

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

им. М.В. ЛОМОНОСОВА

Геологический факультет, кафедра петрологии

УДК

На правах рукописи

САФОНОВ ОЛЕГ ГЕННАДЬЕВИЧ

**РЕАКЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ И ПОДВИЖНОСТЬ ЩЕЛОЧЕЙ ПРИ
МЕТАМОРФИЗМЕ И ГРАНИТИЗАЦИИ**

А в т о р е ф е р а т

**диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук**

(Специальность -)

Москва - 1997

Работа выполнена на Геологическом факультете Московского Государственного
Университета им. М.В. Ломоносова

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук Л.Л. Перчук

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук Г.П. Зарайский
(Институт экспериментальной минералогии РАН)
доктор геолого-минералогических наук В.С. Попов
(Московская государственная геологоразведочная
академия)

Ведущая организация: Геологический факультет МГУ, кафедра петрологии

Защита диссертации состоится 21 ноября 1997 г. в в ауд. на
заседании диссертационного совета по петрографии, геохимии и
геохимическим методам поисков месторождений полезных ископаемых
Геологического факультета Московского Государственного Университета.

Адрес: 11989, Москва, Воробьевы горы, МГУ, Геологический ф-т.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Геологического факультета
МГУ (зона "А", 6 этаж)

Автореферат разослан " ____ " октября 1997 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета,
ст. научный сотрудник

А.М. Батанова

Общая характеристика работы

Актуальность исследований определяется слабой изученностью роли вполне подвижного поведения щелочей при высокотемпературном метаморфизме.

Цель работы - доказать ведущую роль химических потенциалов вполне подвижных K и Na во флюиде при гранитизации (чарнокитизации), а также в ходе протекания флюидно-минеральных реакций в условиях гранулитовой фации метаморфизма на конкретных хорошо изученных объектах.

Научная новизна работы. На примере образования пятнистых чарнокитов по ортогнейсам Шри Ланки и корон в ортопородах комплекса Адирондак (США) *впервые* приводятся строгие доказательства вполне подвижного поведения K и Na во флюиде при высокотемпературном метаморфизме и гранитизации, что практически однозначно доказывает глубинную природу флюида, производящего региональный метаморфизм и гранитизацию. Завершено создание *количественной* термодинамической модели (Perchuk et al., 1994) процесса чарнокитизации.

Основные защищаемые положения

- 1) Доказано вполне подвижное поведение калия и натрия во флюиде, которое обуславливает возникновение и эволюцию пятнистых чарнокитов Шри Ланки, а также приводит к образованию парагенезиса гранат + калиевый полевой шпат + кварц на регрессивной стадии метаморфизма гранулитов комплекса Адирондак в температурном интервале 750-600⁰С.
- 2) Минералогическими индикаторами возрастания активностей щелочей являются новообразования кайм и микрожил щелочного полевого шпата.
- 3) Геохимическим индикатором подвижности щелочей являются:
 - а) снижение глиноземистости ортопироксена и биотита в контактах с новообразованным калиевым полевым шпатом;
 - б) увеличение основности плагиоклаза или развитие мирмекитоподобных микрожил на фронте метасоматического замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом;
 - в) увеличение кальциевости граната в контактах с новообразованным калиевым полевым шпатом.
- 4) Вполне подвижное поведение калия и натрия обусловлено изначально постоянными их концентрациями во внешнем водно-углекисло-солевом флюиде, не

меняющимися в ходе метасоматических реакций. При этом установлено две температурные стадии протекания этих реакций: при 750-600⁰С, обусловленная водно-солевыми флюидами и ниже 600⁰С, обусловленная водно-углекислыми флюидами с небольшими концентрациями щелочей.

Практическая ценность работы

Приведенные в диссертационной работе результаты исследований могут быть использованы для создания количественной термодинамической модели процесса гранитизации. Впервые обнаруженные и описанные реакционные структуры в породах гранулитовой фации могут быть использованы как индикаторы вполне подвижного поведения щелочей при метаморфизме. Приведенные в работе методы расчета позволяют количественно оценивать величины активностей калия и натрия при метаморфизме и гранитизации.

Фактическая основа и методы исследования

Работа выполнена на основе детального петрологического изучения ортопород комплекса Адирондак (США), собранных в ходе полевых работ (май 1993 г.) и предоставленных проф. Дж. В. Вэлли (Университет Висконсин-Мэдисон, США), а также ортогнейсов и чарнокитов Шри Ланки, образцы которых любезно предоставлены проф. Л.Л. Перчуком и Т.В. Герей. Исследования химических составов минералов проводились с помощью электронного микрозонда с EDS Link AN10/85S в лаборатории микроанализа кафедры петрологии МГУ. В процессе работы произведено около 4000 микрозондовых анализов. С целью моделирования процесса чарнокитизации при вполне подвижном поведении щелочей при высоких *T* и *P* в ИЭМ РАН проведено 23 эксперимента. Для подтверждения роли вполне подвижных щелочей в процессе чарнокитизации были использованы анализы флюидных включений в минералах пятнистого чарнокита из Шри Ланки, проведенные профессором Ж.Туре (Амстердамский университет, Нидерланды) .

Апробация работы

По теме диссертации опубликовано и принято в печать 3 статьи и 5 тезисов докладов на международных конференциях: Международных конференциях

студентов и аспирантов по фундаментальным наукам “Ленинские горы - 95, 96”, Гольдшмидтовской конференции (Германия, Хайдельберг, 31 марта - 4 апреля 1996), Симпозиуме по природе гранулитовых и чарнокитовых пород (Индия, Мадрас, 29 августа - 4 сентября 1996) и Европейском геологическом конгрессе (EUG 9) (Франция, Страсбург, 23-28 марта 1997)

Объем работы

Диссертационная работа состоит из 3 глав, приложения, введения и заключения. Общий объем работы составляет страниц. Работа содержит 36 рисунков и 15 таблиц. Список литературы включает 128 названий.

Благодарности. Автор выражает свою искреннюю благодарность проф. Л.Л. Перчуку за научное руководство на всех этапах создания диссертации, доценту Т.В.Гере за предоставленный каменный и, частично, аналитический материал по пятнистым чарнокитам Шри Ланки, а также за помощь в термодинамических расчетах, Н.А. Коротяевой и Е.В. Гусевой за помощь в работе на микрозонде, проф. Дж.В. Вэлли (Университет Висконсин-Мэдисон, США) за предоставленный материал по гранулитам Адирондака и участие в обсуждении результатов исследований, проф. Дж.М. МакЛелланду (Колгейт Университет, США) за литературный материал по геологии и петрологии гор Адирондак и за геологическую экскурсию в этом районе, проф. Ж.Л.Р. Туре (Амстердамский Университет, Нидерланды) за предоставленные результаты исследования флюидных включений в породах Шри Ланки.

Условные обозначения, принятые в автореферате

Символы минералов: *Ab* - альбит; *Alm* - альмандин; *An* - анортит; *Ann* - аннит; *Ap* - апатит; *Bt* - биотит; *Cal* - кальцит; *Cpx* - клинопироксен; *East* - истонит; *En* - энстатит; *Fs* - ферросилит; *Grf* - графит; *Grt* - гранат; *Grs* - гроссуляр; *Gru* - грюнерит; *Hbl* - роговая обманка; *Hed* - геденбергит; *Ilm* - ильменит; *Kfs* - калиевый полевой шпат; *Mt* - магнетит; *OK* - ортокорунд (фиктивный минерал ортопироксена, Al_2AlO_3); *Opx* - ортопироксен; *Or* - ортоклаз; *Phl* - флогопит; *Pl* - плагиоклаз; *Tsch* - чермакит ($MgAl_2SiO_6$); *Qtz* - кварц; *Zrn* - циркон.

Термодинамические параметры: *T* - температура; *P* - давление; a_i^f - активность компонента *i* во флюиде; γ_i^f - коэффициент активности компонента *i* во флюиде; μ_i^f - химический потенциал компонента *i* во флюиде; f_i - фугитивность компонента *i*; $N_{Ca(An)}^{Pl} = 100 \cdot Ca / (Ca + Na + K)$ - мольный процент *An*-компонента в *Pl*; $N_K^{Kfs} = 100 \cdot K / (K + Na)$ - мольный процент калия *Kfs* и *Hbl*; $N_{OK}^{Opx} = 100 \cdot Al / (Al + 2Mg + 2Fe)$ - мольный процент *OK*-компонента в *Opx*; $N_{East}^{Bt} = 100 \cdot (Al - 1) / (Al -$

$1 + 2Mg + 2Fe)$ - мольный процент *East*-компонента в биотите (ф.е. рассчитаны на 11 атомов O); $N_{Mg} = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe)$ - мольный процент магния в Fe-Mg минералах; $N_{Ca} = 100 \cdot Ca / (Ca + Mg + Fe)$ - мольный процент кальция в *Grt* и *Cpx*; $N_{Al}^{Hbl} = 100Al / (Si + Ti + Al + Fe + Mn + Mg)$ - мольный процент алюминия в *Hbl*.

Введение

В соответствии с поставленной задачей о подвижности щелочей в высокотемпературных метаморфических процессах изучены породы двух контрастных по происхождению и геологическому положению метаморфических комплексов - комплекса пятнистых чарнокитов Центрального гранулитового пояса Шри Ланки и комплекса Адирондак (США). Этот выбор был обусловлен тем, что в петрологической литературе пятнистые чарнокиты рассматривались как продукт метаморфизма, произведенного глубинными углекислыми флюидами (например, Hansen et al., 1987). В противоположность Шри Ланке, гранулитовый комплекс Адирондак представлялся примером “сухого метаморфизма” (например, Valley et al., 1990), т.е. метаморфизма без какого-либо активного участия флюидной фазы. Ясно, что при таких моделях генезиса, ни в одном из этих комплексов петрологические свидетельства вполне подвижного поведения K и Na ранее не описывались.

Глава I. Геология и характер метаморфизма изученных комплексов

В основании острова Цейлон (Шри Ланка) выделяются четыре главные литолого-тектонические единицы (Kroner et al., 1991): Нагорный комплекс, Юго-Западную группа (гранулитовая фация), объединенные в так называемый Центральный Гранулитовый Пояс (ЦГП), комплекс Виджаян и комплекс Ванны (+комплекс Кадуганнава) (амфиболитовая фация). Региональный гранулитовый метаморфизм в ЦГП имел место 665-550 млн. лет. назад. Гранулиты ЦГП испытали субизобарическое остывание от температур $\sim 900^\circ\text{C}$ до температур пика метаморфизма ($750-850^\circ\text{C}/7-8$ кбар) (Schenk et al., 1991; Raith et al., 1991). Ретроградная стадия метаморфизма пород при $650-700^\circ\text{C}/5-5.5$ кбар отражена в образовании коронарных структур вокруг граната (Kriegsman, 1993; Schenk et al.,

1991), которые характеризуют *PT* тренд, близкий к обобщенному *PT* тренду для гранулитовых комплексов (Perchuk, 1990). Комплекс Ванни состоит из чарнокитизированных *Bt-Hbl* ортогнейсов гранитного и гранодиоритового состава, условия метаморфизма которых составляют 700-730°C и 5-6 кбар (Schenk et al., 1991).

Отличительной чертой комплекса Адирондак являются купольные массивы, центральные части которых состоят из метаанортозитов, тогда как их периферические части сложены породами мангерит-чарнокит-гранитной серии. Эти породы сформировались на глубинах порядка 10 км (Valley, O'Neil, 1982) 1160-1130 млн. лет тому назад (McLelland, 1991), образовав бимодальную анортозит-мангерит-чарнокит-гранитную (AMCG) свиту в условиях растяжения земной коры. В период 1.070-1.025 млрд. лет (McLelland et al., 1988) породы комплекса Адирондак испытали метаморфизм в условиях гранулитовой фации при 750-800°C/7.5-8.0 кбар и очень низких значениях f_{H_2O} , f_{CO_2} , f_{O_2} (Valley et al., 1990). Ретроградная стадия знаменуется значительным этапом субизобарического остывания на 200-300°C (2-5°/бар) от температур пика метаморфизма, сменившийся затем декомпрессией (Bohlen et al., 1985). На завершающей стадии регионального метаморфизма ($T=250-450^\circ\text{C}$ и $P=2-3$ кбар) породы Адирондака подверглись интенсивным изменениям водно-углекислыми или водными флюидами, содержащими калий (Morrison, Valley, 1988; Eiler et al., 1995).

Глава 2. Роль щелочей при образования пятнистых чарнокитов района Курунегала, Шри Ланка

Пятнистая чарнокитизация, широко проявленная в Южной Индии и Шри Ланке, является пост-тектоническим процессом, характеризующимся изохимическими (чарнокитизация типа Понмуди) или неизохимическими (чарнокитизация типа Каббалдурги) реакциями разложения ассоциации $Bt+Hbl\pm Grt$ с образованием Opx и Kfs (Hansen et al., 1987). Существует две **модели пятнистой чарнокитизации** гнейсовых комплексов: метаморфическая и магматическая. Согласно углекислой модели (Friend, 1981; Janardhan et al., 1982; Hansen et al., 1984 а, б; Newton, 1986) ведущими фактором чарнокитизации

являлись углекислые флюиды. Штале и др. (Stahle et al., 1987) определили, что чарнокитизация осуществлялась одновременно с калиевым метасоматозом в условиях открытой системы. Однако, Бартон и О'Найонс (Burton, O'Nions, 1990) привели ряд доказательств магматической природы "чарнокитовых пятен" в ортогнейсах Шри Ланки. Перчук и Геря (Perchuk, Gerya, 1992, 1993) доказали решающую роль вполне подвижного поведения К и Na при региональной чарнокитизации гнейсовых комплексов (Коржинский, 1962) и высказали предположение, что пятнистые чарнокиты могут служить микромоделью чарнокитизации в целом. Поскольку прямых свидетельств вполне подвижного поведения щелочей при возникновении формации пятнистых чарнокитов в те годы найдено не было, ведущей оставалась углекислая модель чарнокитизации.

В районе Курунегала (Шри Ланка) пятнистая чарнокитизация (возраст 535 ± 5 млн. лет, Burton, O'Nions, 1990) связана с узкими зонами деформаций и плоскостями складчатости, характеризующими последнюю региональную стадию деформаций (D_3) (рис. 1) в *Bt-Hbl-Pl-Kfs-Qtz* ортогнейсах комплекса Кадуганавва.



Рис. 1. Пятнистая чарнокитизация (темные пятна) вдоль зон деформаций (белая линия) и плоскостей сланцеватости в биотит-амфиболовых гнейсах в районе Курунегала, Шри Ланка.

Зональность чарнокитового пятна: гнейс - переходная зона - чарнокит в карьере Удадигана, район Курунегала, ранее описывалась Милисендой и др. (Milisenda et al., 1991) и Перчуком и др. (Perchuk et al., 1994). Более детальные исследования образца диаметром 26 см. позволили различить в нем **четыре зоны**: 1) **вмещающий ортогнейс** ($Hbl+Bt+Pl+Kfs+Qtz+Ilm+Mt$), характеризующийся гранобластовой структурой и отчетливой гнейсовидностью;

2) *меланократовая переходная зона* ($Hbl+Bt+Pl+Kfs+Qtz+Ilm+Mt$), для которой также характерна гнейсовидность; в целом эта зона более структурно гомогенна, чем вмещающий гнейс;

3) *лейкократовая* ($Kfs+Pl+Qtz$) *зона* (называемая ниже КРQ), отличительной чертой которой является наличие крупных (до 1 см.) ксеноморфных зерен и кайм калиевого полевого шпата на контактах зерен плагиоклаза, кварца и ортопироксена; кристаллы ортопироксена появляются в непосредственном контакте зоны КРQ с чарнокитовым ядром

4) *чарнокит* ($OpX+Kfs+Qtz+Pl+Bt+Ilm$) в ядре “пятна” - структурно гомогенная порода с гипидиоморфнозернистой структурой; чарнокит содержит крупные (до 4 мм) субидиоморфные кристаллы ортопироксена, а также вторичные биотит и грюнерит; каймы калиевого полевого шпата в чарноките редки.

Плагиоклаз из чарнокитового ядра на 2-3 номера кислее ($N_{Ca}^{Pl}=23-25$), чем плагиоклаз из гнейса и переходной зоны ($N_{Ca}^{Pl}=25-27$). В гнейсе, переходной зоне и КРQ зоне N_K^{Kfs} составляет 85-90, тогда как в чарноките - $N_K^{Kfs}=70-90$.

Биотит и роговая обманка из гнейса и переходной зоны имеют одинаковые магнезиальности ($N_{Mg}^{Bt}=42-44$, $N_{Mg}^{Hbl}=38-42$) и глиноземистости ($N_{East}^{Bt}=3.0$, $N_{Al}^{Hbl}=14$). На контакте с КРQ зоной происходит увеличение магнезиальностей обоих минералов ($N_{Mg}^{Bt}=49-51$, $N_{Mg}^{Hbl}=47-50$). Магнезиальность ортопироксена ($N_{Mg}^{OpX}=45-48$) в тылу КРQ зоны близка к магнезиальностям биотита и роговой обманки на фронте КРQ зоны. В КРQ наблюдается систематическое снижение глиноземистости ортопироксена от центров зерен ($N_{OK}^{OpX}=0.9$) к их контакту ($N_{OK}^{OpX}=0.3-0.2$) с калиевым полевым шпатом. В чарноките $N_{Mg}^{OpX}=36-42$ заметно ниже магнезиальности ортопироксена из КРQ зоны, тогда как N_{OK} в ортопироксене из чарнокита составляет 0.5-0.25. Глиноземистость биотита из чарнокита ($N_{East}^{Bt}=2.5-3.0$) чуть ниже, чем глиноземистость биотита из гнейса ($N_{East}^{Bt}=3.0$) и переходной зоны ($N_{East}^{Bt}=3.0-3.5$), тогда как его магнезиальность значительно выше ($N_{Mg}^{Bt}=50-57$).

Вторичные минералы в чарноките представлены биотитом ($Bt-Qtz$ симплектиты), грюнеритом и карбонатами.

Установлены следующие закономерности изменения валового состава породы от вмещающего гнейса до чарнокитового ядра:

- 1) чарнокит обеднен FeO, MgO, TiO₂, CaO и Na₂O, тогда как переходная зона обогащена этими компонентами;
- 2) чарнокит обогащен SiO₂, K₂O и BaO, тогда как переходная зона обеднена этими компонентами;
- 3) в чарноките наиболее определена железистость и калиевость.

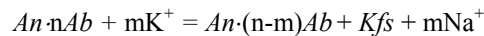
Средний состав породы по профилю гнейс-чарнокит близок к эвтектическому граниту. Закономерное изменение валового состава породы, составов и количеств минералов вдоль профиля гнейс-чарнокит - характерные признаки метасоматической зональности (Коржинский, 1970).

Гнейс	Переходная зона	Зона КРQ	Чарнокит
$Hbl_{38-42}+Bt_{42-44}+Pl+Qtz+Kfs+Ilm+Mt$	$Bt_{49-51}+Hbl_{47-50}+Pl+Qtz+Kfs+Ilm+Mt$	$Kfs+Pl+OpX_{45-48}+Ilm+Mt$	$Kfs+Pl+OpX_{36-42}+Bt_{48-52}+Ilm+Mt$
Метаморфическая порода	Метасоматическая порода	Магматическая порода	

Вдоль профиля гнейс-чарнокит обнаружены реакционные структуры, характеризующие три этапа эволюции чарнокитового пятна

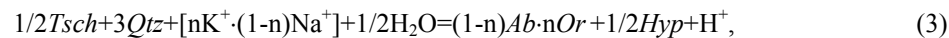
- 1) **Реакционные структуры чарнокитизации** - реакционные каймы калиевого полевого шпата были обнаружены в лейкократовой зоне КРQ и местами внутри чарнокитовой зоны. Рост кайм Kfs (рис. 1a) сопровождался увеличением N_K^{Kfs} от контакта каймы с кварцем к контакту с матричным плагиоклазом при неизменном составе замещаемого плагиоклаза. На фронте замещения формировались кварц-плагиоклазовые микропрожилки, а в тылу сохранялись реликты чуть более основного плагиоклаза. Такие взаимоотношения описывает реакция

(1) $xAn \cdot (1-x)Ab + 4xQtz + (y+2x)K^+ = (1-x-y)Ab(y+2x)Or + \{xCa^{+2} + yNa^+\}$,
зависящая от активностей K, Na и Ca в метаморфическом флюиде при постоянных T и P. Образование чуть более основного плагиоклаза в тылу кайм происходило на самых ранних этапах роста калиевого полевого шпата по реакции



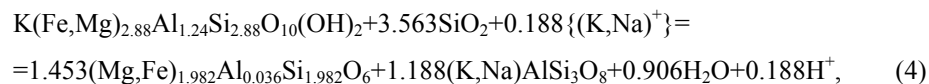
(2)

Содержание алюминия в зерне ортопироксена у контакта с каймой калиевого полевого шпата (рис. 1б) уменьшается согласно реакции



которая является индикатором изменения активностей щелочей при чарнокитизации (Perchuk, Gerya, 1992).

Отсутствие реакционных структур замещения биотита и роговой обманки ортопироксеном вдоль профиля “гнейс-чарнокит” свидетельствует о том, что переход гнейса ($Bt + Hbl + Pl + Qtz$) в чарнокит происходил резко, в условиях стабильности парагенезиса $Opx(\pm Bt) + Kfs + Pl + Qtz$, за счет воздействия щелочного флюида. Реакция



записанная с учетом реальных величин $N_{Mg}^{Bt, Opx}$ и $N_{Al}^{Bt, Opx}$, показывает, что биотит с $N_{East} = 4.0$ в реакции со щелочным флюидом разлагается на низкоглиноземистый Opx ($N_{Ok} = 0.9$) и Kfs . Дальнейшее воздействие щелочного флюида на породу приводит к снижению N_{Ok} новообразованного метасоматического Opx в тылу КРQ зоны за счет реакции (3).

Таким образом, реакционные структуры чарнокитизации отвечают проработке гнейсов глубинными подщелоченными флюидами.

2) **Реакционные структуры позднего этапа чарнокитизации** - $Qtz-Pl$ микрожилы на контактах зерен Kfs с другими минералами (Pl, Bt) являются более поздними по сравнению каймами Kfs . Микрожилы в чарноките (рис. 1в) имеют графическую структуру и четкие контакты с матричными минералами. Реликты более основного плагиоклаза ($N_{Ca}^{Pl} = 28$) внутри микрожил являются свидетельствами протекания в породе реакции (2) на ранних стадиях эволюции чарнокита. Возникновение $Qtz-Pl$ микрожил связано с взаимодействием калиевого полевого шпата с остаточным расплавом или флюидом, насыщенным Ca, Na, K, SiO_2 по реакции, обратной реакции (1) на стадии, последующей за кристаллизацией чарнокита в ядре “пятна”.

3) **Реакционные структуры дечарнокитизации** - развитие ассоциаций $Bt + Qtz$, $Gru + Mt + Qtz$ и карбонатов по ортопироксену знаменуют дестабилизацию чарнокитового парагенезиса за счет роста активностей CO_2, H_2O и O_2 на поздних этапах эволюции чарнокитового пятна.

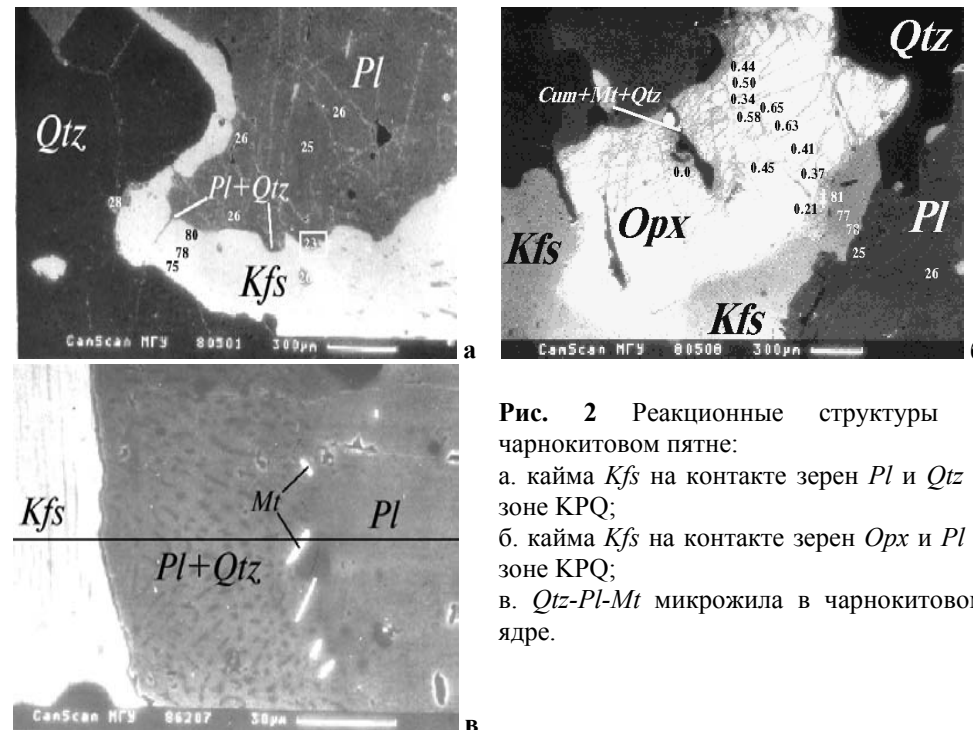


Рис. 2 Реакционные структуры в чарнокитовом пятне:
 а. кайма Kfs на контакте зерен Pl и Qtz в зоне КРQ;
 б. кайма Kfs на контакте зерен Opx и Pl в зоне КРQ;
 в. $Qtz-Pl-Mt$ микрожила в чарнокитовом ядре.

Первичные **флюидные включения** в чарноките представлены изолированными мелкими (менее 5 мкм) декрипитированными водно-солевыми (гидрокарбонаты и/или $NaCl$) включениями, которые сопровождаются смешанными H_2O-CO_2 включениями. В Kfs из переходной зоне обнаружены первичные углекислые флюидные включения, содержащие Cal и Kfs . Флюидные включения показывают, что процесс чарнокитизации обусловлен двумя несмешиваемыми флюидными фазами: водно-солевой и углекислой, содержащей примеси солей Ca, K и Na.

Температура процесса чарнокитизации рассчитывались по обменным равновесиям $Bt + Opx$ и $Pl + Kfs$ (Perchuk et al., 1991), а **давление** оценивалось по уравнению обобщенного регрессивного PT тренда для гранулитовых комплексов

(Perchuk, 1990), характерного также для пород ЦГП Шри Ланки (Сафонов и др., 1995). Выделены *три стадии температурной эволюции* чарнокитового пятна (рис. 3):

I. $T=710-680^{\circ}\text{C}$ соответствует кристаллизации биотита в чарноките совместно с ортопироксеном;

II. $T=650-580^{\circ}\text{C}$ отвечает дальнейшему метасоматическому преобразованию пород, росту чарнокитового “пятна”, гидратации и развитию биотита за счет остаточного водного флюида;

III. $T=580-470^{\circ}\text{C}$ характеризует поздние метасоматические процессы в пятнистом чарноките, кристаллизацию кварц-плагиоклазовых микрожил.

Температуру начальной кристаллизации ортопироксена в чарноките и зоне КРQ определить не возможно. Возможно, что она была выше 710°C .

Активность воды на высокотемпературной стадии эволюции чарнокита (I), рассчитанная по равновесию $Bt+Qtz=Opx+Kfs+H_2O$ по составам сосуществующих минералов в чарноките, составляла $a_{H_2O}^f=0.33-0.28$. На стадии остывания активность воды снижалась до 0.20-0.14 (рис. 3). Относительно низкая $a_{H_2O}^f$ в чарнокитизирующем флюиде обусловлена понижением $\gamma_{H_2O}^f$ за счет взаимодействия молекул H_2O во флюиде с молекулами сильных электролитов ($NaCl$, KCl , $CaCl_2$) (Аранович и др., 1987; Шмулович, 1983; Aranovich, Newton, 1997), что подтверждается находкой водно-солевых включений в минералах чарнокита и интенсивным развитием щелочного метасоматоза.

Структурные особенности чарнокита свидетельствуют о том, что эта порода могла частично или полностью кристаллизоваться из расплава, возникшего в результате метасоматического изменения состава гнейса при близости состава пород к гранитной эвтектике. Плавление могло произойти при $T=750^{\circ}\text{C}$, $P=6.5$ кбар и $a_{H_2O}^f=0.35-0.4$ (рис. 3).

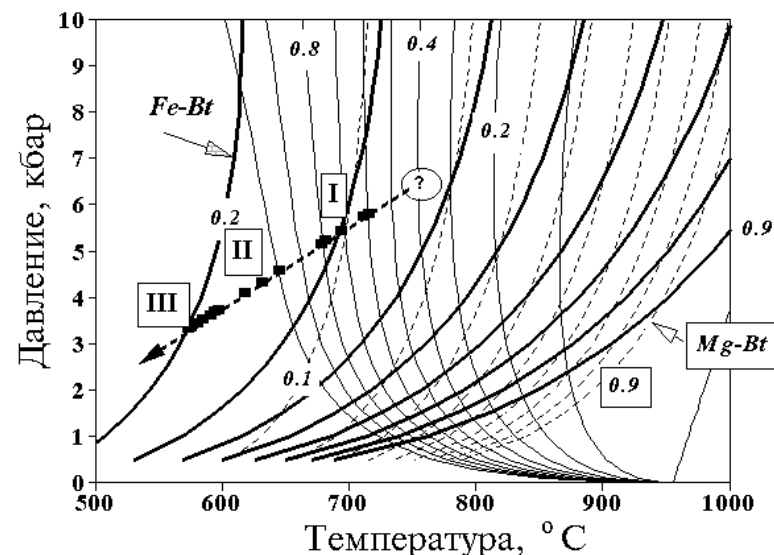
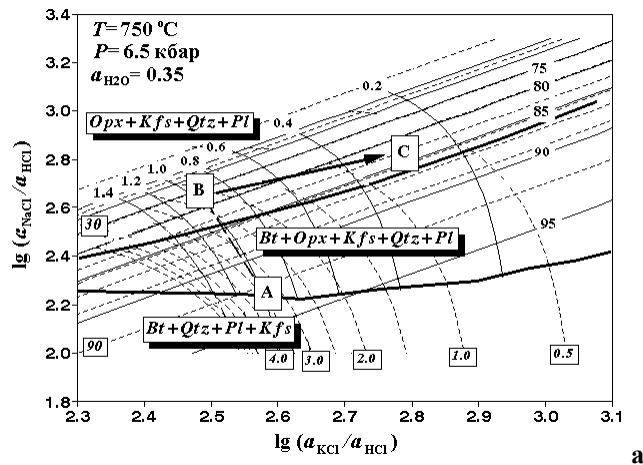
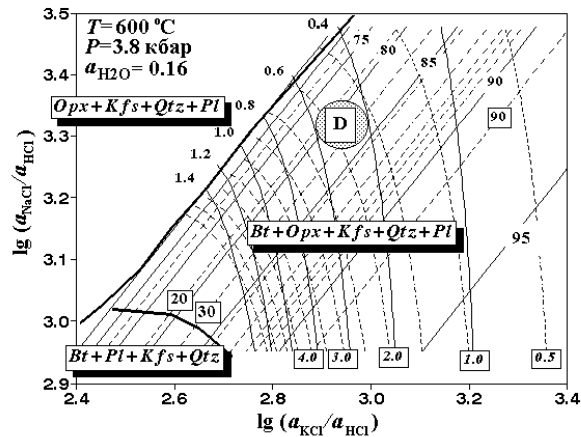


Рис. 3. PTa_{H_2O} - диаграмма для гранитного ликвидуса (Перчук, 1973) в сравнении с линиями реакции $Bt+Qtz=Opx+Kfs+H_2O$. ■ - PT -параметры равновесий Opx и Bt в чарнокитовом ядре вдоль ретроградного тренда эволюции. I-III - стадии эволюции чарнокитового пятна (см. текст). Знаком (?) обозначены возможные PT -параметры плавления в чарнокитовом ядре.

Индикаторами роста **активности щелочей** при чарнокитизации являются зональные каймы Kfs на контактах зерен Pl , Opx и Bt . Субсолидусные диаграммы $\lg(a_{KCl}/a_{HCl})^f - \lg(a_{NaCl}/a_{HCl})^f$ (рис. 4 а, б) иллюстрируют закономерности изменения составов сосуществующих минералов при вполне подвижном поведении K и Na во флюиде и эволюцию химических потенциалов K и Na при образовании пятнистых чарнокитов района Курунегала. Приток подщелоченных флюидов, привел к разложению парагенезиса ортогнейса ($Bt+Qtz+Pl+Kfs$, поле А на рис. 4 а) с образованием в тылу метасоматической КРQ зоны низкоглиноземистого магнезиального ортопироксена (поле В на рис. 4 а). По разные стороны от метасоматической КРQ зоны существуют парагенезисы одинаковой валовой магнезиальности, но разного минерального состава. Дальнейший рост активностей щелочей (тренд В-С) ведет к



а



б

Рис. 4. Диаграммы $\lg(a_{\text{KCl}}/a_{\text{HCl}})^n - \lg(a_{\text{NaCl}}/a_{\text{HCl}})^n$ для ассоциации $\text{Opx} + \text{Bt} + \text{Kfs} + \text{Qtz} + \text{Pl} + (\text{K-Na-H})\text{Cl}$ для предполагаемого пика чарнокитизации (а); для стадии дечарнокитизации (б) (см. текст). Прямые сплошные линии - $N_{\text{Or}}^{\text{Kfs}}$, прямые прирывистые линии - $N_{\text{An}}^{\text{Pl}}$, субвертикальные сплошные линии - $N_{\text{OK}}^{\text{Opx}}$, субвертикальные прерывистые линии - $N_{\text{East}}^{\text{Bt}}$

снижению глиноземистости Opx (реакция 3) и замещению Pl калишпатом по реакциям (1) и (2). Координата поля С соответствуют минеральной ассоциации чарнокитового ядра. Формирование биотита в чарноките обусловлено снижением температуры и активностей щелочей (рис. 3 б). Смещение дивариантного поля в

область более высоких значений $\lg(a_{\text{NaCl}}/a_{\text{HCl}})^n$ соответствует кристаллизации низкотемпературных Pl-Qtz микрожил.

Расчет модельной диаграммы $X_{\text{Mg}}^{\text{порода}} - X_{\text{Al}}^{\text{порода}}$ ($T=700^\circ\text{C}$, $P=5.5$ кбар, $a_{\text{H}_2\text{O}}^f=0.3$ и $\lg(a_{\text{KCl}}/a_{\text{HCl}})^n=2.8$) показал, что наряду с возрастанием активностей К и Na и низкой активностью воды во флюиде, метасоматическое снижение магнезиальности породы на 10 мол. % при чарнокитизации обуславливала стабильность чарнокитового парагенезиса.

Модель образования пятнистых чарнокитов

Таким образом, пятнистая чарнокитизация тесно связана с общей историей метаморфизма пород ЦГП и смежного комплекса Ванны на *регрессивной стадии метаморфизма* при $T=(750?)710-470^\circ\text{C}$. Инфильтрация внешних мантийных (Jackson et al., 1988; Hoernes et al., 1991) флюидов обуславливала вынос в переходную зону CaO , FeO , MgO , TiO_2 и др. при увеличении в чарноките SiO_2 , K_2O и Fe/Mg соотношения. Одновременно на фронте чарнокитизации происходили реакции разложения ассоциации $\text{Hbl} + \text{Bt}$ с образованием Opx и Kfs . Главными факторами смены минеральных парагенезисов являлись изначально высокие активности К и Na в метаморфическом флюиде. В процессе чарнокитизации сосуществовали два несмешивающихся флюида: существенно углекислый и водно-солевой, которые характеризовались относительно низкой активностью воды ($a_{\text{H}_2\text{O}}^f < 0.33$). Это способствовало разложению водосодержащих минералов и образованию чарнокитового парагенезиса. После кристаллизации ортопироксена в метасоматической тыловой зоне (КРQ), дальнейшие изменения вели к снижению глиноземистости новообразованного ортопироксена, увеличению количества калиевого полевого шпата. При этом в центре чарнокитового пятна при температуре порядка 750°C мог возникнуть расплав. Последующая эволюция чарнокитового “пятна” вела к расширению метасоматической и магматической зон как зон единой метасоматической колонки (Коржинский, 1970), тыловая монофазная зона которой была представлена флюидонасыщенным расплавом. Кристаллизация расплава приводила к высвобождению остаточных SiO_2 , Ca, Na и K содержащих водных флюидов,

обусловивших интенсивную гидратацию чарнокита и формирование Pl - Qtz микрожил, грюнерита и карбонатов.

Предложенная модель формирования пятнистых чарнокитов Курунегалы аналогична модели образования региональных чарнокитовых комплексов (Perchuk et al., 1994). Таким образом, образование чарнокитового “пятна” может служить микромоделью формирования региональных чарнокитовых комплексов.

Экспериментальное моделирование реакций при взаимодействии K-Na флюида с биотит-амфиболовым гнейсом

Целью экспериментального моделирования реакций при взаимодействии K-Na флюида с биотит-амфиболовым гнейсом являлось воспроизведение реакционных структур между минералами в зависимости от состава флюида при заданных температуре и давлении.

Флюиды, не содержащие K и Na, не оказали значительного влияния на минеральный состав породы и на составы минералов в ней. Наиболее характерными реакционными структурами пород в опытах с хлоридными K-Na флюидами являются каймы и микропрожилки щелочного полевого шпата, состав Kfs в которых зависит от соотношения K/Na во флюиде. В ряде опытов каймы представляют собой субмикроскопические сростки ортоклаза с почти чистым анортитом, что отвечает предельному случаю реакции (2) на самых ранних этапах взаимодействия плагиоклаза с щелочным флюидом, когда натрий в структуре плагиоклаза полностью замещается на калий. Однако, подобные взаимоотношения новообразованных кайм щелочного полевого шпата с матричным плагиоклазом редки. Обычно состав плагиоклаза не изменяется и при этом не наблюдается обогащение кайм Ca. Это свидетельствует в пользу реакции (1), которая обуславливает замещение плагиоклаза щелочным полевым шпатом вдоль границ зерен. Взаимодействие K-Na флюида с 5-20 масс. % солей (при $X_{KCl}=0.5-1$) с гнейсом привело к замещению биотита и роговой обманки ассоциацией $Cpx+Kfs$, т.е. образованию монцонитового парагенезиса. Снижение X_{KCl} в опытах при общем содержании щелочей около 20 мас. % привело к образованию щелочного амфибола ряда рихтерит-феррорихтерит.

Таким образом, опыты продемонстрировали возможность замещения ассоциации $Bt+Hbl+Pl$ ассоциацией $Cpx+Kfs$ за счет высоких концентраций щелочей во флюиде при PT условиях, в которых водные минералы стабильны даже в существенно углекислом флюиде.

Глава 3. Роль щелочей при образовании гранатовых коронарных структур в метамангеритах и метаанортозитах комплекса Адирондак (США).

Ортопороды комплекса Адирондак характеризуются коронарными структурами $Grt+Qtz$ на контактах зерен Opx , Cpx , Ilm и Hbl с Pl , которые, по мнению большинства исследователей, отвечают гранулитовой фации метаморфизма при $T=600-800^{\circ}C$ и $P=7-8$ кбар на этапе субизобарического остывания (De Waard, 1965; Martingole, Schrijver, 1971; McLelland, Whitney, 1977) или на пике метаморфизма (Bohlen et al., 1985) в условиях отсутствия или незначительного воздействия флюидов. Петрографическое изучение пород показало, что гранатовые реакционные структуры в ортопородах комплекса Адирондак сопровождаются многочисленными каймами Kfs внутри гранатовых корон. Это позволяет определить роль K и Na в метаморфическом флюиде при образовании этих реакционных структур методами, использованными при изучении пятнистых чарнокитов.

Изученные метамангериты принадлежат к комплексу пород, расположенному на границах анортозитового массива Марси (районы Лэйк Плесид, Саранак-Лэйк и Таппер-Лэйк). Образцы анортозитов были отобраны в районе Таппер-Лэйк вблизи их контакта с мангеритами.

Метамангериты состоят из Pl ($N_{Ca}^{Pl}=22-24$), Opx , Cpx , Qtz , Kfs ($N_K^{Kfs}=85-93$), Hbl , Bt , Grt ($N_{Mg}^{Grt}=1-4$; $N_{Ca}^{Grt}=21-23$; $N_{Mn}^{Grt}=3.5-4.5$), Ilm , Mt , Sph . Породы обладают гранобластовой структурой. В некоторых образцах проявлена гнейсовидность S_2-S_3 (Wiener et al., 1984). Вместе с тем в образцах сохранились реликты первичной магматической структуры. $Grt+Kfs+Qtz$ короны в метамангеритах (рис. 5а) формировались после образования Cpx , Hbl , а также после развития гнейсовидности (S_2-S_3) в породах. Реакции коронообразования

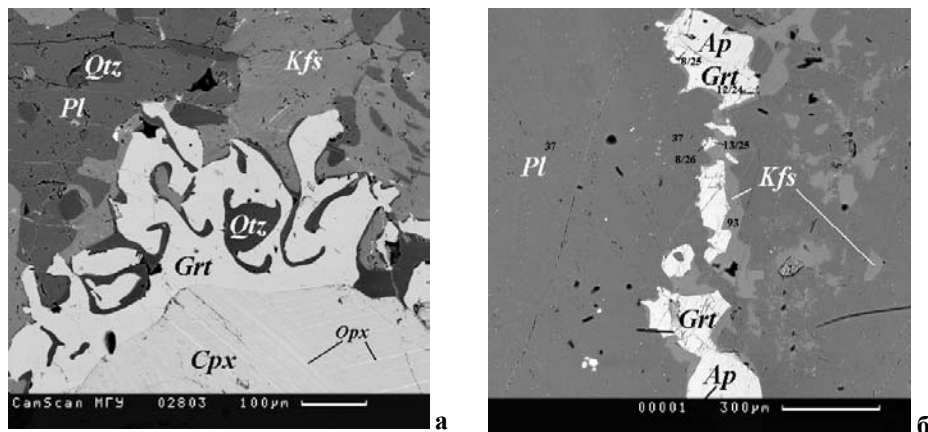


Рис. 5 Реакционные структуры в ортопородах комплекса Адирондак: а. *Grt-Kfs-Qtz* корона на контакте зерен *Pl* и *Cpx* в метамангерите; б. *Grt-Kfs-Ap* микрожила в метаанортозите.

протекали неоднородно в разных участках пород и были связаны с калишпатизацией. Кроме *Grt-Kfs-Qtz* корон в некоторых образцах были изучены *Hbl* короны, структурно аналогичные *Grt-Kfs-Qtz* коронам.

Метаанортозиты состоят из крупных кристаллов *Pl* ($N_{Ca}^{Pl}=43-36$) и иногда содержат пироксены и титаномагнетит. *Grt* ($N_{Mg}^{Grt}=8-14$; $N_{Ca}^{Grt}=25-27$; $N_{Mn}^{Grt}=3.5-4.5$) коронарные структуры в метаанортозитах развиты на контактах *Pl* с *Ap* или в зонах дробления крупных кристаллов *Pl*. Коронарные структуры в метаанортозитах также связаны с новообразованиями *Kfs* ($N_K^{Kfs}=90-96$) (рис. 5б).

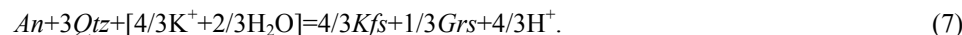
Во всех изученных породах N_{Ca}^{Pl} снижается на 1-4 мол. % от центра зерен плагиоклаза к контактам с *Grt* коронами. Несмотря на узкие пределы изменения составов полевых шпатов в коронах из метамангеритов и метаанортозитов во многих случаях обнаруживается прямая корреляция N_K^{Kfs} и N_{An}^{Pl} . N_{Ca}^{Grt} в коронах слабо увеличивается к контактам с *Pl* и *Kfs* во внешних зонах корон. Во многих образцах намечается прямая связь между N_{Ca}^{Grt} и N_K^{Kfs} . Таким образом, составы и зональность минералов в метамангеритах и метаанортозитах свидетельствуют о том, что рост гранатовых коронарных структур в этих породах сопровождался увеличением кальциевости граната при постоянной или слабо уменьшающейся

основности *Pl*, уменьшением глиноземистости пироксенов и увеличением содержания ортоклазовой составляющей в сосуществующем *Kfs*.

Эти закономерности показывают, что процесс роста *Grt-Kfs-Qtz* корон на контакте пироксенов с плагиоклазом осуществлялся по **реакциям**



и (2). Сосуществование *Grt*, *Pl* и *Kfs* внутри корон обусловлено равновесием



Микроструктурные особенности коронарных структур свидетельствуют о том, что гранат в метамангеритах и метаанортозитах возник после кристаллизации главного метаморфического парагенезиса $Opx+Cpx+Hbl+Pl+Qtz+Ilm+Mt\pm Kfs$ и после образования гнейсовидности и линейности (S_2-S_3) в метамангеритах, которые характеризуют стадии деформации на пике гранулитового метаморфизма пород Адирондака (Wiener et al., 1984). Это означает, что коронарные структуры в метамангеритах характеризуют более позднюю, регрессивную стадию метаморфизма.

Расчеты **температур** образования изученных коронарных структур с использованием *Grt-Cpx* (Ellis, Green, 1979), *Grt-Opx* (Perchuk, Lavrent'eva, 1990), *Grt-Hbl* (Perchuk, 1991) и моноамфиболового (Геря и др., 1997) геотермометров показали, что они ($635\pm 70^\circ C$ для интервала $P=7.5-5$ кбар) на $50-100^\circ C$ ниже температур пика метаморфизма пород (Bohlen et al., 1985). Это подтверждает сделанный выше вывод о том, что гранатовые коронарные структуры в метамангеритах комплекса Адирондак возникли на регрессивной стадии метаморфизма.

Расчеты **фугитивности кислорода** во флюиде, равновесном с минералами корон, по равновесию $Grt+O_2=Mt+Pl+Qtz$ показали, что в температурном интервале $700-600^\circ C$ ($P=6-7$ кбар) рассчитанные значения $-lgf_{O_2}=16-18$ близки к линии равновесия $Grt+O_2=CO_2$ (рис. 6). Отсутствие графита в изученных образцах означает, что метаморфические флюиды содержали небольшие количества CO_2 . Преобладающим компонентом флюида являлась H_2O . Низкие активности H_2O (0.1-0.2) во флюиде при образовании коронарных

структур в метамангеритах (Valley et al., 1990) были обусловлены значительными концентрациями солей калия в водном флюиде. Свидетельствами насыщенности метаморфических флюидов KCl в ортопородах Адирондака являются высокохлористые калиевые роговые обманки ($N_K^{Hbl}=36-48$; до 1.5-2 мас. % хлора) и хлор-апатиты, ассоциирующиеся с гранатовыми коронарными структурами.

Субсолидусная диаграмма $\lg(a_{KCl}/a_{HCl})^f - \lg(a_{NaCl}/a_{HCl})^f$ ($T=700^\circ\text{C}$, $P=6.5$ кбар, $a_{H_2O}^f=0.1$ и $N_{Ca}^{Pl}=15$) (рис. 7) иллюстрирует закономерности изменения составов сосуществующих *Grt*, *Pl* и *Kfs* при вполне подвижном поведении щелочей во флюиде и общее **изменение химических потенциалов щелочей** при образовании гранатовых коронарных структур в метамангеритах комплекса Адирондак. Тренд на рис. 7 характеризует резкое снижение a_{Na}^f во флюиде при слабо увеличивающейся a_K^f . Это означает, что короны возникли под контролем активности калия (вполне подвижное поведение калия). При этом влияние Na на протекание каких-либо реакций коронообразования установить не удалось, что позволяет сделать заключение об его инертности.

Модель образования гранатовых коронарных структур в метамангеритах и метаанортозитах

Микроструктурные и термобарометрические данные свидетельствуют о том, что *Grt+Qtz+Kfs* короны в метамангеритах и метаанортозитах сформированы на *регрессивной стадии* метаморфизма (субизобарическое остывание) при $T=700-600^\circ\text{C}$ и P порядка 6-7 кбар в результате взаимодействия пород с глубинным существенно водным (или водно-углекислым) восстановленным флюидом, обогащенным KCl. Минералогическим индикатором вполне подвижного калия при образовании коронарных структур в породах Адирондака являются *Kfs* каймы внутри

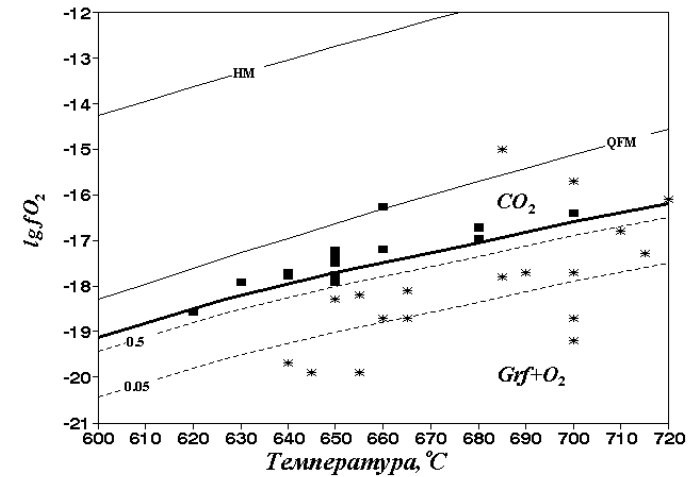


Рис. 6 $T-\lg f_{O_2}$ диаграмма ($P=6$ кбар). ■ - значения рассчитанные по равновесию $Mt+Qtz+Pl=Grt+O_2$ для составов минералов в коронах; * - данные Дж. Вэлли и др. (Valley et al., 1990).

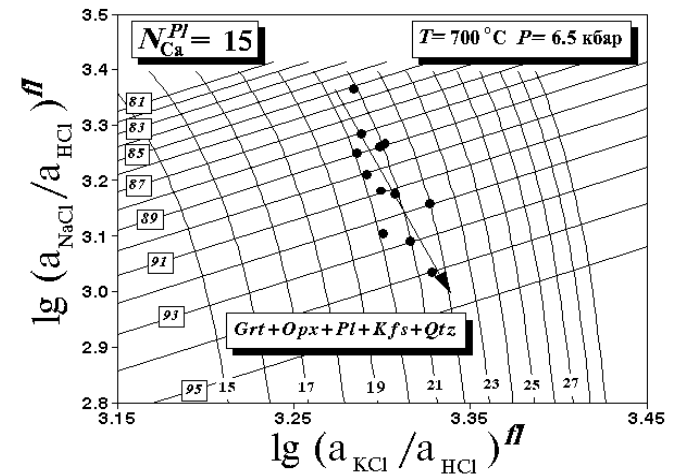


Рис. 7 Субсолидусная диаграмма $\lg(a_{KCl}/a_{HCl})^f - \lg(a_{NaCl}/a_{HCl})^f$ для ассоциации $Grt+Opx+Pl+Kfs+Qtz+(K-Na-H)Cl$ флюид в ортопородах Адирондака. Прямые линии - N_{Or}^{Kfs} , субвертикальные линии - N_{Ca}^{Grt} .

корон и закономерные изменения составов сосуществующих *Grt*, *Pl* и *Kfs*. В эволюции пород Адирондака выделяются две стадии: 1) высокотемпературная ($700-600^\circ\text{C}$) проработка пород калиевыми водными флюидами; 2) низкотемпературная (ниже 500°C) стадия изменения пород водно-углекислыми

флюидами (Morrison, Valley, 1988). Смена флюидных режимов аналогична той, что наблюдается в пятнистом чарноките (Глава 2).

Заключение

На примере двух контрастных по флюидному и *PT*-режимам метаморфизма комплексов - пятнистых чарнокитов района Курунегала, Шри Ланка, и комплекса Адирондак, США, - изучена роль щелочей на протекание реакций в горных породах на *регрессивной стадии* метаморфического процесса.

1) Вполне подвижное поведение щелочей при метаморфизме связано с притоком глубинных подщелоченных флюидов, контролирующих реакции чарнокитизации и коронообразования в ортогнейсах при $T=750-600^{\circ}\text{C}$.

2) Минералогическими индикаторами вполне подвижного поведения К и Na при метаморфизме обоих комплексов являются каймы и микрожилы *Kfs*, а также закономерное изменение составов сосуществующих минералов при возникновении этих реакционных структур:

- к контакту с каймами калиевого полевого шпата основность плагиоклаза увеличивается по реакции 2;

- на контакте кайм *Kfs* с другими минералами образуются *Qtz-Pl* микрожилы (реакция 1);

- в контакте с каймами *Kfs* систематически снижается глиноземистость *Orx* (реакция 3);

- кальциевость граната в коронарных структурах систематически увеличивается в сторону контакта с новообразованными каймами *Kfs* (реакция 7).

3) Ведущими факторами преобразования биотит-амфиболовых гнейсов в чарнокиты являлись *возрастание химических потенциалов К и Na во флюиде*, тогда как образование *Grt+Kfs+Qtz* корон в метамангеритах и метаанортозитах комплекса Адирондак обусловлено субизобарическим остыванием пород при *высокой активности К во флюиде*. Важным фактором образования ассоциаций *Orx+Kfs* и *Grt+Kfs+Qtz* в изученных породах являлась относительно низкая $a_{\text{H}_2\text{O}}^f$, связанная с высокими концентрациями солей во флюиде.

4) На примере пород из Шри Ланки показано, что в процессе пятнистой чарнокитизации участвовали два несмешивающихся флюида: водно-солевой и

углекислый. Воздействие этих флюидов на породы обусловило две стадии изменения пород: высокотемпературная ($750(?)710-680^{\circ}\text{C}$) стадия изменения пород водно-солевыми флюидами и низкотемпературная ($650-470^{\circ}\text{C}$) стадия гидратации и карбонатизации, связанная с водно-углекислыми флюидами. В породах комплекса Адирондак также наблюдаются две последовательные стадии проработки пород водно (+CO₂)-солевыми флюидами при $700-600^{\circ}\text{C}$ и водно-углекислыми флюидами при T ниже 500°C (Morrison, Valley, 1988, 1991).

5) Роль флюидных фаз, определявших протекание реакций в породах двух изученных комплексов, была несколько различна. Процесс пятнистой чарнокитизации пород Шри Ланки в основном обусловлен воздействием на ортогнейсы водно-углекислой флюидной фазы с относительно небольшими содержанием К-Na хлоридов. Метасоматические изменения в метамангеритах и метаанортозитах комплекса Адирондак вызваны второй водно-хлоридной фазой единого глубинного флюида

Сделанные выводы характеризуют вполне подвижное поведение щелочей как один из важнейших факторов эволюции минеральных парагенезисов изученных пород.

Список опубликованных и принятых к печати работ

1. Сафонов О.Г., Вэлли Дж.В., Перчук Л.Л. (1995) Изотопная и композиционная характеристики сосуществующих минералов из метагаббро Нагорного комплекса Шри Ланки: интерпретация *PT* условий. Петрология, т. 3, № 5, стр. 527-536.
2. Сафонов О.Г. (1996) Петрологическое доказательство подвижности калия и натрия при образовании пятнистых чарнокитов. Вестник НСО, МГУ, Тезисы докладов на Международной конференции студентов и аспирантов "Ломоносов - 96".
3. Сафонов О.Г., Перчук Л.Л., Геря Т.В. (1997) Уникальные реакционные структуры и режим щелочей при образовании пятнистых чарнокитов. Вестник МГУ, серия 4, Геология, № 2, стр. 24-33.
4. Перчук Л.Л., Геря Т.В., ван Ринен Д.Д., Сафонов О.Г., Смит С.А. (1996) Метаморфический пояс Лимпопо, Южная Африка: 2. Режим декомпрессии

и остывания гранулитов и пород кратона Каапвааль. Петрология, т. 4, №6, стр. 619-648.

5. Safonov O.G., Perchuk L.L., Gerya T.V. (1996) Reaction textures and mobility of alkalis and Ca during formation of patchy charnockites at Kurunegala, Sri Lanka. International Symposium on Charnockite and Granulite Facies Rocks, Madras, India, pp. 39-40.
6. Safonov O.G., Perchuk L.L., Gerya T.V., Touret J.L.R. (1997) Perfect mobility of K, Na and Ca during patchy (arrested) charnockite formation, Kurunegala, Sri Lanka. EUG 9 Abstracts, Strasbourg, France, p. 454.
7. Perchuk L.L., Safonov O.G., Gerya T.V. (1996) Role of alkalis and Ca²⁺ mobility during formation of patchy charnockites. Goldschmidt Conference Abstracts, Heidelberg, Germany, p. 458.
8. Safonov O.G., Perchuk L.L., Shur M.Yu. (1997) Compositional and *PT* evolution of Crd-Opx coronas around garnet. International meeting Mineral Equilibria and Databases, Espoo, Finland, pp. 63-64.