

АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ МЕТАПЕЛИТОВЫХ ГНЕЙСОВ ОХОТСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА МЕТОДОМ МИНИМИЗАЦИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ГИББСА

О.В. Авченко, К.В. Чудненко*, З.Г. Бадрединов, О.И. Шарова

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия*

** Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

Методом минимизации термодинамического потенциала Гиббса для метapelитов охотского гранулитового комплекса решена задача моделирования реальных минеральных парагенезисов. Модельные минеральные ассоциации полностью воспроизводят состав минералов и их модальные количества в изученных породах. Этот фундаментальный факт является прямой верификацией решения поставленной задачи, что доказывает выполнение принципа локального равновесия в изученных ассоциациях и хорошую согласованность всех термодинамических данных, принятых при моделировании.

Вероятные *PT*-оценки при метаморфизме гранулитов охотского комплекса, полученные моделированием, определяются в 5.2—7.0 кбар по давлению и 620—770 °С по температуре, что соответствует приграничным условиям амфиболитовой и гранулитовой фаций. Модельные минеральные ассоциации, близкие по составу минералов и их модам реальным парагенезисам, могут быть получены на ПК Селектор с одинаковым успехом в условиях инертного и вполне подвижного поведения воды. Определены состав внешнего метаморфогенного флюида и примерное весовое отношение флюид/порода (*W/R*). Величина окислительного потенциала этого флюида близка к величине потенциала кислорода на буфере $C-CO-CO_2$ при величине *W/R* = 0.03—0.30 и низком парциальном давлении воды, изменяющемся в пределах 1.80—0.35 кбар. Охотский метаморфический комплекс не является аналогом гранулитов юга Алданского щита, поскольку для последних установлены значительно более высокие *PT*-параметры.

Моделирование, минимизация, локальное равновесие, гранулитовый метаморфизм, флюидный режим, охотский комплекс.

ANALYSIS OF PARAGENESES OF METAPELITE GNEISSES OF THE OKHOTSK GRANULITE COMPLEX BY MINIMIZATION OF GIBBS THERMODYNAMIC POTENTIAL

O.V. Avchenko, K.V. Chudnenko, Z.V. Badredinov, and O.I. Sharova

The problem of modeling of real parageneses has been solved by minimization of Gibbs thermodynamic potential for metapelites of the Okhotsk granulite complex. Model mineral assemblages completely reproduce the composition of minerals and their modal contents in the studied rocks. This fundamental fact directly verifies the solution of the problem, proving the validity of the principle of local equilibrium in the studied assemblages and the agreement of all thermodynamic data accepted on the modeling.

The pressure and temperature during the metamorphism of granulites of the Okhotsk complex, estimated by modeling, are 5.2–7.0 kbar and 620–770 °C, which corresponds to the near-boundary conditions of the amphibolitic and granulitic facies. Model mineral assemblages similar to real parageneses in the composition of minerals and their modes can be successfully obtained with the Selektor software under conditions of both inert and moving water. The composition of the external metamorphic fluid and the approximate weight ratio of fluid to rock have been determined. The oxidation potential of this fluid is similar to the potential of oxygen at the buffer $C-CO-CO_2$ if the fluid/rock ratio is 0.03–0.30 and the low partial pressure of water varies from 1.80 to 0.35 kbar. The Okhotsk metamorphic complex is not an analog of the granulites of the southern Aldan Shield, because considerably higher pressure and temperature are typical of the latter.

Modeling, minimization, local equilibrium, granulite metamorphism, fluid regime, Okhotsk complex

ВВЕДЕНИЕ

Под анализом минеральных парагенезисов методом минимизации потенциала Гиббса нами понимается задача создания (вычисления) на данном химическом составе породы на программном комплексе Селектор [Чудненко, 2010] минеральной ассоциации, полностью совпадающей по набору, количеству и составу минералов с реально наблюдаемым парагенезисом, принимаемым по ряду признаков за

равновесный. Получаемое решение возможно только при вполне определенных *PT*-параметрах и составе флюида, и таким образом данный подход позволяет вычислить условия образования реальной минеральной ассоциации. Главная цель статьи состоит в демонстрации нового способа нахождения равновесного минерального состава методом минимизации потенциала Гиббса на основе сравнения природного образца с модельным составом, который ранее нами не применялся [Авченко и др., 2009]. Дальнейшая разработка данного метода дает возможность вычисления реальных минеральных ассоциаций на ПК Селектор в автоматическом режиме, доступном широкому кругу пользователей. Предлагаемый подход не предусматривает построения псевдосекций, реализованного в программе THERMOCALC [Powell et al., 1998], а представляет собой оригинальный метод оценки условий образования минеральных ассоциаций. Улучшенная методология моделирования реальных минеральных ассоциаций рассматривается на примере охотских гранулитов, что дает возможность получить уточненные оценки условий парагенезисов этих пород и новые результаты в отношении состава внешнего флюида и возможной величины отношения флюид/порода.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Охотский срединный массив расположен в системе мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области, в ее юго-западной части (рис. 1). В строении массива участвуют глубокометаморфизованные докембрийские породы, слагающие его фундамент, и неметаморфизованные осадочные образования позднего докембрия, палеозоя и мезозоя, залегающие с несогласием на кристаллическом массиве и образующие его чехол. Собственно метаморфические породы известны на Охотском массиве в пределах трех поднятий: Охото-Кухтуйском, Верхнемайском и Юровском [Гринберг, 1969]. Наиболее крупным и относительно хорошо изученным из них является Охото-Кухтуйское поднятие, его характеристика приводится ниже.

Древнейшие породы Охото-Кухтуйского поднятия объединены в охотский метаморфический комплекс. По нашим данным [Авченко, 1977], комплекс слагает крупный антиклинорий меридионального простирания, западное крыло которого обнажено в рассматриваемом поднятии. Это крыло Майманчанским разломом субмеридионального простирания разбито на два блока: Ягельский (к западу от разлома) и Кухтуйский (восточнее его). Литология обоих блоков различается и между собой несопоставима. Так, в Кухтуйском (восточном) блоке наблюдаются кальцифиры, мраморы, гранатовые амфиболиты, высокожелезистые породы эвлизитовой серии, неизвестные в Ягельском блоке. Среди метаморфических пород охотского комплекса выделяются четыре петрохимические группы: 1) богатые кальцием кристаллические сланцы и гнейсы; 2) бедные кальцием гнейсы и сланцы; 3) кварциты, железистые эвлизиты и марганцовистые гондиты; 4) мраморы и кальцифиры.

Наиболее распространены в охотском комплексе породы первой группы, сложенные гранат-пироксен-амфиболовыми и двупироксен-амфиболовыми кристаллосланцами, амфиболитами и биотит-амфиболовыми гнейсами. Породы второй группы представлены гранат-биотитовыми, биотитовыми, гранат-биотит-силлиманитовыми, гранат-биотит-гиперстеновыми гнейсами и сланцами, их значительно меньше по объему, чем пород первой группы. Наименее распространены породы третьей группы, образующие обычно маломощные прослои в бассейне левобережья р. Кухтуй, протягивающиеся тем не менее с перерывами на целые километры по простиранию. Мощные (до 200 м) толщи мраморов и кальцифиринов (четвертая петрохимическая группа) наблюдались главным образом только в бассейне ключей Мар и Хоронджа (левобережье р. Кухтуй). Редкие линзы этих пород иногда встречаются в бассейне левобережья р. Охота. Спорадически и в основном только в бассейне р. Охота (ключи Ягель, Хурун) в охотском комплексе отмечаются метамагматические породы, представленные чарнокитами, эндробитами и мангеритами. В поле такие породы картируются в виде прослоев и куполов. Довольно часто в охотском комплексе наблюдались синметаморфические граниты, плагиограниты и мясокрасные микроклиновые мономинеральные пегматиты. Мощность пегматитовых жил может достигать 3 м. Граниты и плагиограниты развиваются обычно по гнейсовому субстрату и могут образовывать самостоятельные пласты, линзы и маломощные жилы.

Результаты Pb-Pb и Th-Pb изохронного исследования кристаллосланцев охотского комплекса варьируют от 1100 ± 500 до 4100 ± 400 млн лет [Корольков и др., 1974]. Кроме того, известна Rb-Sr изохрона в 2115 млн лет, полученная по 11 пробам гнейсов, эндробитов и чарнокитов [Давыдов и др., 1988]. Очень тщательно выполненные K-Ar датировки биотитов из гранат-биотитовых гнейсов (три образца) показали диапазон возраста в 1900—2090 млн лет (определения А. Игнатъева, ДВГИ ДВО РАН, неопубликованные данные). Последние работы по геохронологии охотского комплекса на Кухтуйском поднятии проводили В.К. Кузьмин с соавторами [Кузьмин и др., 2005]. Они на основе геохимии и электронной микроскопии выделили четыре генерации цирконов и установили их изотопный возраст методом SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Возраст субконкордантных цирконов первой и второй

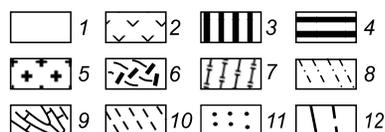
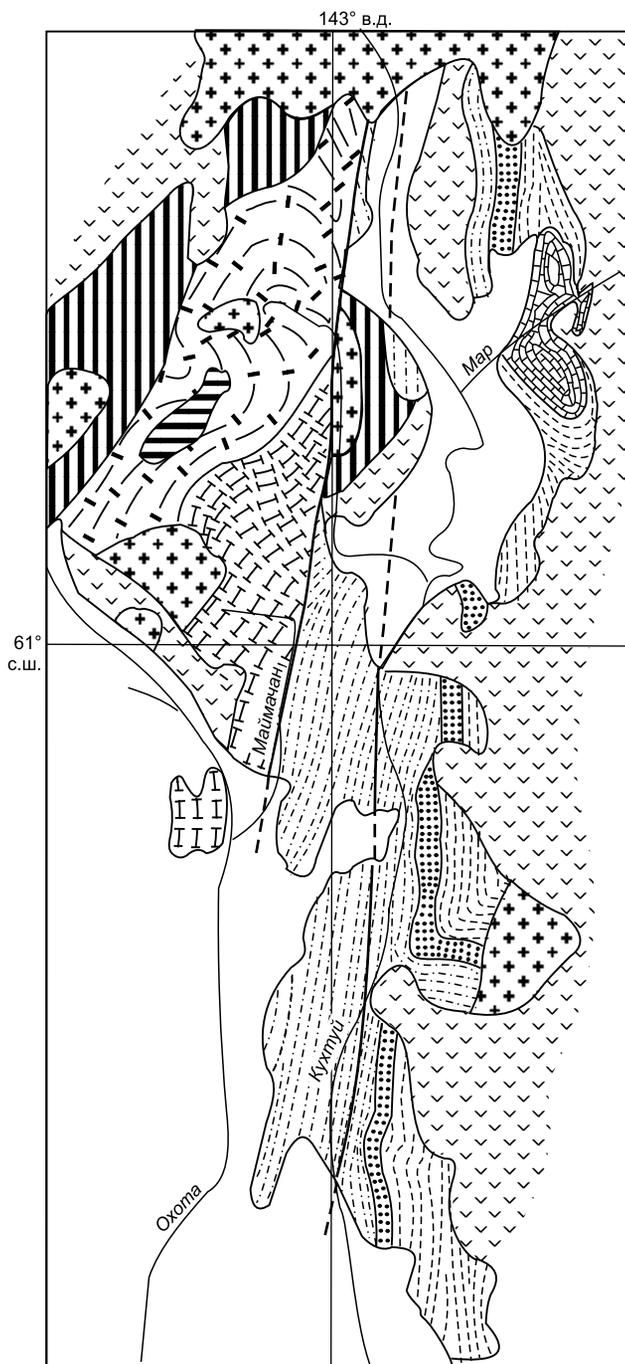


Рис. 1. Схематическая геологическая карта охотского метаморфического комплекса (составлена О.В. Авченко с привлечением материалов [Гринберг, 1969; Вельдяков, Песков, 1973]).

1 — четвертичные отложения; 2—4 — вулканогенно-осадочные толщи: 2 — меловые вулканогенные толщи, 3 — нижневерхнемезозойские осадочные породы, 4 — рифейские осадочные породы; 5 — позднемезозойские гранитоиды; 6—11 — метаморфические породы охотского комплекса: 6, 7 — ягельский блок: 6 — основные двупироксеновые сланцы, амфиболиты; 7 — гранат-биотитовые гнейсы, двупироксеновые сланцы, амфиболиты; 8—11 — кухтуйский блок: 8 — амфибол-биотитовые гнейсы, двупироксеновые сланцы, амфиболиты; 9 — мраморы, кальцифиры; 10 — гранатовые амфиболиты, амфиболиты, двупироксеновые сланцы, гранат-биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом, кварцитами, 11 — горизонт высокожелезистых пород эвлизитовой серии; 12 — тектонические нарушения.

генераций, равный 3.6—3.5 млрд лет, связывается этими авторами с временем проявления в данном регионе древнейшего основного магматизма, формирование цирконов третьей генерации, возрастом 3.3—3.4 млрд лет, происходило на этапе раннего гранулитового метаморфизма, наконец, дискордантные цирконы четвертой генерации образовывались на заключительных регрессивных стадиях охотского метаморфизма в интервале 2.8—1.4 млрд лет.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ состава пород и минералов осуществлялся в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Химический анализ минералов выполнялся на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100. Оценка содержаний петрогенных компонентов в породах производилась методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICAP 6500 Duo. Определение содержаний H_2O , п.п.п., SiO_2 выполнено методом гравиметрии. Шлифы и аншлифы изучались в Аналитическом

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ВАРИАЦИИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ

Проведенные ранее работы показали, что охотский комплекс является примером наложения амфиболитовой фации метаморфизма на высокотемпературные минеральные ассоциации, образованные в условиях гранулитовой фации. Основанием для этого вывода послужили региональная амфиболитизация основных гранат-двопироксеновых метабазитов, ретроградная зональность гранатов, разнообразные реакционные структуры, развитые как в метабазитах, так и в метапелитах, а также низкотемпературная калишпатизация, наиболее ярко проявленная в метапелитах в виде сети тончайших жилок [Авченко, 1977]. В этой статье мы делаем акцент на моделирование минеральных ассоциаций первого (гранулитового) этапа метаморфизма, поэтому попытались отобрать и изучить образцы, в наименьшей степени затронутые поздними процессами. Однако и в этом материале обнаруживаются следы ретроградных процессов. В приводимом ниже петрографическом очерке обращается внимание на неоднородность состава биотита, иногда плагиоклаза и ретроградную зональность граната. Все эти признаки свидетельствуют о частичной перекристаллизации минеральных ассоциаций при более низких температурах.

Обр. А-433-1 — гранат-биотитовый гнейс с частично перекристаллизованным кварцем. Основной минеральный парагенезис — Grt+Bt+Pl+Kfs+Qz¹. Аксессуары — циркон, монацит, апатит. Отмечены единичные мелкие вкрапления кальцита. Состав граната в целом выдержан по всему аншлифу: $X_{Fe}^{Grt} = 0.79$, $X_{Ca}^{Grt} = 0.04$ — 0.047 , $X_{Mn}^{Grt} = 0.01$ — 0.016 , но самые краевые зоны граната немного более железистые ($X_{Fe}^{Grt} = 0.84$) и марганцовистые ($X_{Mn}^{Grt} = 0.02$) (табл. 1). Титанистость биотита меняется в широких пределах, биотит в основной массе породы содержит до 4.42 мас. % титана, тогда как чешуйки биотита, примыкающие к гранату или находящиеся внутри кристаллов граната, менее титанистые ($TiO_2 = 2.5$ — 2.8 мас. %) (см. табл. 1). Более титанистые биотиты в то же время более железистые, чем менее титанистые биотиты ($X_{Fe}^{Bt} = 0.48$ у первых, против $X_{Fe}^{Bt} = 0.41$ — 0.44 у вторых). Плагиоклаз в основной массе породы более основной ($X_{An} = 0.31$), тогда как плагиоклаз, контактирующий с гранатом, значительно более кислый ($X_{An} = 0.22$).

Обр. 441-г — гранат-биотит-силлиманитовый кварцит. Главный минеральный парагенезис — Grt+Bt+Sil+Qz. Аксессуары — циркон, апатит и иттриалит. В тонких прожилках, примыкающих к гранату, наблюдается калишпат, хлорит и биотит. Краевые зоны граната более железистые ($X_{Fe}^{Grt} = 0.85$) и марганцовистые ($X_{Mn}^{Grt} = 0.05$), чем срединные части ($X_{Fe}^{Grt} = 0.80$ — 0.75 , $X_{Mn}^{Grt} = 0.03$ — 0.05) (см. табл. 1). Титанистость и железистость биотита меняются в широких пределах; биотит в основной массе породы содержит до 2.87 мас. % TiO_2 , тогда как чешуйки биотита, примыкающие к гранату или находящиеся внутри кристаллов граната и в мелких трещинках, менее титанистые ($TiO_2 = 1.0$ — 1.5 мас. %). Более титанистые биотиты в то же время более железистые, чем менее титанистые биотиты ($X_{Fe}^{Bt} = 0.49$ — 0.52 у первых, против $X_{Fe}^{Bt} = 0.42$ — 0.43 у вторых).

Обр. 251-А — гранат-биотит-силлиманитовый гнейс. Ведущий парагенезис — Grt+Pl+Bt+Kfs+Sil+Qz. Аксессуары — циркон, апатит, ильменит без структур распада и зеленая цинк-содержащая шпинель. Зональность в гранате развита слабо, железистость его меняется в небольших пределах ($X_{Fe}^{Grt} = 0.65$ — 0.69). Биотит в матрице породы более железистый ($X_{Fe}^{Bt} = 0.33$) и титанистый, чем биотит, примыкающий к гранату или находящийся внутри кристаллов граната ($X_{Fe}^{Bt} = 0.27$). Калишпат содержит пертитовые вставки альбита.

Обр. А-218 — гранат-пироксеновый гранулит с основным парагенезисом Grt+Opx+Pl+Kfs+Qz+Ilm. Особенностью этой породы является отсутствие парагенетичного биотита. Отдельные редкие чешуйки очень высокожелезистого биотита ($X_{Fe}^{Bt} = 0.60$) наблюдаются только вокруг ильменита. Ортопироксен и плагиоклаз выдержаны по составу. Железистость ортопироксена изменяется в пределах 0.40—0.43, а $X_{An} = 0.33$ — 0.36 . Железистость граната варьирует в пределах 0.71—0.75, причем центры кристаллов более магнизиальны, чем края. Сульфиды — пирротин, халькопирит, сфалерит, а также хлорит наблюдаются в микротрещинках породы. Ильменит с примесью ванадия не содержит структур распада.

Обр. А-138 представляет собой высокожелезистый эвлизит, состоящий из магнетита, кварца, граната, ортопироксена, плагиоклаза, биотита, небольших количеств калишпата, зеленой шпинели, апатита, ильменита и амфибола. Зеленая цинк-содержащая шпинель и синевато-зеленый амфибол образуют редкие вкрапления в гранате. Характерным для этой породы является высокое содержание титансодержащего магнетита. Железистость и кальциевость граната изменяются в узких пределах ($X_{Fe}^{Grt} = 0.79$ —

¹ Индексы минералов: Grt — гранат, Bt — биотит, Pl — плагиоклаз, Kfs — калиевый полевошпат, Qz — кварц, Sil — силлиманит, Opx — ортопироксен, Amp — амфибол, Spl — шпинель, Ilm — ильменит, Mag — магнетит, Ap — апатит, Cal — кальцит, Ab — альбит, An — андезит, Cpx — клинопироксен, по [Whitney, Evans, 2010].

Таблица 1.

**Химический состав и кристаллохимические формулы минералов
из метapelитов охотского метаморфического комплекса**

Компонент	A-433-1						251-A						
	Grt-c	Bt-matr	Pl-matr	Grt-r	Bt-k	Pl	Grt-c	Bt-matr	Pl-matr	Sil	Kfs	Grt-r	Bt-k
	I	I	I	II	II	II	I	I	I	I	I	II	II
SiO ₂ , мас. %	36.98	34.34	58.7	35.98	34.57	58.8	38.31	35.78	60.24	36.08	61.63	37.84	37.07
TiO ₂	0.0	4.21	0.0	0.0	2.51	0.0	0.0	4.82	0.0	0.68	0.0	0.0	3.53
Al ₂ O ₃	21.30	17.15	23.86	20.86	18.44	24.07	21.25	15.89	23.65	62.01	18.00	20.6	16.08
FeO	33.22	17.35	0	35.49	15.30	0.0	26.92	12.21	0.0	0.78	0.0	27.95	10.69
MnO	0.5	0	0	0.88	0.0	0.0	1.43	—	0.0	0.0	0.0	1.49	0.0
MgO	4.96	10.5	0	3.59	12.44	0.0	8.07	13.72	0.0	0.0	0.0	7.06	15.90
CaO	1.63	0	6.22	1.37	0.0	5.86	1.05	0.0	5.05	0.0	0.0	0.71	0.0
Na ₂ O	0.0	0.0	7.62	0.0	0.0	7.89	0.0	0.0	8.49	0.0	1.99	0.0	0.0
K ₂ O	0.0	9.93	0.37	0.0	9.92	0.34	0.0	9.49	0.19	0.0	13.43	0.0	9.26
Сумма	98.59	93.48	96.77	98.17	93.18	96.96	97.03	91.91	97.62	99.05	95.05	95.65	92.92
Si, ф.ед.	2.975	2.663	2.701	2.943	2.656	2.699	3.043	2.74	2.737	0.983	2.978	3.068	2.776
Ti	0.0	0.246	0.0	0.0	0.145	0.0	0.0	0.278	0.0	0.014	0.0	0.0	0.199
Al	2.02	1.568	1.294	2.011	1.670	1.302	1.989	1.434	1.267	1.992	1.025	1.968	1.419
Fe ⁺²	2.206	1.125	0.0	2.324	0.983	0.0	1.788	0.782	0.0	0.018	0.0	1.895	0.669
Fe ⁺³	0.029	0.0	0.0	0.104	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn	0.034	0.0	0.0	0.061	0.0	0.0	0.096	0.0	0.0	0.0	0.0	0.102	0.0
Mg	0.595	1.214	0.0	0.438	1.425	0.0	0.956	1.567	0.0	0.0	0.0	0.853	1.775
Ca	0.141	0.0	0.307	0.12	0.0	0.288	0.089	0.0	0.246	0.0	0.0	0.062	0.0
Na	0.0	0.0	0.680	0.0	0.0	0.702	0.0	0.0	0.748	0.0	0.186	0.0	0.0
K	0.0	0.983	0.022	0.0	0.972	0.02	0.0	0.927	0.011	0.0	0.828	0.0	0.885
X _{Fe} ^{Grt}	0.79	—	—	0.84	—	—	0.65	—	—	—	—	0.69	—
X _{Ca} ^{Grt}	0.047	—	—	0.041	—	—	0.030	—	—	—	—	0.021	—
X _{An} ^{Pl}	—	—	0.31	—	—	0.29	—	—	0.25	—	—	—	—
X _{Fe} ^{Bt}	—	0.48	—	—	0.41	—	—	0.33	—	—	—	—	0.27

Компонент	A-234-1							A-208							
	Grt-c	Grt-c	Bt-matr	Pl-matr	Opx	Grt-r	Bt-k	Grt-c	Grt-c	Bt-matr	Pl-matr	Grt-r	Pl-int	Bt-int	Bt-matr
	I	I	I	I	I	II	II	I	I	I	I	II	II	II	II
SiO ₂ , мас. %	37.92	37.31	36.53	60.37	48.83	37.23	37.29	37.77	38.2	36.62	59.97	37.87	60.94	36.4	36.99
TiO ₂	0.0	0.0	4.56	0.0	0.0	0.0	3.41	0.0	0.0	2.88	0.0	0.0	0.0	4.07	2.38
Al ₂ O ₃	21.25	20.64	14.04	23.75	2.32	20.492	13.93	21.3	21.2	15.88	25.59	21.33	24.19	17.01	16.89
FeO	31.79	32.84	17.3	0.0	31.98	34.55	17.38	30.9	31.54	15.52	0.0	33.48	0.56	12.26	14.28
MnO	0.81	1.09	0.0	0.0	0.0	1.00	0.0	0.53	0.47	0	0.0	0.56	0.0	0.0	0.0
MgO	6.74	5.61	12.17	0.0	15.51	4.52	13.32	7.35	6.91	13.45	0.0	5.58	0.0	14.96	14.86
CaO	1.59	1.72	0.0	5.89	0.0	1.35	0.0	1.46	1.5	0	6.82	1.4	3.55	0.0	0.0
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	7.91	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.63	0.0	8.17	0.0	0.0
K ₂ O	0.0	0.0	10.23	0.27	0.0	0.0	10.07	0.0	0.0	10.76	0.23	0.0	1.86	10.11	10.12
Сумма	100.1	99.21	94.83	98.19	98.64	99.14	95.4	99.31	99.82	95.11	100.24	100.22	99.27	94.81	95.52
Si, ф.ед.	2.974	2.978	2.793	2.73	1.926	2.999	2.826	2.97	3.00	2.768	2.665	2.991	2.736	2.705	2.75
Ti	0.0	0.0	0.262	0.0	0.0	0.0	0.194	0.0	0.0	0.164	0.0	0.0	0.0	0.227	0.133
Al	1.965	1.942	1.265	1.266	0.108	1.945	1.244	1.97	1.96	1.415	1.34	1.985	1.28	1.49	1.48
Fe ⁺²	1.999	2.09	1.106	0.0	1.014	2.272	1.102	1.951	2.033	0.981	0.0	2.178	0.0	0.762	0.888
Fe ⁺³	0.087	0.102	0.0	0.0	0.041	0.056	0.0	0.082	0.038	0.0	0.0	0.033	0.019	0.0	0.0

Компонент	A-234-1							A-208							
	Grt-c	Grt-c	Bt-matr	Pl-matr	Opx	Grt-r	Bt-k	Grt-c	Grt-c	Bt-matr	Pl-matr	Grt-r	Pl-int	Bt-int	Bt-matr
	I	I	I	I	I	II	II	I	I	I	I	II	II	II	II
Mn	0.054	0.074	0.0	0.0	0.0	0.068	0.0	0.035	0.031	0.0	0.0	0.037	0.0	0.0	0.0
Mg	0.788	0.668	1.387	0.0	0.912	0.543	1.505	0.862	0.809	1.515	0.0	0.657	0.0	1.658	1.647
Ca	0.134	0.147	0.0	0.285	0.0	0.117	0.0	0.123	0.126	0.0	0.325	0.118	0.171	0.0	0.0
Na	0.0	0.0	0.0	0.694	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.657	0.0	0.711	0.0	0.0
K	0.0	0.0	0.998	0.016	0.0	0.0	0.974	0.0	0.0	1.038	0.013	0.0	0.107	0.959	0.96
X_{Fe}^{Grt}	0.72	0.76	—	—	—	0.81	—	0.69	0.72	—	—	0.77	—	—	—
X_{Ca}^{Grt}	0.045	0.049	—	—	—	—	—	0.041	0.042	—	—	0.039	—	—	—
X_{An}^{Pl}	—	—	—	0.29	—	—	—	—	—	—	0.33	—	0.17	—	0.35
X_{Fe}^{Bt}	—	—	0.44	—	—	—	0.42	—	—	0.39	—	—	—	0.31	—
X_{Fe}^{Opx}	—	—	—	—	0.53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Компонент	A-138													
	Grt-c	Grt-c	Opx	Opx	Bt-matr	Bt-matr	Pl-matr	Pl-matr	Mag	Ilm	Kfs	Amp	Spl	
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	
SiO ₂ , мас. %	37.5	37.12	50.13	50.29	35.44	36.18	55.54	56.95	0.0	0.0	64.83	41.32	0	
TiO ₂	0	0	0	0	4.57	3.88	0	0	0.59	51.94	0	1.00	3.47	
Al ₂ O ₃	20.66	20.88	1.5	1.48	15.00	14.72	27.27	26.48	0.0	0.0	18.18	11.8	53.46	
FeO	29.26	30.15	30.72	31.01	17.3	17.98	0.51	0	90.38	41.04	0	19.00	31.05	
MnO	2.66	2.14	0.66	0.74	0	0	0	0	0.0	6.47	0	0	0.71	
MgO	3.62	4.01	15.81	16.16	12.11	12.08	0	0	0.0	0.0	0	9.19	4.49	
CaO	5.89	5.74	0.63	0.45	0	0	10.05	8.98	0.0	0.0	0	11.37	0	
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	5.8	6.36	0.0	0.0	0.86	1.21	0	
K ₂ O	0	0	0	0	10.17	9.93	0	0	0.0	0.0	16.10	1.62	0	
Сумма	99.59	100.04	99.45	100.13	94.59	94.77	99.17	98.77	91.3	99.45	100.6	96.51	101.14	
Si, ф.ед.	2.992	2.944	1.96	1.95	2.72	2.771	2.521	2.581	0	0	2.995	6.3	0	
Ti	0	0	0	0	0.264	0.224	0	0	0.017	0.991	0	0.12	0.07	
Al	1.943	1.951	0.07	0.068	1.36	1.329	1.459	1.415	0	0	0.99	2.14	2	
Fe ⁺²	1.878	1.838	0.989	0.973	1.111	1.152	0	0	1.017	0.852	0	1.766	0.741	
Fe ⁺³	0.074	0.161	0.014	0.033	0	0	0.017	0	1.928	0.019	0	0.613	0.	
Mn	0.180	0.144	0.022	0.024	0	0	0	0	0	0.139	0	0	0.017	
Mg	0.431	0.474	0.921	0.934	1.386	1.38	0	0	0	0	0	2.074	0.191	
Ca	0.503	0.488	0.026	0.019	0	0	0.489	0.436	0	0	0	1.83	0	
Na	0	0	0	0	0	0	0.51	0.559	0	0	0.077	0.34	0	
K	0	0	0	0	0.996	0.97	0	0	0	0	0.949	0.32	0	
X_{Fe}^{Grt}	0.81	0.79	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
X_{Ca}^{Grt}	0.17	0.17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
X_{An}^{Pl}	—	—	—	—	—	—	0.49	0.44	—	—	—	—	—	
X_{Fe}^{Bt}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
X_{Fe}^{Opx}	—	—	0.52	0.51	0.44	0.45	—	—	—	—	—	—	—	

Компонент	A-218						441-г						
	Grt-c	Grt-c	Opx	Pl	Ilm	Kfs	Grt-c	Bt-matr	Kfs	Grt-r	Bt-k	Bt-k	Bt-k
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	II	II	II	II
SiO ₂ , мас. %	38.14	38.64	51.83	59.59	0.0	63.26	36.75	34.15	64.25	35.53	34.77	34.47	35.4
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	48.4	0.52	0.0	2.87	0.0	0.0	1.17	1.49	0.93
Al ₂ O ₃	21.14	21.24	1.94	25.24	0.0	18.59	20.87	17.46	17.83	19.98	18.42	18.6	18.26
FeO	29.7	29.11	25.21	0.0	49.28	0.0	33.51	18.6	0.0	35.48	18.18	17.67	16.25
MnO	0.4	0.36	0.0	0.0	0.0	0.0	1.76	0.0	0.0	2.25	0.0	0.0	0.0
MgO	5.97	6.6	19.68	0.0	0.0	0.0	5.06	9.79	0.0	3.33	11.56	11.07	12.67
CaO	4.04	4.26	0.3	7.04	0.0	0.0	0.55	0.0	0.0	0.93	0.0	0.0	0.0
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	7.22	0.0	1.18	0.0	0.0	1.11	0.0	0.0	0.0	0.0
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.29	0.0	14.73	0.0	10.27	15.25	0.0	8.71	9.5	9.93
Сумма	99.39	100.21	98.96	99.38	98.66	98.28	98.5	93.14	98.44	97.5	92.81	92.8	93.44
Si, ф.ед.	3.0	3.0	1.97	2.67	0.0	2.965	2.97	2.68	3.00	2.942	2.696	2.68	2.718
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.929	0.018	0.0	0.169	0.0	0.0	0.068	0.087	0.054
Al	1.965	1.95	0.087	1.33	0.0	1.027	1.988	1.615	0.98	1.95	1.683	1.705	1.652
Fe ⁺²	1.938	1.864	0.801	0.0	0.929	0.0	2.192	1.221	0.0	2.291	1.179	1.15	1.043
Fe ⁺³	0.021	0.032	0.0	0.0	0.123	0.0	0.073	0.0	0.0	0.166	0.0	0.0	0.0
Mn	0.027	0.024	0.0	0.0	0.0	0.0	0.12	0.0	0.0	0.158	0.0	0.0	0.0
Mg	0.702	0.766	1.115	0.0	0.0	0.0	0.61	1.145	0.0	0.411	1.336	1.284	1.45
Ca	0.341	0.355	0.012	0.338	0.0	0.0	0.048	0.0	0.0	0.083	0.0	0.0	0.0
Na	0.0	0.0	0.0	0.627	0.0	0.107	0.0	0.0	0.10	0.0	0.0	0.0	0.0
K	0.0	0.0	0.0	0.017	0.0	0.881	0.0	1.028	0.91	0.0	0.862	0.943	0.972
X_{Fe}^{Grt}	0.73	0.71	—	—	—	—	0.78	—	—	0.85	—	—	—
X_{Ca}^{Grt}	0.11	0.12	—	—	—	—	0.016	—	—	0.028	—	—	—
X_{An}^{Pl}	—	—	—	0.35	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X_{Fe}^{Bt}	—	—	—	—	—	—	—	0.52	—	—	0.49	0.47	0.42
X_{Fe}^{Opx}	—	—	0.42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. $X_{Fe}^{Grt} = (Fe^{+2} + Fe^{+3}) / (Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mg)$, $X_{Ca}^{Grt} = Ca / (Ca + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mg + Mn)$, $X_{Fe}^{Bt} = Fe^{+2} / (Fe^{+2} + Mg)$, $X_{An}^{Pl} = [Ca / (Ca + Na)] \cdot 100$, $X_{Fe}^{Opx} = (Fe^{+2} + Fe^{+3}) / (Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mg)$, $X_{Al}^{Bt} = Al / (Al + Si + Ti + \Sigma Fe + Mg)$, $X_{Al}^{Opx} = Al / (Al + Si + \Sigma Fe + Mg + Mn)$. Grt-c — центр граната, Grt-r — край граната; Bt-matr — биотит в матрице породы, Bt-k — биотит на контакте с гранатом, Bt-int — биотит внутри кристалла граната. Обр. 138 — в магнетите присутствует $Cr_2O_3 = 0.33$ мас. %, в калишпате — $BaO = 0.71$ мас. %, в шпинеле — $ZnO = 5.17$ мас. % и $Cr_2O_3 = 2.79$ мас. %; обр. A-218 — в ильмените есть ванадий = 0.84 мас. %. Жирным шрифтом показаны параметры составов минералов, принятые при расчете моделей, римскими цифрами — ассоциации высокотемпературной (I) и низкотемпературной (II) стадий минералообразования. Объяснение см. в тексте.

0.82, $X_{Ca}^{Grt} = 0.16—0.19$). В то же время железистость биотита варьирует широко: от 0.44 до 0.50. На контакте биотита с магнетитом зафиксирован крайне железистый биотит, в котором X_{Fe}^{Bt} достигает 0.74. Железистость ортопироксена выдержана, $X_{Fe}^{Opx} = 0.50—0.53$. Состав плагиоклаза изменяется в пределах от 0.44 до 0.50 содержания анортита.

Обр. A-234-1. Главный минеральный парагенезис — Grt+Bt+Opx+Pl+Kfs+Qz. Железистость биотита изменяется от 0.52 до 0.40, причем более магнезиальные ($X_{Fe}^{Bt} = 0.40—0.44$) и менее титанистые ($TiO_2 = 4.0—4.5$ мас. %) биотиты присутствуют внутри кристаллов граната или на контакте с гранатом. В матрице породы биотиты имеют железистость 0.44—0.47 при содержании $TiO_2 = 4.5—5.6$ мас. %. Ортопироксену свойственна железистость в среднем 0.53, она колеблется от 0.51 до 0.55. Состав плагиоклаза изменяется в узких пределах, $X_{An} = 0.27—0.30$. Гранат в центральных частях более магнезиальный

($X_{Fe}^{Grt} = 0.70—0.74$), чем на краях ($X_{Fe}^{Grt} = 0.75—0.80$), кроме того, в центрах гранат несколько более кальциевый ($X_{Ca}^{Grt} = 0.05$ против $X_{Ca}^{Grt} = 0.03$).

Обр. А-208 — гранат-биотитовый гнейс с парагенезисом Grt+Bt+Pl+Kfs+Qz. Гранат зональный: в центрах он более магнезиальный ($X_{Fe}^{Grt} = 0.69—0.72$), чем на краях ($X_{Fe}^{Grt} = 0.77$). В виде включений в гранате присутствуют плагиоклаз, биотит и калиевый полевой шпат, причем плагиоклаз включений значительно более кислый ($X_{An} = 0.17$), чем плагиоклаз матрицы породы ($X_{An} = 0.33$). Биотит во включениях граната более магнезиальный ($X_{Fe}^{Bt} = 0.31$), чем в матрице породы ($X_{Fe}^{Bt} = 0.39$) (см. табл. 1).

О ВЫБОРЕ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ПИКА МЕТАМОРФИЗМА

Внимательное изучение показывает, что железомagneзиальные минералы, находящиеся в контакте, в наиболее сильной степени изменены ретроградными процессами. Например, биотит в контакте с гранатом, как показано выше, часто оказывается менее титанистым и более магнезиальным, чем биотит матрицы породы, что однозначно указывает на более низкие температуры кристаллизации этого биотита [Перчук, Рябчиков, 1976]. С другой стороны, края граната, находящиеся в контакте с ортопироксеном или биотитом, оказываются более железистыми, чем удаленные зоны, а плагиоклаз внутри кристаллов граната бывает более кислый, чем плагиоклаз матрицы породы, что также свидетельствует о более низких температурах образования контактирующих минералов. Этот вывод иллюстрируется данными из табл. 2, где приводятся гранат-биотитовые температуры образования двух стадий минералообразования. В качестве минеральных ассоциаций I стадии (высокотемпературной) берутся центры гранатов и более титанистые и железистые биотиты матрицы породы. В качестве минеральных ассоциаций II стадии (низкотемпературной) выступают края гранатов и контактирующие с ними менее титанистые и более магнезиальные биотиты. Температуры минералов (см. табл. 2), находящихся в контакте, или температуры II стадии почти на 100 °С ниже температур сосуществующих гранатов и биотитов, относимых к I стадии минералообразования. Подобные соотношения минералов объясняются с позиций ограниченного диффузионного перемещения компонентов на регрессивных стадиях преобразования породы. Находящиеся в непосредственном контакте кристаллы гранатов и биотитов значительно легче и полнее изменяют свой состав с понижением температуры, чем удаленные друг от друга зоны минералов. Последние требуют для своей даже частичной перекристаллизации на регрессивных стадиях значительных количеств флюида и длительных промежутков времени, и потому отражают более ранние (высокотемпературные) стадии гранулитового минералообразования.

О РАСЧЕТЕ МОДАЛЬНЫХ КОЛИЧЕСТВ МИНЕРАЛОВ И ЭФФЕКТИВНОГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОДЫ

Модальный состав породы рассчитывался по разработанной нами сервисной программе MC. Эта программа, описание алгоритма и примеры расчетов помещены в открытом доступе на информационном сервере ДВГИ ДВО РАН по адресу http://fegi.ru/institute/innov/461_2013_03_11_03_22_32 и опубликованы [Чудненко и др., 2014]. Расчет модального состава породы на MC производится на основе химических составов наблюдаемых минералов (см. табл. 1) и химического состава пород (табл. 3). Важным моментом программы MC являются две опции — RESIDUAL и ROCK. Первая опция позволяет оценить точность приближения рассчитанного модального состава породы к реальному, нормированному на 100 мас. %, химическому составу породы. Эта величина должна быть при хорошем расчете меньше 0.1. Вторая опция (ROCK) предназначена для обратного расчета химического состава породы по

Таблица 2. Температуры равновесий в минеральных ассоциациях I и II стадий образования по гранат-биотитовому термометру [Перчук, 1993]

Минерал	Стадия	Параметр	А-433-1		251-А		А-234-1		А-208		441-г	
			X_{Fe}^I	$T, ^\circ C$								
Grt-c	I	X_{Fe}^{Grt}	0.79	634	0.65	640	0.76	635	0.72	660	0.78	660
Bt-matr	I	X_{Fe}^{Bt}	0.48		0.33		0.44		0.39		0.52	
Grt-r	II	X_{Fe}^{Grt}	0.84	520	0.69	570	0.81	570	0.77	535	0.85	510
Bt-k	II	X_{Fe}^{Bt}	0.41		0.27		0.42		0.31		0.42	

Таблица 3. Химические составы пород охотского гранулитового комплекса

Компонент	A-433-1	441-г	251-A	A-218	138	A-234-1	A-208
SiO ₂ , мас. %	70.27	81.82	56.50	52.23	48.71	61.07	54.40
TiO ₂	0.68	0.38	1.16	1.10	0.60	0.87	0.78
Al ₂ O ₃	12.76	9.30	19.88	15.22	8.64	15.50	21.0
Fe ₂ O ₃	1.21	1.31	2.69	4.69	19.03	4.72	2.28
FeO	4.56	3.07	5.60	10.14	13.60	3.89	4.06
MnO	0.04	0.09	0.30	0.09	0.47	0.10	0.03
MgO	1.82	1.34	3.42	5.30	3.59	3.22	3.46
CaO	2.38	0.22	1.10	3.57	2.34	2.80	2.91
Na ₂ O	2.70	0.04	2.61	2.20	0.70	3.12	3.85
K ₂ O	1.82	1.02	5.95	2.57	0.99	3.81	5.96
P ₂ O ₅	0.15	0.05	0.08	0.24	0.16	0.16	0.17
П.п.п.	1.11	0.90	0.50	2.12	1.00	0.55	0.66
H ₂ O ⁺	0.00	0.05	0.00	0.12	0.13	0.07	0.10
Σ	99.50	99.59	99.79	99.59	99.96	99.88	99.66

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН, аналитик Л.И. Алексеева.

Место отбора образцов: Кухтуйский блок: обр. А-433-1, 441-г — правобережье ключа Мар, обр. 138 — левобережье р. Кухтуй; Ягельский блок: обр. А-234-1 — верховья ключа Хурун, обр. 251-А, 218, А-208 — бассейн ключа Нянага.

Таблица 4. Сопоставление модальных количеств минералов (мас. %) в природных образцах, рассчитанных по программе MC (R1, R2), с количествами минералов в моделях (M), рассчитанных по Селектору

Минерал	A-433-1			441-г			251-A			A-218			138			A-234-1			A-208		
	R1	R2	M	R1	R2	M	R1	R2	M	R1	R2	M	R1	R2	M	R1	R2	M	R1	R2	M
Grt	7.3	7.3	6.4	5.1	4.3	4	20.6	20.8	19.6	25.6	26.2	25.7	14.7	14.9	15.1	9.1	9.2	7.7	5.7	6.1	6.8
Bt	13.2	13.4	13.4	9.4	9.5	10	11.6	11.7	11.9	—	—	—	7.6	7.8	8.5	13.1	13.6	12.5	21.8	23.4	23.7
Pl	34.2	34.5	34	—	—	—	14.7	15.3	14.4	29	29.6	28	12	12.2	12.1	35.4	35.9	32	38.7	41.5	37.6
Kfs	2.8	2.9	3.7	—	—	—	33.8	34.1	35	13.5	13.8	15	1.1	1.1	1	16.2	16.1	20	22.2	23.8	28.1
Sil	—	—	—	10.5	10.9	10.5	4	5.6	5.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.9	2	0.8
Opx	—	—	—	—	—	—	—	—	19.1	19.4	19.6	13.1	13.3	11.2	6.6	6.5	8	—	—	—	—
Mat	0.8	—	—	0.6	—	—	0.4	—	—	1.5	—	—	22.5	22.9	23.6	0.4	—	—	—	—	—
Ilm	0.2	0.2	0.6	0.2	0.2	0.2	1.1	1.1	1.5	2.3	2.2	2.4	0.1	0.1	—	0.4	0.4	0.9	0.2	0.2	0.2
Ap	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.37	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4
Qz	41.2	41.6	42	73.8	75	75	8.1	11.2	11.5	8.1	8.3	8.7	27	27.4	28	17.5	17.8	17.6	2.5	2.7	2.1
Spl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.4	—	—	—	—	—	—	—	—
Cal	—	—	—	0.2	—	—	—	—	—	0.6	—	—	—	—	—	0.6	—	—	—	—	—
Ab	—	—	—	—	—	—	5.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.8	—	—
Res	0.00	0.00	—	0.01	0.00	—	0.00	—	0.3	0.00	—	0.00	0.00	—	0.00	0.00	—	0.00	0.00	—	—

Примечание. R1 — расчет по реальному химическому составу породы из табл. 1, R2 — расчет по эффективно-химическому составу породы, полученному на MC с помощью опции ROCK и показанному в табл. 2.

имеющемуся химическому составу минералов и их модальному количеству, а также позволяет провести независимый контроль расчета модального состава породы. Кроме того, на опции ROCK можно получить эффективный состав породы за вычетом любых вторичных минералов, которые могут быть в модальном составе породы. Модальный состав изученных образцов, рассчитанный по реальному составу породы и реальным составам минералов, отвечающих I стадии минералообразования, показан в табл. 4 (колонка R1). В целом полученные оценки модальных количеств по программе MC полностью соответствуют примерным визуальным оценкам, а невысокая величина RESIDUAL (Res меньше 0.001, кроме обр. А-218, см. табл. 4) свидетельствует о хорошей точности расчета. В отдельных образцах расчет обнаруживает небольшие количества кальцита, вторичного магнетита и альбита (колонка R1, см. табл. 4). Если не вводить эти минералы в бланк расчета, то величина RESIDUAL получается значительной, что говорит о невысокой точности приближения рассчитанного модального количества к реальному химическому составу породы. Таким образом, модальный расчет по программе MC уточняет видимый минералогический состав.

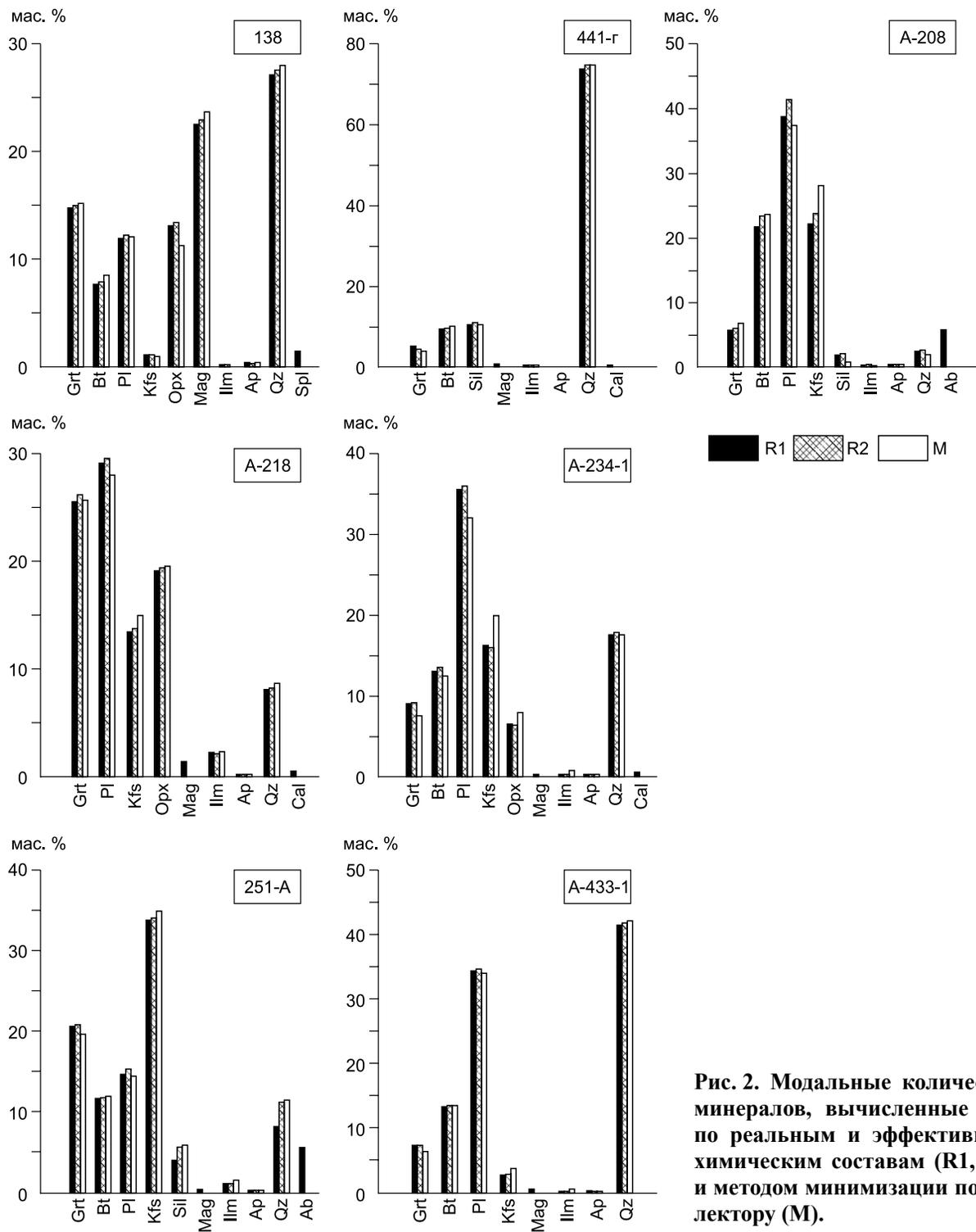


Рис. 2. Модальные количества минералов, вычисленные МС по реальным и эффективным химическим составам (R1, R2) и методом минимизации по Селектору (M).

Для физико-химического моделирования минеральных ассоциаций нам необходим эффективный химический состав, т.е. состав породы без вторичных минералов — кальцита, магнетита, альбита или хлорита. Его легко получить, убирая эти вторичные минералы из бланка расчета модальных количеств и нормируя остальные минералы на 100 мас. %. После этого применение опции ROCK даст нам валовой эффективный химический состав породы. Из сопоставления реальных и эффективных химических составов пород видно, что эти составы в целом различаются незначительно (табл. 5). Модальные составы пород, вычисленные по реальным и эффективным составам, в данных примерах различаются, естественно, также незначительно (см. табл. 4, колонки R1, R2, рис. 2).

Таблица 5.

**Нормированные реальные (А) и эффективные (В) химические составы
изученных образцов горных пород**

Компонент	А-433-1		441-Г		251-А		А-218		138		А-234-1		А-208	
	А	В	А	В	А	В	А	В	А	В	А	В	А	В
SiO ₂ , мас. %	71.43	72.1	82.95	84.05	56.90	57.61	53.65	54.98	49.29	50.20	61.52	62.48	55.0	54.66
TiO ₂	0.69	0.70	0.38	0.39	1.17	1.18	1.13	1.16	0.61	0.57	0.88	0.89	0.79	0.84
Al ₂ O ₃	12.97	13.09	9.43	9.55	20.02	20.27	15.63	16.02	8.74	8.01	15.62	15.37	21.23	21.55
Fe ₂ O ₃	1.23	0.04	1.33	0.06	2.71	—	4.82	0.24	19.25	15.82	4.75	0.30	2.30	0.17
FeO	4.63	5.01	3.11	3.39	5.64	7.84	10.42	13.26	13.76	16.97	3.92	8.05	4.10	5.75
MnO	0.04	0.04	0.09	0.09	0.30	0.31	0.09	0.09	0.48	0.48	0.10	0.09	0.03	0.032
MgO	1.85	1.87	1.36	1.26	3.44	3.49	5.44	5.58	3.63	3.63	3.24	3.3	3.50	3.75
CaO	2.42	2.44	0.22	0.10	1.11	1.12	3.67	3.39	2.37	2.41	2.82	2.29	2.94	3.15
Na ₂ O	2.74	2.77	0.04	—	2.63	2.04	2.26	2.32	0.71	0.72	3.14	3.19	3.89	3.43
K ₂ O	1.85	1.87	1.03	1.05	5.99	6.07	2.64	2.70	1.00	1.02	3.84	3.91	6.03	6.46
P ₂ O ₅	0.15	0.07	0.05	0.05	0.08	0.08	0.25	0.25	0.16	0.16	0.16	0.11	0.17	0.19
Σ	100	100	99.99	99.99	99.99	100.01	100	99.99	100	99.99	99.99	99.98	99.99	99.98

**ОБ ОЦЕНКЕ *PT*-УСЛОВИЙ И СОСТАВА ФЛЮИДА В МЕТАПЕЛИТОВЫХ ГНЕЙСАХ ОХОТСКОГО
КОМПЛЕКСА МЕТОДОМ МИНИМИЗАЦИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ГИББСА**

Нами на протяжении двух десятилетий развивается подход имитационного компьютерного моделирования физико-химических условий минералообразования в метаморфических породах на основе метода моделирования минимизации термодинамических потенциалов [Авченко и др., 2009; Чудненко, 2010]. Дальнейшим развитием этого направления является способ оценки условий образования минеральных ассоциаций, когда в рамках единой постановки совместно учтены поиск различных сценариев взаимодействия флюидов разного состава с исходным составом силикатной матрицы и расчет *TP*-параметров решением обратной задачи термодинамического моделирования. Новизна подхода к определению условий формирования метаморфических пород заключается в том, что для расчета *PT*-условий и парциальных давлений флюидных компонентов учитывается вся возможная информация по данному минеральному парагенезису: химический состав породы, наблюдаемый количественный минералогический состав, параметры состава минералов — железистость ($Fe/(Fe + Mg)$) железомagneзиальных минералов, глиноземистость ($Al/(Al + Mg + Fe + Ti + Si)$) амфиболов, пироксенов, биотита, хлорита, кальциевость ($Ca/(Ca + Na)$) амфиболов и клинопироксена, кальциевость ($Ca/(Ca + Mg + Fe + Mn)$) и марганцовистость ($Mn/(Ca + Mg + Fe + Mn)$) граната, титанистость ($Ti/(Ti + Fe + Mg + Si + Al)$) биотита, окисленность ($Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Ti + Fe^{+2} + Mg + Mn)$) ильменита, натровость ($Na/(Na + K)$) калишпата и мусковита, основность ($Ca/(Ca + Na)$) или номер плагиоклаза. Это приводит к возможности оценки условий образования по *PT*-параметрам и флюидному режиму практически любой минеральной ассоциации и более строгому доказательству термодинамического равновесия в данном образце. Такая процедура может рассматриваться как задача идентификации условий формирования эталонного образца метаморфической породы. В качестве эталона выступает анализируемый образец. Основным критерием поиска оптимального решения является нахождение максимального приближения наблюдаемого и рассчитанного минерального парагенезиса по всему набору заданных идентифицирующих параметров. Другие методические подробности предложенного подхода даются в работе [Чудненко, Авченко, 2013].

**РЕЗУЛЬТАТЫ РЕШЕНИЯ ПОСТАВЛЕННОЙ ЗАДАЧИ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ
УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ МЕТОДОМ
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**

Нижеприводимые модели выполнялись на эффективных составах пород, показанных в табл. 5. Вся термодинамическая система состояла из 97 компонентов, слагающих главные наблюдаемые или возможные минералы в рассматриваемых *PT*-условиях: кварц, плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, орто- и клинопироксен, гранат, кордиерит, биотит, оливин, амфибол, мусковит, ильменит, магнетит, гематит, самородное железо, корунд, графит, силлиманит, кианит, андалузит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, рутил, шпинель, сфен, ставролит, кальцит, доломит, волластонит, тальк, каолинит, хлорит, апатит.

Моделирование проводилось на основе термодинамической базы [Holland, Powell, 1998] и с учетом моделей твердых растворов. База данных по моделям твердых растворов по сравнению с работой [Авченко и др., 2011] была существенно переработана и расширена за счет новых моделей орто- и клиноамфиболов, биотита, клинопироксена, ильменита, шпинели, опубликованных в работах [White et al., 2002, 2005; Green et al., 2007; Diener et al., 2007; Tajcmanova et al., 2009]. Газовый флюид моделировался идеальной смесью реальных газов H_2O , CO_2 , CH_4 , CO , H_2 , O_2 , причем зависимость термодинамических характеристик газов от давления вычислялась по модифицированному Б.И. Ли и М.Г. Кеслером [Lee, Kesler, 1975] уравнению состояния Бенедикта—Вебба—Рубина. Все модели минеральных ассоциаций при поиске *PT*-условий и состава флюида были выполнены при небольших весовых отношениях флюид/порода (подробнее см. ниже). Весовое отношение флюид/порода (*W/R*) в них составляло 0.0050—0.0005.

Как видно из сравнения (табл. 6, см. рис. 2), модельные ассоциации I стадии минералообразования при *PT*-условиях и составе флюида, показанных в табл. 7, 8, полностью совпадают по составу минералов и их модалным количествам с наблюдаемыми реальными минеральными парагенезисами. Этот фундаментальный факт является прямой верификацией решения поставленной задачи по моделированию реальных парагенезисов. Подчеркнем сходимость реальных и модельных ассоциаций не только по железистости минералов, но и по номеру плагиоклаза, величине кальциевости и марганцовистости граната, глиноземистости ортопироксена и биотита (см. табл. 6). Поскольку решение задачи получено путем минимизации энергии гиббсовского потенциала, то отсюда следует факт существования локального равновесия в наших выбранных минеральных ассоциациях. Высокая степень сходимости реальных и модельных парагенезисов повышает степень доверия к вычисленным условиям их образования, поскольку изменение *PT* и состава флюида сказывается на составах модельных минералов и их количествах. Таким образом, методом моделирования устанавливается, что режим давления охотского метаморфизма составлял величину 5.2—7.0 кбар по давлению при температурах 620—770 °С (см. табл. 7). Эти *PT*-оценки мы относим к условиям прогрессивного метаморфизма. Погрешность нахождения *PT*-оценок составляла (кроме обр. 441-г) 1.0—1.5 кбар по давлению и 20—50 °С по температуре. Поскольку в обр. 441-г отсутствует плагиоклаз, то погрешность определения в нем *PT*-оценок высокая — до 3 кбар по давлению и 100 °С по температуре. Величина фугитивности кислорода во всех образцах (кроме обр. 138, где есть титаномагнетит) оказалась близка к величине потенциала кислорода на буфере $C-CO-CO_2$ (см. табл. 8). Величина p_{H_2O} во флюиде (кроме обр. 441-г) изменяется в довольно узких пределах: 1.80—0.35 кбар (см. табл. 8). Аномально высокое давление воды в обр. 441-г, равное 4.6 кбар, связано, скорее всего, с высокой погрешностью определения давления воды (так же как и *PT*-оценок) в этом образце.

В какой степени модельные величины *PT* соответствуют *PT*-оценкам, которые можно получить на основе известных в литературе классических термобарометров? В табл. 7 помимо модельных данных

Таблица 6. Сопоставление параметров состава минералов в реальных образцах (R1) и моделях (M) при данных *PT*-условиях (табл. 7) и флюидном режиме (табл. 8)

Параметр состава минералов	A-433-1		441-г		251-A		A-218		138		A-234-1		A-208	
	R1	M	R1	M	R1	M	R1	M	R1	M	R1	M	R1	M
X_{Fe}^{Grt}	0.79	0.79	0.78	0.78	0.65	0.65	0.71	0.70	0.79	0.79	0.76	0.76	0.72	0.72
X_{Ca}^{Grt}	0.049	0.05	0.016	0.02	0.03	0.033	0.12	0.12	0.17	0.18	0.049	0.059	0.04	0.045
X_{Fe}^{Bt}	0.48	0.48	0.52	0.52	0.33	0.33	—	—	0.44	0.43	0.44	0.45	0.39	0.39
X_{An}^{Pl}	31	32	—	—	25	25.5	35	36.7	49	49	29	31	33	35
X_{Fe}^{Opx}	—	—	—	—	—	—	0.42	0.43	0.52	0.53	0.53	0.537	—	—
Ti в Bt, ф.ед.	0.246	0.161	0.17	0.17	0.278	0.191	—	—	0.264	0.056	0.262	0.176	0.164	0.179
Mn в Grt, ф.ед.	0.034	0.038	0.12	0.15	0.096	0.10	0.024	0.024	0.144	0.214	0.074	0.085	0.03	0.03
X_{Al}^{Bt}	0.23	0.23	0.24	0.26	0.21	0.23	—	—	0.194	0.176	0.186	0.198	0.208	0.237
X_{Al}^{Opx}	—	—	—	—	—	—	0.02	0.025	0.017	0.019	0.027	0.037	—	—

Таблица 7. Сопоставление *PT*-оценок, полученных по Селектору и другим геотермобарометрам

Программа/геотермобарометр	А-433-1		441-г		251-А		А-218		138		А-234-1		А-208	
	<i>T</i> , °С	<i>P</i> , кбар												
Селектор	690	6.0	770	6.1	620	5.6	630	7	652	5.2	700	5.6	650	5.6
Grt-Bt термометр [Перчук, 1993]	634	—	660	—	640	—	—	—	583	—	635	—	660	—
Экспериментальные: Grt-Орх термометр [Лаврентьева, Перчук, 1991] и Grt-Орх-Pl-Qz барометр [Графчиков, Фонарев, 1991]	—	—	—	—	—	—	700	6.2	700	5.5	750	4.5	—	—
PET [Dachs, 1998]	680	6.7	—	—	690	6.5	890 (?)	8.3 (?)	690	6.7	700	5.7	710	6.1
Grt-Bt термометр [Holdaway, 2000]	680	—	720	—	690	—	—	—	690	—	700	—	676	—
Grt-Bt-Pl барометр [Wu et al., 2004]	—	6.1	—	—	—	7.0	—	—	—	7	—	4.8	—	5.1

Таблица 8. Оценки парциальных давлений воды, углекислоты, логарифм фугитивности кислорода ($\lg f_{O_2}$) и весовое отношение флюид/порода (*W/R*) в выполненных на Селекторе моделях

Параметр	А-433-1	441-г	251-А	А-218	138	А-234-1	А-208
$\lg f_{O_2}$	-17	-16	-19	-17	-15.4	-17	-18
p_{H_2O} , бар	1800	4600	470	350	955	1100	850
p_{CO_2} , бар	4100	1200	5000	6700	4260	4400	4800
<i>W/R</i>	0.002	0.003	0.001	0.004	0.00005	0.005	0.001
$\lg f_{O_2}^C$	-17	-15.4	-18.7	-18	-18	-17	-18

Примечание. $\lg f_{O_2}^C$ — величина фугитивности кислорода на буфере C—CO—CO₂.

приводятся также *PT*-оценки по экспериментальным и эмпирическим термобарометрам [Лаврентьева, Перчук, 1991; Графчиков, Фонарев, 1991; Перчук, 1993; Holdaway, 2000; Wu et al., 2004] и *PT*-оценки по программе PET [Dachs, 1998]. Как видно из табл. 7, в образцах А-218, 138, А-234-1, для которых имеются хорошо проработанные экспериментальные термобарометры, существует хорошая сходимость по давлению, так как различия в оценках давления составляют в среднем не более 1 кбар. Различия в оценках температуры достигают, однако, 50—70 °С. Хорошая сходимость наблюдается между показаниями Grt-Bt-Pl барометра [Wu et al., 2004] и нашими данными. Только в одном обр. 138 расхождение в оценках давления превышает погрешность определения давления по Grt-Bt-Pl геобарометру [Wu et al., 2004]. Но обр. 138 отличается повышенным содержанием магнетита и повышенной окисленностью граната и биотита, что, видимо, и вносит погрешность в оценку давления, по данным [Wu et al., 2004]. Неплохая сходимость (кроме обр. 218) отмечается между Селектором и программой PET. Учитывая совершенно разные подходы к определению температуры и давления по ПК Селектор и другим термобарометрам, можно сказать, что различия в полученных *PT*-оценках не слишком велики. Более ранние *PT*-оценки для условий образования метаморфических пород охотского комплекса, вычисленные нами по известным в то время геотермобарометрам, составляли 6.0—7.3 кбар и 750—830 °С [Авченко, 1990]. Полученные в этой работе *PT*-оценки для охотского гранулитового комплекса в целом довольно близки ранним оценкам, хотя и немного меньше их по абсолютной величине. *PT*-параметры метаморфизма охотского комплекса показаны на диаграмме Паттисона [Pattison, 2003], где они образуют небольшое поле (рис. 3), соответствующее приграничным условиям амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Все имеющиеся данные по режиму метаморфизма охотского комплекса позволяют полагать, что он не является аналогом гранулитовых толщ юга Алданского щита, поскольку для последних установлены значительно более высокие *PT*-параметры [Perchuk et al., 1985].

О МОДЕЛИРОВАНИИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ПРИ ИНЕРТНОМ И ВПОЛНЕ ПОДВИЖНОМ ПОВЕДЕНИИ H₂O И ВЕРОЯТНОЙ ОЦЕНКЕ ВЕСОВОГО ОТНОШЕНИЯ ФЛЮИД/ПОРОДА

Все модели минеральных ассоциаций при поиске *PT*-условий и состава флюида (см. табл. 7, 8) были выполнены при небольшом весовом отношении флюид/порода. Такой подход обусловлен услови-

Рис. 3. *PT*-поле условий образования метаморфических пород охотского комплекса на диаграмме Паттисона [Pattison, 2003].

Двоеточие перед индексами минералов означает, что они могут отсутствовать.

ями решения задачи предложенным алгоритмом: выйти на правильный результат при небольшом количестве флюида оказалось значительно проще и быстрее, так как необходимые равновесные потенциалы воды, кислорода и углекислоты определяются (буферируются) самой породой. Из табл. 9, где приводятся составы входного и равновесного флюида для всех образцов, видна резкая инверсия входного флюида при реакции его с породой, что и свидетельствует о буферировании его породой по достижении равновесия в процессе решения задачи. Заметим, что моделирование в условиях буферирования флюида породой отвечает *инертному* поведению компонентов флюида по Д.С. Коржинскому [1973]. Если же во входном условии при решении задачи задавать высокое отношение флюид/порода, то в этом случае необходимо «угадать» или подобрать алгоритмом такие потенциалы воды, углекислоты и кислорода, которые будут равновесны с данным парагенезисом. Другими словами, потенциалы компонентов флюида должны будут наводиться на породу и отвечать *вполне подвижному* поведению компонентов флюида по Д.С. Коржинскому. Технологии предложенного алгоритма в нашем методе предусматривают разные подходы к поиску решения, однако моделирование при высоких отношениях флюид/порода требует значительных затрат компьютерного времени. Вместе с тем однозначное решение задачи для большинства образцов мы можем найти как в условиях *инертного*, так и в условиях *вполне подвижного* поведения компонентов флюида. Для иллюстрации вышесказанного рассмотрим один пример моделирования минерального парагенезиса обр. А-234-1 на основе двухрезервуарной модели.

В первый резервуар помещается некоторое количество флюида определенного состава, а во второй — породы (или вектора В). В процессе моделирования флюид из первого резервуара поступает во второй, где и происходит реакция его с породой с формированием данного минерального парагенезиса и флюида, равновесного с этим парагенезисом. Моделирование в обоих резервуарах производится на потенциале Гиббса. Для этой модели было выполнено несколько решений (табл. 10, № 1—5) с разными количествами флюида и породы. Отношение флюид/порода в этих решениях последовательно возрастало с формированием одного и того же минерального парагенезиса обр. А-234-1. В решении № 1 в первом резервуаре находилось пять грамм восстановленного флюида определенного состава (см. табл. 10), который поступал во второй резервуар, где находился 1 кг породы с эффективным химическим составом

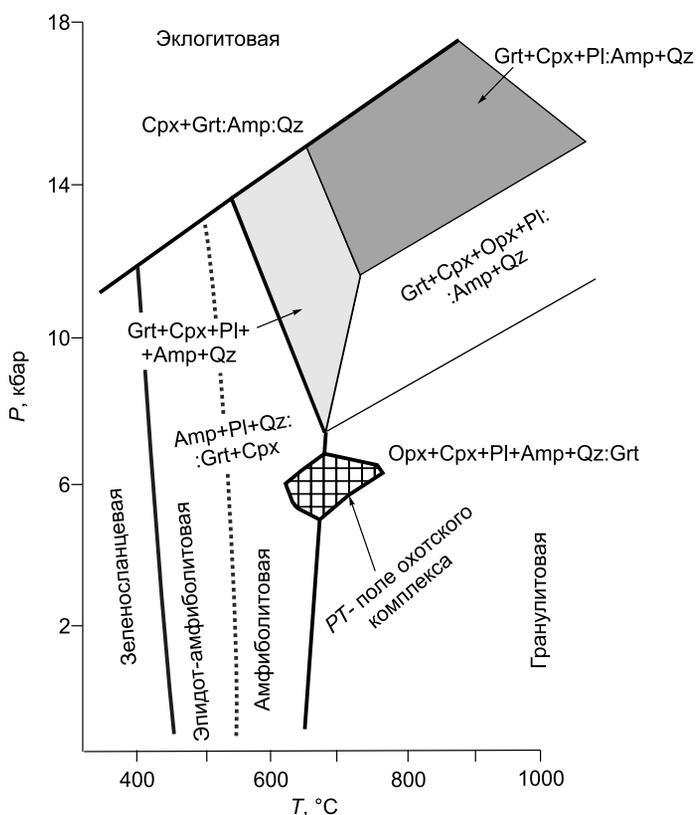


Таблица 9. Составы входного (1) и равновесного (2) или «буферного» флюида в выполненных моделях

Параметр	138		251-A		A-433-1		A-218		A-234-1		A-208		441-г	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
$\lg f_{O_2}$	-19	-15.4	-19.7	-19	-18	-17	-19	-18	-18	-17	-19	-18	-16.3	-16
p_{H_2O} , бар	5160	955	4750	470	4950	1800	6850	350	4580	1100	4760	850	4780	4600
p_{CO_2} , бар	60	4260	652	5000	725	4100	122	6700	596	4400	470	4800	812	1200
W/R	0.003	0.00005	0.005	0.001	0.006	0.002	0.00015	0.004	0.005	0.005	0.009	0.001	0.007	0.003
$\lg f_{O_2}^C$		-18		-18.7		-17		-18		-17		-18		-15.4

Таблица 10.

Составы флюида в первом и втором резервуарах в моделях с различным соотношением W/R для обр. А-234-1

Компонент	Состав флюида до реакции с породой, первый резервуар, p_i					Состав флюида во втором резервуаре после реакции с породой или «буферный» флюид
	№ 1, W/R = 0.005	№ 2, W/R = 0.01	№ 3, W/R = 0.1	№ 4, W/R = 0.5	№ 5, W/R = 5	
CO ₂	60.5	1643	4089	4325	4393	4400
CO	11.2	18.5	30	30	30	30
H ₂	40.9	20.7	5	4	3.9	3.8
CH ₄	36.8	95	6	4	3.3	3.2
H ₂ O	4574	3820	1470	1236	1169	1161

Примечание. p_i — парциальное давление (бар).

вом обр. А-234-1 (см. табл. 5, состав В). Во втором резервуаре проходила реакция с образованием парагенезиса обр. А-234-1 и флюида. Из сравнения величин парциальных давлений воды и углекислоты во флюиде до реакции с породой и после ее (см. табл. 10) видно их значительное различие, что и свидетельствует о буферировании втекающего флюида или *инертном* поведении компонентов флюида.

С увеличением весового отношения флюид/порода различие парциальных давлений воды и углекислоты (или их химических потенциалов) между первым и вторым резервуарами уменьшается. Так, в решении № 3 (где в первом резервуаре было 100 г восстановленного флюида) величина разности давлений воды между первым и вторым резервуарами $\Delta (P_1 - P_2)$ равна 309 бар, а в решении № 5 $\Delta (P_1 - P_2)$ равна всего 8 бар. Иными словами, в решении № 5 потенциалы компонентов входного флюида практически совпали с потенциалами «буферного» флюида (W/R = 5, см. табл. 9), что и свидетельствует о «вполне подвижном» поведении компонентов флюида. При этом образующийся минеральный парагенезис обр. А-234-1 в решении № 5 точно такой же, как и в решении № 1. Мы выполнили подобные модели для всех изученных образцов, причем оказалось, что минеральные ассоциации всех образцов (кроме обр. 138) моделируются практически при любых отношениях флюид/порода. Иначе говоря, почти все минеральные ассоциации (совпадающие по составам минералов и их модам с реальными парагенезисами) можно с успехом создать в двух различных режимах — как при инертном, так и при вполне подвижном поведении компонентов флюида. Это свидетельствует о том, что определить методом моделирования режим поведения флюидных компонентов в смысле инертности — вполне подвижности *в отдельно взятых* образцах в общем случае невозможно.

Минеральная ассоциация обр. 138 отличается от других образцов присутствием равновесного магнетита. Часть магнетита при поступлении в породу флюида, содержащего H₂, CO и CH₄, разлагается с образованием FeO, которая поступает в другие железосодержащие минералы. Это приводит к повышению железистости силикатов с увеличением их количества и перераспределению кальция из плагиоклаза в гранат. Результатом является тот факт, что создать минеральную ассоциацию обр. 138, полностью совпадающую с реальным парагенезисом, можно только в определенном диапазоне величин W/R, изменяющейся в пределах от 0.003 до 0.300 по весовому отношению. При W/R больше 0.3 образующаяся минеральная ассоциация заметно отличается от реальной. Таким образом, магнетитсодержащие минеральные ассоциации ограничивают количество флюида, поступающего в породы, величиной 300 г на 1 кг породы. Этот верхний предел поступающего в породы внешнего флюида определяется, естественно, уровнем его собственной восстановленности. В нашей модели флюида уровень его восстановленности отвечает насыщенности водно-углекислого флюида графитом. Такая модель флюида хорошо соответствует данным электрохимии, газовой хроматографии и физико-химического моделирования [Авченко и др., 2009].

С другой стороны, безмагнетитовые минеральные парагенезисы позволяют с каким-то приближением найти нижний предел величины W/R. Для этого предположим, что все железо протолита породы ранее (до метаморфизма) было только в форме магнетита. Таким образом, магнетита в обр. А-234-1 могло быть примерно 8.5 мас. %, а в обр. А-218 — 15 мас. % и весь этот магнетит в процессе метаморфизма должен был уйти в железосодержащие силикаты. Если сделать модели для этих образцов с полным перераспределением железа магнетита в гранат, биотит или ортопироксен, то окажется, что они потребуют восстановленного флюида не меньше, чем 30—50 г на 1 кг породы. Таким образом, определяется нижний предел величины W/R. Следовательно, вероятный диапазон изменения отношения W/R при метаморфизме охотского комплекса составлял величину 0.03—0.30. Ясно, что это очень грубые оценки отношения W/R. Если принять эти оценки отношения W/R и учесть невысокие пределы измене-

ния потенциала воды и кислорода в изученных образцах (с учетом замечаний по обр. 138 и 441-г), то можно говорить о приближении поведения воды и кислорода к вполне подвижному поведению в процессе метаморфизма в образцах А-433-1, 251-А, А-218, А-234-1, А-208. Тогда состав флюида для этих образцов (см. табл. 8) должен отражать состав внешнего флюида.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Методом минимизации на ПК Селектор на основе эффективных составов пород решена задача моделирования реальных минеральных ассоциаций метапелитов охотского гранулитового комплекса. Это свидетельствует о выполнении принципа локального равновесия в изученных ассоциациях и хорошей согласованности всех термодинамических данных, принятых при моделировании.

2. Вероятные *PT*-оценки при метаморфизме пород охотского комплекса составляют 5.2—7.0 кбар и 620—770 °С, что отвечает приграничным условиям амфиболитовой и гранулитовой фаций. Поэтому охотский метаморфический комплекс нельзя сопоставлять с метаморфическими породами юга Алданского щита, метаморфизованными при значительно более высоких *PT*-параметрах.

3. Модельные минеральные ассоциации, близкие по составу минералов и их модам реальным парагенезисам, могут быть созданы на ПК Селектор с одинаковым успехом в условиях инертного и вполне подвижного поведения воды и углекислоты.

4. Весовое отношение флюид/порода при метаморфизме пород охотского комплекса составляло в самом первом приближении величину 0.03—0.30. Величина окислительного потенциала метаморфогенного флюида близка к величине фугитивности кислорода на буфере $C-CO-CO_2$ при низкой величине парциального давления воды, изменяющейся в пределах 1.80—0.35 кбар.

Работа выполнена в ДВГИ ДВО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Авченко О.В.** Петрология охотского метаморфического комплекса. М., Наука, 1977, 97 с.
- Авченко О.В.** Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М., Наука, 1990, 182 с.
- Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А.** Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М., Наука, 2009, 229 с.
- Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А., Худоложкин В.О.** Адаптация программного комплекса «Селектор_С» к решению проблем петрогенезиса метаморфических пород // Геохимия, 2011, № 2, с. 149—164.
- Вельдяков Ф.Ф., Песков Е.Г.** Стратиграфия и магматизм Кухтуйского выступа Охотского массива // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 81—90.
- Гринберг Г.А.** Докембрий Охотского массива. М., Наука, 1969, 186 с.
- Графчиков А.А., Фонарев В.И.** Гранат-ортопироксен-плагиоклаз-кварцевый барометр (экспериментальная калибровка) // Очерки физико-химической петрологии. Вып. XVI. М., Наука, 1991, с. 199—225.
- Давыдов И.А., Милов А.П., Авченко О.В.** Рубидий-стронциевый возраст охотского метаморфического комплекса // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1988, с. 69.
- Коржинский Д.С.** Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., Наука, 1973, 287 с.
- Корольков В.Г., Рудник В.А., Собонович Э.В.** О позднеазойском—раннеархеозойском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1441—1445.
- Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Наумов М.В.** Древнейшие основные гранулиты северо-востока России (Охотский массив) // ДАН, 2005, т. 402, № 2, с. 217—221.
- Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л.** Экспериментальное изучение фазового соответствия в системе гранат—ортопироксен—амфибол при 700 и 800 °С // Очерки физико-химической петрологии. Вып. XVI. М., Наука, 1991, с. 139—164.
- Перчук Л.Л.** Магматизм, метаморфизм и геодинамика. М., Наука, 1993, 190 с.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.** Фазовое соответствие в минеральных системах. М., Недра, 1976, 287 с.
- Чудненко К.В.** Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2010, 287 с.

Чудненко К.В., Авченко О.В. Оценка условий формирования метаморфических пород методом термодинамического моделирования // Геоинформатика, 2013, № 2, с. 37—43.

Чудненко К.В., Авченко О.В., Вах А.С., Чудненко А.К. Петрологический инструмент для вычисления реального минерального состава горной породы (программа MC) // Геоинформатика, 2014, № 2, с. 44—54.

Dachs E. PET: Petrological elementary tools for Mathematica // Comput. & Geosci., 1998, v. 24, № 3, p. 219—235.

Diener J.F.A., Powell R., White R.W., Holland T.J.B. A new thermodynamic model for clino- and ortho-amphiboles in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$ // J. Metamorph. Geol., 2007, v. 25, p. 631—656.

Green E., Holland T.J.B., Powell R. An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks // Am. Miner., 2007, v. 92, p. 1181—1189.

Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // Am. Miner., 2000, v. 85, p. 881—889.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol., 1998, v. 16, p. 309—343.

Lee B.I., Kesler M.G. Generalized thermodynamic correlations based on three parameter corresponding states // J. AIChEJ, 1975, v. 21, № 3, p. 510—527.

Pattison D.R.M. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase \pm quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies // J. Metamorph. Geol., 2003, v. 21, p. 21—34.

Perchuk L.L., Aranovich L.Ya., Podlesski K.K., Lavrent'eva I.V., Gerasimov V.Yu., Fed'kin V.V., Kitsul V.I., Karsakov L.P., Berdnikov N.V. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR // J. Metamorph. Geol., 1985, v. 3, p. 265—310.

Powell R., Holland T., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC // J. Metamorph. Geol., 1998, v. 16, p. 577—588.

Tajcmanova L., Connolly J.A.D., Cesare B. A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite // J. Metamorph. Geol., 2009, v. 27, p. 153—165.

White R.W., Powell R., Clarke G.L. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ // J. Metamorph. Geol., 2002, v. 20, p. 41—55.

White R.W., Pomroy N.E., Powell R. An in situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia // J. Metamorph. Geol., 2005, v. 23, p. 579—602.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Am. Miner., 2010, v. 95, p. 185—187.

Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // J. Petrol., 2004, v. 45, p. 1907—1921.

*Рекомендована к печати 19 сентября 2014 г.
В.Н. Шаратовым*

*Поступила в редакцию
1 апреля 2014 г.*