов привело к частичному или полному изменению составов минералов.

Принимая во внимание ограничения по локальности зонда ( $1 - 2 \mu\text{m}$ ), дальнейший поиск самых крайних составов для оценки минимума температуры становится до некоторой степени бесмысленным. Монотонное увеличение градиента концентраций по направлению к контакту свидетельствует о том, что процесс остывания был тоже монотонным, одноактным и протекал с конечной скоростью (Герасимов, 1992).

## ОСОБЕННОСТИ НЕИЗОТЕРМИЧЕСКОЙ ДИФФУЗИОННОЙ МОДЕЛИ

В тех случаях, когда ширина диффузионной зоны много меньше радиуса кривизны зерна на границе раздела (рис. 3), для описания диффузии в изотропном кристалле граната можно воспользоваться одномерным уравнением диффузии

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (D \frac{\partial c}{\partial x}).$$

Коэффициент диффузии является функцией температуры и в широком диапазоне температур может быть представлен в виде уравнения Аррениуса

$$D = D_0 \exp[-Q/(RT(t))].$$

Температура на регрессивной стадии метаморфизма является монотонно убывающей функцией времени. Параметры в уравнении Аррениуса могут быть определены экспериментально ( $D_0 = 1.662 \text{ см}^2/\text{с}$ , энергия активации диффузии  $Q = 345 \text{ кДж/моль}$  (Герасимов, 1987)). Таким образом, коэффициент диффузии является сложной функцией только одной независимой переменной времени  $t$  и его можно вынести из-под знака дифференциала

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D(t) \frac{\partial^2 c}{\partial x^2}.$$

Это уравнение имеет решение с соответствующими граничными и начальными условиями, принятыми для описания неравновесных обменных реакций (Lasaga 1983; Герасимов, 1992), и записывается в виде бесконечного ряда

$$c(x, t') = \sum_{n=1}^{\infty} 2 / (\lambda_n L) \times \sin(\lambda_n x) \exp(-\lambda_n^2 t') c_0 \times \\ \times \left[ 1 + \lambda_n^2 / \gamma' \times \exp(\lambda_n^2 / \gamma') \times \int_0^L \exp(-\lambda_n^2 z / \gamma')(z)^{\alpha} dz \right], \\ 0 \leq x \leq L, \quad 0 \leq t' \leq 1 / \gamma' = D^0 / \gamma, \quad \gamma = Qs / (RT_0^2), \\ \alpha = \Delta H^0 / Q \times X_{0_{Mg}}^{Grt} = \text{const}, \\ D^0 = D_0 \exp(-Q/RT_0), \\ t' = D^0 / \gamma \times [1 - \exp(-\gamma t')].$$

Концентрация  $c$  в диффузионной зоне является функцией координаты  $x$  и новой переменной  $t'$ . Вид ее изохронного сечения зависит от величины линейных размеров кристалла граната  $L$ , энтальпии обменной реакции  $\Delta H^0$ , начальной скорости охлаждения  $s$  при температуре начала неравновесного массообмена  $T_0$ , величины энергии активации диффузии  $Q$  и предэкспоненциального фактора  $D_0$ .

Прежде чем перейти к моделированию на ЭВМ диффузионной зональности в нашем образце, рассмотрим еще некоторые теоретические следствия. Условие сопряжения диффузионных пространств между минералами требует равенства встречных потоков вещества через взаимную границу раздела

$$D_i^{Grt} \frac{\partial c}{\partial x} \Big|_{x=0}^{Grt} = D_i^{Cor} \frac{\partial c}{\partial x} \Big|_{x=0}^{Cor}$$

и сохранение общего баланса масс ( $M$ ). Тогда в расчете на 1 атом изоморфно-замещаемого компонента для единичного сечения можно записать

$$-\int_0^L D_i^{Grt} \frac{\partial c(0, t)}{\partial x} dt = M = -\int_0^L D_i^{Cor} \frac{\partial c(0, t)}{\partial x} dt.$$

Если теперь составы точек из диффузионного профиля нанести на диаграмму в координатах концентрация – расстояние (рис. 6, 9,  $c-x$ ), то окажется, что площадь, ограниченная осью концентраций, графиком функции  $c_i(x) = X_{Mg}$ , выбранной для аппроксимации распределения концентрации (магнезиальности) в диффузионном профиле, и линией начальной равновесной концентрации  $c_0$ , также пропорциональна количеству вещества, пришедшего (или ушедшего) через единичное сечение в ходе диффузии за время  $t$ , т.е.

$$M = -\int_0^L D_i \frac{\partial c(0, t)}{\partial x} dt = \int_0^L [c_i(x) - c_0] dx. \quad (1)$$

На практике это означает, что соответствующие площади на графиках должны соотноситься как мольные объемы минералов в диффузионных парах, рассчитанные на 1 атом изоморфно-замещаемого компонента, например:

$$Grt : Crd : Bt \approx (114/3) : (223/2) : (152/3) \approx 1 : 3 : 1.3.$$

Взаимодиффузия железа и магния в структуре граната протекает значительно медленнее, чем в других минералах. Благодаря этому в достаточно крупных зернах граната начальная равновесная концентрация  $c_0$  обычно сохраняется. В нашем образце исходная магнезиальность равна 0.18. Из анализа графиков распределения концентраций в биотите и кордиерите становится ясно, что для выполнения условия (1) начальная магнезиальность биотита должна быть не 0.50, а 0.44, кордиерита соответственно не 0.60, а 0.59. В этом легко убедиться, проделав операции интегрирования функций  $c_i(x)$  графически или аналитически в соответствии с уравнением (1) для каждого минерала. Подставим рассчитанные аналитические зависимости с графиков в уравнение (1), тогда:

$$M_{Mg}^{Grt} = \int_0^L [c_i(x) - c_0] dx = \int_0^{125} [X_{Mg}^{Grt} - c_0^{Grt}] dx = \\ = \int_0^{125} [0.0924(x)^{0.138} - 0.18] dx = -2.7 \text{ усл. ед.}$$

(знак минус означает потерю магния в гранате за счет диффузии, пределы интегрирования указаны

в микронах). Аналогично для кордиерита и биотита получаем:

$$\begin{aligned} M_{\text{Mg}}^{\text{Crd}} &= \int_0^{500} [X_{\text{Mg}}^{\text{Crd}} - c_0^{\text{Crd}}] dx = \\ &= \int_0^{500} [0.694(x)^{-0.026} - 0.59] dx = 8.1 \text{ усл. ед.,} \\ M_{\text{Mg}}^{\text{Bt}} &= \int_0^{60} [X_{\text{Mg}}^{\text{Bt}} - c_0^{\text{Bt}}] dx = \\ &= \int_0^{60} [0.51 - 0.44] dx = 4.2 \text{ усл. ед.} \end{aligned}$$

Нетрудно видеть, что расчетное соотношение интегральных площадей близко к теоретическому соотношению мольных объемов минералов:

$$M_{\text{Mg}}^{\text{Grt}} : M_{\text{Mg}}^{\text{Crd}} : M_{\text{Mg}}^{\text{Bt}} = (2.7) : (8.1) : (4.2) = 1 : 3 : 1.5.$$

Подобные расчеты могут быть использованы для оценки степени нарушенности диффузационной системы (отсутствие баланса масс) и реконструкции равновесных составов минералов, если они были утрачены при длительном ретроградном процессе.

Таким образом, небольшое зерно биотита на контакте с гранатом довольно сильно изменило свой состав, а его начальная равновесная магнезиальность в действительности близка к составу матричного биотита. Кордиеритовая кайма достаточно велика, ее состав в тыловой зоне почти не изменился и может быть использован для реконструкции *P-T* параметров метаморфизма.

## ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА

Логическим следствием диффузационной модели является то, что полученные равновесные составы минералов в общем случае не должны отражать максимальные параметры метаморфизма (хотя это и не исключается). Как минимум они соответствуют некоторой температуре  $T_0$ , начиная с которой перераспределение компонентов становится неравновесным. Подразумевается, что выше этой температуры скорость диффузии была достаточно высокой, а скорость охлаждения системы достаточно низкой для того, чтобы в системе успевало восстановиться термодинамическое равновесие. При этом информация о всех более высокотемпературных равновесиях, естественно, терялась.

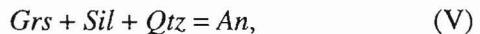
Для оценки температуры воспользуемся хорошо откалиброванными обменными равновесиями (III, IV) с участием граната, кордиерита и биотита (Перчук и др., 1983). Давление целесообразно оценить независимо по двум смещенным реакци-

**Таблица 5.** Оценка *P-T* параметров метаморфизма (обр. 6958/391, рис. 3)

Литературный источник	№	<i>Crt</i>	<i>Bt</i>	<i>Crd</i>	<i>Pl</i>	<i>P</i> , кбар	<i>T</i> , °C
(Перчук и др., 1983)	1	7	—	20	—	5.8	725
	2	3	—	20	—	5.5	711
	3	8	—	16	—	2.1	496
	4	10	—	18	—	1.8	487
	5	3	26	—	—	(5)	671
	6	7	26	—	—	(5)	688
	7	3	26	—	—	(4)	669
	8	4	24	—	—	(3)	503
	9	2	23	—	—	(3)	483
(Perchuk et al., 1984)	10	3	—	20	—	5.5	712
	11	3	26	—	—	(5.5)	684
	12	3	26	—	—	(4)	673
(Aranovich, Podlesskii, 1989)	13	3	—	20[C]	—	4.3	730
	14	3	—	20	34	3.8	744
	15	3	—	20	32	2.5	735
	16	3	—	20[A]	—	3.6	727
	17	3	—	20[B]	—	5.8	738

Примечание. Цифры в круглых скобках – давление приведено условно, в квадратных скобках обозначены модели расчетов: А – сухая, В – водная, С – углекислая.

ям с участием силлиманита и кордиерита (реакция II), а также силлиманита и плагиоклаза в ассоциации с гранатом:



и ввести поправку на содержание гроссуляра и спессартина в гранате (Aranovich, Podlesskii, 1989). Сразу заметим, что оценка минимальных *P-T* параметров по краевым составам носит несколько условный характер, поскольку самые крайние составы не могут быть измерены зондом, а сопряженные с ними оценки давлений по смещенным реакциям требуют доказательства параллельного протекания этих реакций в условиях закрытия системы. Расчеты параметров метаморфизма полезно проводить с использованием компьютерной программы “TPF” (Fonarev et al., 1991), разработанной в ИЭМ РАН. Наиболее убедительными выглядят результаты определения *P-T* параметров по взаимосогласованным термометрам и барометрам с независимой процедурой вычисления температуры и давления (Перчук и др., 1983; Perchuk et al., 1984; Aranovich, Podlesskii, 1989). Результаты термобарических оценок сведены в табл. 5. В каждой ее строке (№) даны номера анализов минералов из табл. 1 - 4 (в соответствии с рис. 3), по которым производились вычисления равновесных *P-T* параметров.

Оценки температур и давлений по краевым составам на контакте зерен в зонах диффузионного массообмена в силу упомянутых причин не являются достоверными. Они лишь отражают тенденцию к уменьшению интенсивных параметров на регрессивном этапе метаморфизма и в общем случае не имеют отношения к реальному равновесию в системе. Напротив, составы центральных частей зерен (если они не зависят от размера зерна) несут информацию о наиболее высокотемпературных равновесиях или даже о параметрах пика метаморфизма. Хорошее согласование наблюдается в оценке давления по гранат-кордиеритовому и гранат-плагиоклазовому барометрам при использовании составов матричных минералов (табл. 5, строка 14, 16). Составы включений для высокотемпературных метаморфических пород обычно дают заниженные оценки (табл. 5, строка 15) в силу частичной обратимости твердофазовых равновесий на регрессивном этапе (Герасимов, 1992). С учетом неоднозначности в использовании флюидной модели кордиерита (табл. 5, варианты A, B, C), окончательный результат оценки параметров по *Grt-Crd* паре можно представить в следующем виде: давление (*P*) около 4 кбар и температура (*T*) около 730°C (рис. 10). Тогда температуру закрытия системы для *Grt-Bt* пары с учетом полученного давления можно оценить в 670 - 680°C (табл. 5, строки 5, 7, 11, 12).

### ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ И ГЕОДИНАМИКА

В процедуре построения *P-T* трендов регрессивной эволюции метаморфизма традиционно используется комбинаторика спаривания составов минералов по зонам от центра к краю зерен составов включений. При этом подразумевается, что выбранные составы из различных частей минералов равновесны. Такой подход отражал определенный этап в исследованиях и по сути отслеживал лишь общую тенденцию в изменении интенсивных параметров, но часто приводил к очевидным недоразумениям, когда тренды *P-T* эволюции пересекали все мыслимые поля устойчивости минералов и их ассоциаций. Не вдаваясь в дискуссию по этому вопросу, отметим, что в данной работе мы хотели бы отойти от этой практики, поскольку с точки зрения формальной кинетики падение температуры приводит к быстрому закрытию системы (консервации массопереноса), ее распаду на равновесные подсистемы. При этом весь минеральный ансамбль, очевидно, нельзя считать равновесным и делать далеко идущие выводы о характере термодинамической эволюции в *P-T* координатах.

В качестве альтернативного подхода рассмотрим несколько вариантов *P-T* трендов для нашего образца и отбросим наиболее противоречивые из

них. Формально можно рассмотреть три варианта регрессивной эволюции: изотермическая декомпрессия, изобарическое остывание и аплифт вдоль геотермы. На *P-T* диаграмме эти варианты обозначены стрелками (рис. 10), здесь же нанесены геотермы – линии постоянного теплового потока ( $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$ ), рассчитанные для коры континентального типа (Pollack, Chapman, 1977) с указанием величины теплового потока. Так, геотерме с тепловым потоком 180 мВт/м<sup>2</sup> приблизительно соответствует геотермический градиент 50 град/км. Отклонение от геотермы означает изменение теплового потока и геотермического режима в целом. Субизотермическая декомпрессия протекает при относительно высоких температурах, что в силу кинетических причин способствует значительной обратимости минеральных равновесий и должно привести к замене высокобарных парагенезисов на низкобарные. В частности из анализа *P-X* и *P-T* диаграмм в системе *Grt-Sil-Qtz-Crd* (Aranovich, Podlesskii, 1989) следует, что режим декомпрессии приводит к появлению все более железистого граната в ассоциации с все более железистым кордиеритом вплоть до полного разложения граната по реакции (II). Все это явно противоречит приведенным петрологическим данным, кроме того, процесс должен протекать на фоне увеличения теплового потока, что плохо согласуется с представлением о регрессивной стадии метаморфизма.

Субизобарический вариант, напротив, сопровождается уменьшением теплового потока, что может быть вызвано как исчезновением теплоносителя (флюида) из системы, так и деградацией источника тепла. Степень обратимости минеральных равновесий зависит от скорости остывания. Если скорость мала, то система эволюционирует равновесным образом, и происходит последовательная смена высокотемпературных парагенезисов низкотемпературными. В частности уже в самом начале регрессивной эволюции должен происходить одновременный рост магнезиальности граната и кордиерита за счет разложения последнего по реакции (II), затем должен появляться ставролит, кианит, хлорит и т.д. Всего этого не наблюдается что, очевидно, говорит о достаточно высокой скорости охлаждения и быстрой консервации массопереноса в системе.

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ СИСТЕМЫ

Для определения скорости охлаждения метаморфической системы мы располагаем детальными диффузионными профилями с хорошей воспроизводимостью (рис. 6, 7). Для их построения было использовано в общей сложности

190 полных силикатных микрозондовых анализов (на 10 элементов) с расчетом кристаллохимических формул (из-за очень большого объема в данной работе они не приводятся). На графиках представлена зависимость магнезиальности твердого раствора граната от расстояния. Диффузионный профиль в гранате на контакте с биотитом имеет наилучшую сохранность и может быть использован как эталон для расчета скорости охлаждения.

Численное моделирование диффузионной зональности выполняется на ЭВМ по программе "RC" (Герасимов, 1992). В качестве параметров использовались следующие величины: энталпия обменной реакции (IV)  $\Delta H^0 = 7844$  кал, температура начала неравновесного массообмена  $T_0 = 670^\circ\text{C}$ , энергия активации диффузии  $Q = 82460$  кал, предэкспоненциальный фактор  $D_0 = 1.662 \text{ см}^2/\text{сек}$ , исходная равновесная магнезиальность граната  $X_{\text{Mg}}^{B_1} = C_0 = 0.18$ , равновесная магнезиальность биотита  $X_{\text{Mg}}^{B_1} = 0.44$ .

Моделирование диффузионной зональности проводилось в широком диапазоне скоростей охлаждения от  $s = 0.1$  град/млн. лет до  $s = 100$  град/млн лет. Серия расчетных кривых нарисована на рис. 11. Наилучшее совпадение с эталонным профилем получено для кривой  $s = 3$  град/млн. лет, а с учетом высокого флюктуативного фона в природном диффузионном профиле окончательный результат примет вид  $s = 3 (+2/-1)$  град/млн. лет. Интересно, что похожие

результаты были получены при исследовании метапелитов Центральной Финляндии в зоне развития Свекофенского (раннепротерозойского) сегмента Балтийского щита (Lindstrom *et al.*, 1991), кроме того, скорости охлаждения того же порядка наиболее часто фигурируют в расчетах температур закрытия K-Ar системы в изотопной термохронологии (Berger, York, 1981).

Для того чтобы лучше себе представить масштабы массопереноса в условиях регрессивной температурной эволюции при отсутствии процессов роста и растворения (гидротермальных изменений, метасоматоза и т. д.), построим развертку температурного тренда во времени (рис. 12) и сравним два изотермических состояния –  $670^\circ\text{C}$  и  $470^\circ\text{C}$ , которые охватывают петрологически значимый интервал температур. Из модельного графика следует, что за время около 100 млн. лет температура упала на  $200^\circ\text{C}$ , скорость охлаждения уменьшилась в 2 раза, а величина коэффициента объемной диффузии в гранате уменьшилась примерно в 140000 раз. Выберем характерный интервал времени, в пределах которого процесс можно считать изотермическим. Например, при температуре  $670^\circ\text{C}$  за время 1 млн. лет температура

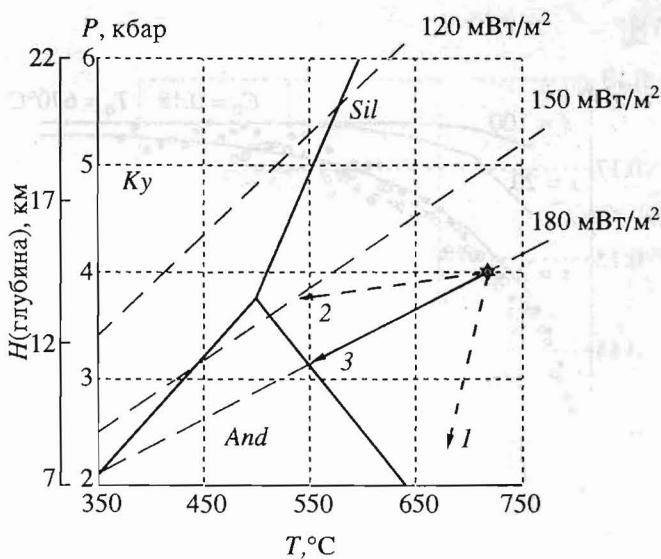


Рис. 10. Термодинамическая эволюция метаморфизма Воронежского кристаллического массива.

Обозначены поля устойчивости силикатов глинозема (*Ky*, *Sil*, *And*), нанесены линии постоянного теплового потока (геотермы). Стрелками показаны гипотетические варианты регрессивной эволюции (см. текст): 1 – изотермическая декомпрессия, 2 – изобарическое остывание, 3 – аплифт вдоль геотермы. Максимальные параметры метаморфизма зафиксированы при давлении 4 кбар и температуре около  $730^\circ\text{C}$  по *Grt-Crd* паре (звездочка на диаграмме). Начало тренда ложится на геотерму с тепловым потоком  $180 \text{ мВт}/\text{м}^2$  (геотермический градиент около 50 град/км). При начальной скорости остывания 3 град/млн. лет скорость подъема вдоль геотермы составит приблизительно  $0.03 \text{ км}/\text{млн. лет}$ , а время подъема с глубины  $H = 15 \text{ км} - 0.5 \text{ млрд. лет}$

уменьшится всего на  $3^\circ\text{C}$  (поскольку  $s = 3$  град/млн. лет), тогда можно воспользоваться изотермическим приближением для оценки величины среднего квадрата смещения диффундирующих атомов в виде параболической зависимости:

$$x^2 \approx kDt.$$

Если за время 1 млн. лет при температуре  $670^\circ\text{C}$  в гранате продиффундировало некоторое количество магния, то аналогичный вклад в массоперенос при температуре  $470^\circ\text{C}$  будет достигнут только за время 140 млрд. лет, что вытекает из соотношения коэффициентов диффузии ( $D^{670}/D^{470} \approx 140000$ ). Практически это означает, что если бы даже режим остывания изменился и метаморфический комплекс консервировался на миллиарды лет при температуре  $470^\circ\text{C}$ , то и тогда бы это не внесло никаких изменений в картину диффузионного массообмена между минералами, которая к этому моменту была уже завершена. Таким образом, с точки зрения реконструкции температурного режима диффузионный профиль в гранате в нашем случае несет информацию о динамике остывания главным образом в пределах

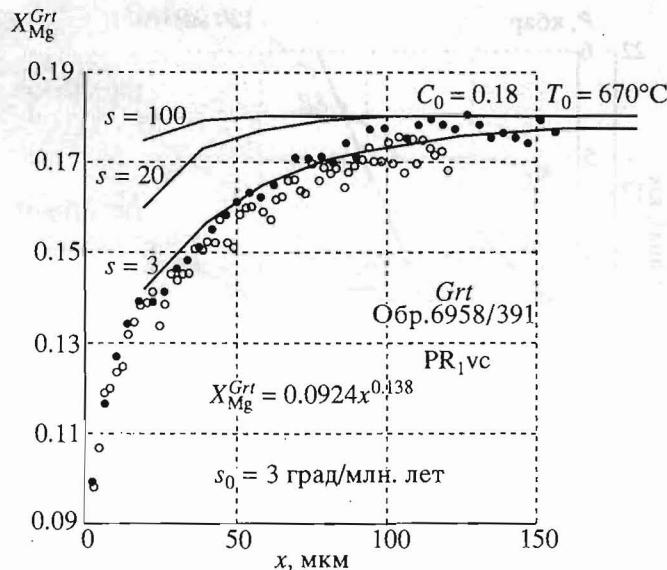


Рис. 11. Моделирование на ЭВМ ретроградной диффузионной зональности в гранате для случая неравновесной обменной реакции с биотитом.

Расчетные кривые распределения концентраций для разных начальных скоростей охлаждения ( $s$ ) совмещены с микрозондовым профилем. Наилучшее совпадение достигнуто при скорости охлаждения  $s = 3$  град/млн. лет и температуре закрытия системы  $T_0 = 670^\circ\text{C}$  (по биотит-гранатовому термометру).

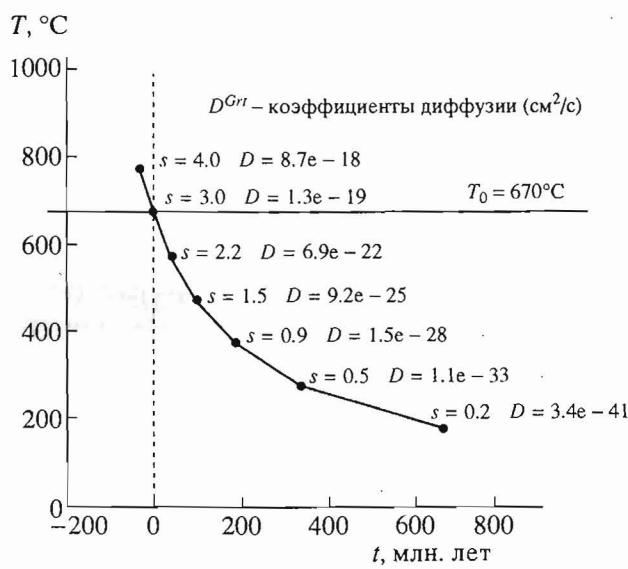


Рис. 12. Динамика остывания метапелитов воронцовской серии (PR<sub>vc</sub>) Воронежского кристаллического массива, модельная экстраполяция (обр. 6958/391). На линейном участке графика в интервале 670 - 370°C за время около 180 млн. лет скорость охлаждения уменьшилась втрое, а скорость диффузии в гранате почти в миллиард раз.

первой сотни градусов температурной эволюции с момента закрытия системы, а остальная часть тренда является модельной экстраполяцией и иллюстрирует лишь общую тенденцию монотонного остывания. В этой связи для нас наиболее важен линейный участок графика точки,  $T_0 = 670^\circ\text{C}$ , которая наилучшим образом характеризует геотермический режим на протяжении первых миллионов лет регressiveвой эволюции. С одной стороны, это выглядит как некоторое модельное ограничение, но с другой, придает необходимую строгость исследованию.

### ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Теперь, когда определена скорость температурной эволюции системы и не установлено явных признаков изобарического охлаждения и субизотермической декомпрессии, остается рассмотреть промежуточный вариант субгеотермального аплифта. Этот вариант подразумевает, что в условиях регионального метаморфизма тепловой поток в протоплатформенном блоке меняется довольно слабо, и регressiveвая температурная эволюция является в значительной мере результатом аплифта. Причем в  $P$ - $T$  координатах такой подъем будет происходить строго вдоль линии постоянного теплового потока, т.е. вдоль геотермы (рис. 10). Начало тренда зафиксировано по термобарическим оценкам в точке  $T = 730^\circ\text{C}$  и  $P = 4$  кбар, что приблизительно соответствует положению геотермы с тепловым потоком 180 мвт/м<sup>2</sup>, тогда как современный тепловой поток для древних щитов и платформ в 4 - 5 раз меньше (Любимова и др., 1983).

Поскольку тренд  $P$ - $T$  эволюции лежит на линии постоянного теплового потока и начальная скорость охлаждения составляет 3 град/млн. лет, нетрудно рассчитать скорость подъема блока (точнее ее вертикальную составляющую). Она приблизительно равна 0.03 км/млн. лет, и, следовательно, для равномерного подъема с глубины  $H = 15$  км потребуется как минимум 0.5 млрд. лет. В соответствии с модельным графиком (рис. 12) температура на глубине 300 м (точка отбора образца по скважине) должна уменьшиться при этом до 200°C. Такая оценка, конечно, является грубой экстраполяцией, но она однозначно указывает на то, что при существенно более медленном подъеме (в случае возобладания субизобарических тенденций) для завершения аплифта не осталось бы времени, поскольку в фанерозое начинается платформенный этап развития Воронежского кристаллического массива и интенсивные вертикальные движения прекращаются. Все это говорит в пользу субгеотермического варианта  $P$ - $T$  эволюции блока в раннем протерозое, однако модель не исключает появления субизобарической ветви тренда на поздней стадии протоплатфор-

менной эволюции Воронежского кристаллического массива, за счет постепенного уменьшения теплового потока.

С точки зрения изотопно-термохронологических исследований следует ожидать, что при столь низких скоростях охлаждения, закрытие K-Ar системы для биотита наступит в интервале температур 300 - 400°C, а для полевых шпатов - 200 - 300°C (Berger, York, 1981). В нашем случае (рис. 12) это означает, что разница во времени между термальным событием (пиком метаморфизма) и моментом "включения" изотопных часов (абсолютным возрастом) может составить 200 - 300 млн. лет. Справедливость этого утверждения предполагается проверить на следующем этапе исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта: 93-05-8034).

The research described in this publication was made possible in part by Grant No M9P300 from the International Science Foundation and Russian Government

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Аранович Л.Я., Подлесский К.К.* Равновесие гранат + + силлимант + кварц = кордиерит. I. Эксперимент и расчеты // Минерал. журн. 1982. Т. 4. № 1. С. 20 - 32.

*Герасимов В.Ю.* Экспериментальное изучение взаимодиффузии железа и магния в гранатах // ДАН СССР. 1987. Т. 295. № 3. С. 684 - 688.

*Герасимов В.Ю.* Температурная эволюция метаморфизма и обратимость минеральных равновесий. М.: Наука, 1992. 129 с.

*Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 262 с.

*Маракушев А.А.* Проблемы минеральный фаций метаморфических и метасоматических пород. М.: Наука, 1965. 367 с.

*Любимова Е.А., Любощиц В.М., Парфенюк О.И.* Численные модели тепловых полей Земли. М.: Наука, 1983. 125 с.

*Перчук Л.Л.* Равновесия пордообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 301 с.

*Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К.* Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983. 197 с.

*Савко К.А.* Петрология метаморфических пород воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив): Автoref. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1991. 15 с.

*Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K.* Geothermobarometry of high-grade metapelites: simultaneously operating reactions Eds. J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley. Evolution of Metamorphic Belts. London: Geological Society Special Publication, 1989. № 43. P. 45 - 61.

*Berger G.M., York D.* Geothermometry from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating experiments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. P. 795 - 811.

*Dodson M.H.* Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. V. 40. № 3. P. 259 - 274.

*Fonarev V.I., Graphchikov A.A., Konilov A.N.* A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // International Geology Review. 1991. V. 33. № 8. P. 743 - 783.

*Lasaga A.C.* Geospeedometry: An extension of geothermometry // Kinetics and equilibrium in geochemistry. N.Y.: Springer, 1983. V. 3. P. 81 - 114.

*Lindstrom R., Viitanen M., Juhanoja J., Holtia P.* Geospeedometry of metamorphic rocks: examples in the Rantasalmi-Sulkava and Kiuruvesi areas, eastern Finland. Biotite-garnet diffusion couples // J. Metamorphic Geol. 1991. № 9. P. 181 - 190.

*Perchuk L.L., Laurent'eva I.V., Kotelnikov A.R., Petrik I.* Comparative characteristics of the metamorphism thermodynamic re-equilibria for rocks of the Major Caucasian range and Western Carpathian // Geologicky Zbornik-Geologica Carpatika. 1984. V. 35. № 1. P. 105 - 155.

*Pollack H.N., Chapman D.S.* On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness // Tectonophysics, Amsterdam: Elsevier SPC, 1977. V. 38. P. 279 - 296.