

На правах рукописи

**ХОДОРЕВСКАЯ Лилия Ивановна**

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ  
ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ ПО ПОРОДАМ ОСНОВНОГО СОСТАВА**

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Москва, 2006

Работа выполнена в Институте экспериментальной минералогии РАН  
(ИЭМ РАН, г. Черноголовка)

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук,  
академик РАН Летников Феликс Артемьевич  
(ИЗК СО АН, г. Иркутск)

доктор геолого-минералогических наук,  
член-корреспондент РАН  
Глебовицкий Виктор Андреевич  
(ИГГД РАН, г. С.-Петербург)

доктор геолого-минералогических наук,  
Граменицкий Евгений Николаевич  
(Геологический факультет МГУ, г. Москва)

Ведущая организация: Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН)

Защита состоится **2 июня 2006 г. в 14-30** в аудитории **415** на заседании  
диссертационного совета Д 501.001.62 Геологического факультета  
Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова по адресу:  
119992, г. Москва, ГСП-2, Ленинские горы, МГУ, геологический факультет

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Геологического факультета  
Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (ГЗ, 6 этаж)

Автореферат разослан 28 апреля 2006 года

Ученый секретарь Диссертационного совета  
доктор геолого-минералогических наук

Р.Н.Соболев

## ВВЕДЕНИЕ

Гранитоидные магматические серии характерны для пород континентальной коры различного возраста. Наибольшее распространение они получили в архее (преимущественно тоналит-трондьемит-гранодиоритовые серии - TTG), являясь преобладающими компонентами древних архейских щитов и краевых частей зеленокаменных поясов. Обычная ассоциация TTG с метаморфическими толщами основного состава, присутствие среди них блоков, ксенолитов и скиалитов слабо измененных либо мигматизированных и гранитизированных амфиболитов, двупироксеновых кристаллосланцев и других типов метабазитов, свидетельствует о том, что именно основные породы амфиболитовой или гранулитовой фации преобладали среди метаморфических образований, которые замещались тоналит-трондьемит-гранитоидными расплавами или из которых последние выплавлялись в виде жильной лейкосомы. Формирование гранитоидов за счет пород основного состава, представляющее собой одно из наиболее типичных корообразующих явлений в древней континентальной литосфере, включает следующие процессы: а) частичное плавление (partial melting) пород (закрытая система); б) диффузионное взаимодействие кислых расплавов с базитами (гибридизация); в) гранитизация под влиянием потоков глубинных флюидов (открытая система). Опыт показывает, что в природных условиях частичное плавление, диффузионное взаимодействие и гранитизация нередко переплетаются, что затрудняет их генетическую интерпретацию. Поэтому сложность и дискуссионность проблемы формирования гранитоидных магм за счет метабазитов очевидна.

**Актуальность** экспериментального моделирования процессов гранитообразования по породам основного состава кажется важной потому, что позволяет выявить отдельно специфические особенности каждого из трех вышеназванных процессов и определить их возможные P-T параметры.

**Цель и задачи исследования** настоящей работы состоят в экспериментальном изучении основных путей гранитообразования по породам основного состава, в частности по амфиболитам. Предусматривалось решение следующих задач: 1) исследовать процессы частичного плавления амфиболитов в широком интервале температур – от 800 до 1000°C и давлений – от 5 до 25 кбар (анатексис в условиях закрытой системы); 2) провести экспериментальное моделирование диффузионного взаимодействия гранитов и амфиболитов (процессы гибридации и ассимиляции); 3) экспериментально воспроизвести явления гранитизации пород основного состава; 4) для сопоставления результатов экспериментов с природными данными, изучить гранитизацию коронарных метагабброноритов в беломорском комплексе Карелии.

**Фактический материал и методы исследований.** Работа выполнена в Лаборатории флюидно-магматических процессов Института экспериментальной минералогии РАН (г. Черноголовка Московской обл.). В ее основу положены экспериментальные исследования автора, проведенные в период 1990-2003 гг. на установках цилиндр-поршень и установках высокого газового давления, а также полевые исследования в районе Кандалакшского залива Белого моря, совместно с

ИГЕМ РАН в 2002-2004 гг. При изучении результатов экспериментов и полевых образцов было сделано более 400 шлифов и 2000 микрозондовых и рентгенофазовых анализов.

**Личный вклад автора.** Исследования проводились в рамках плановых тем ИЭМ РАН. Автор являлась также руководителем трех проектов РФФИ (96-05-64871, 00-05-64036, 03-05-64539), поддерживавших изучение рассматриваемых проблем, и ответственным исполнителем в программе ОНЗ (тема 10.3 «Исследование условий образования и свойств гранитных расплавов»).

**Научная новизна.** Впервые в экспериментальных условиях воспроизведены три принципиально различных модели образования гранитоидов по породам основного состава. Частичное плавление **в условиях закрытой системы** в широком интервале P-T параметров, позволило изучить составы образующихся расплавов и фазовые равновесия в реститах, отвечающих условиям гранулитовой и высокотемпературной эклогитовой фаций.

Экспериментальные исследования **в условиях открытой системы** позволили, с одной стороны, изучить диффузионное взаимодействие амфиболитов с гранитным расплавом, отражающее процессы формирования диффузионных мигматитов наряду с образованием гибридных фаций гранитов. С другой стороны – впервые удалось воспроизвести процессы гранитизации пород основного состава, вызываемые фильтрацией флюидной фазы через породу. На основании большого количества экспериментальных данных показана важная роль летучих при выплавлении гранитоидов из метабазитов.

**Практическая значимость работы.** Выявление экспериментальными методами специфических особенностей, P-T параметров и роли флюидной фазы в выплавлении гранитоидов из метабазитов позволяет получить существенную информацию по различным моделям образования гранитов, с которыми, как известно, связаны многочисленные типы рудных месторождений.

**Публикации и апробация работы.** Основные положения диссертационной работы представлялись и докладывались на XIV и XV Российских совещаниях по экспериментальной минералогии (Черноголовка, 2001, Сыктывкар, 2005), Научной конференции РФФИ “Геодинамика и эволюция Земли” (Новосибирск, 1996), годовом собрании Минералогического общества “Минералогия России” (Санкт-Петербург, 2000), Втором Всероссийском петрографическом совещании “Петрография на рубеже XXI века” (Сыктывкар, 2001), 32-м Международном геологическом конгрессе (Флоренция, 2004), Международном симпозиуме “Физико-химические аспекты эндогенных геологических процессов” (Москва, 1999), «Хитариадах» 2001-2003, Всероссийской научной конференции “Геология, Геохимия и Геофизика на рубеже XX и XXI веков” (Москва, 2002), XXI Всероссийском семинаре и школе «Щелочной магматизм Земли» (Апатиты, 2003), Научной конференции “Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения” (Петрозаводск, 2005), Международном (X Всероссийском) петрографическом совещании “Петрография XXI века” (Апатиты, 2005), Международной конференции “Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия” (Улан-Удэ, 2005).

**Структура и объем работы.** Диссертация состоит из введения, 5-ти глав и выводов. Текст изложен на 180 страницах, сопровождается 110 рисунками и 28 таблицами. Список цитируемой литературы включает 347 наименований.

**Основные защищаемые положения:**

1. В результатов экспериментов по частичному плавлению оливин-нормативных амфиболитов при давлении 5-25 кбар и температуре 800-1000°C установлено, что состав возникающих расплавов в интервале 5-14 кбар с ростом температуры меняется от трондьемитов к тоналитам и далее к породам среднего состава, а в интервале - 20-25 кбар - от кварцевых монцонитов к гранодиоритам. Показано, что начало выплавления TTG - расплавов в закрытой системе (источник H<sub>2</sub>O - дегидратация амфибола) возможно только при T > 800°C (гранулитовая фация), и лишь в открытой системе, с притоком дополнительного флюида извне (H<sub>2</sub>O > 1.8 мас. %) температура солидуса может снижаться до 660-700°C (амфиболитовая и эклогитовая фации).

2. При моделировании диффузионного взаимодействия амфиболитов с перегретым гранитным расплавом при P = 7 кбар и T = 800-950°C, в амфиболите формируется диффузионная зональность, вызванная диффузией щелочей и кремнезема со стороны расплава, а в эндоконтактной зоне гранита, за счет диффузии Ca, Mg и Fe из амфиболита образуются эндоконтактные фации повышенной основности: при T = 800°C кварц-монцонитовая, а при T = 950°C - чарнокитоидная (Орх-содержащая).

3. Впервые в эксперименте при температуре 700-750°C и общем давлении 5 кбар, были смоделированы условия гранитизации метабазитов под влиянием однонаправленного потока кремнещелочных флюидов. Установлено, что на передовом фронте процесса происходит метасоматическая дебазификация, фельдшпатизация и окварцевание метабазитов (с повышением железистости амфибола и биотита), в тыловой зоне сменяющееся магматическим замещением дебазифицированных метабазитов гранитным расплавом.

4. На примере гранитизации коронарных метагаббро-норитов беломорского комплекса в условиях высокобарической амфиболитовой фации (T - 660-700°C, P – 9.5-10.5 кбар) установлено, что процесс происходит за счет инфильтрации Na - K - Si - Cl - CO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O-содержащих рассолов, с нарастающей метасоматической дебазификацией и ощелачиванием метагабброидов на передовом фронте, и с последующим превращением их в тневые мигматиты, и заключительным плавлением и замещением гнейсогранитным расплавом. Результаты полевого и экспериментального изучения гранитизации метабазитов оказались очень сходными

**Благодарности.** Автор выражает огромную благодарность академику В.А. Жарикову за постановку задачи, поддержку, советы и консультации на протяжении всего периода многолетней работы по данной теме. Я благодарю сотрудников института В.П. Щербакова, А.И. Граненова, Н.И. Кузнецова, Е.Л. Рябину за помощь в постановке и проведении экспериментов, К.В. Вана, А.Н. Некрасова и Н.Н. Коротаеву (МГУ) за помощь при микронзондовых исследованиях. Особую

благодарность автор выражает В.М. Шмонову, разработавшему оригинальную методику, сыгравшую определяющую роль в исследовании инфильтрационных флюидно-магматических процессов. Большое спасибо А.В. Костюк, Д.М. Султанову, Е.Н. Граменицкому, К.И. Шмуловичу, С.И. Турченко, А.А. Щипанскому за дружескую поддержку, ценные советы и консультации. Автор благодарит сотрудников ИГЕМ РАН Е.В. Шаркова и А.В. Чистякова за помощь в экспедиционных исследованиях, и С.П. Кориковского, чьей поддержкой, советами и консультациями автор пользовался на завершающей стадии работы.

## **ГЛАВА I. ЧАСТИЧНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ АМФИБОЛИТОВ В ЗАКРЫТОЙ СИСТЕМЕ**

Большие объемы расплавов тоналит-грандземит-гранодиоритового состава, образовавшихся в докембрии при плавлении коры базитового типа, их преимущественно плагиогранитный состав, специфичность распределения РЗЭ и другие данные дают геологам обширный материал для интерпретации геодинамической обстановки, в которой происходило становление континентальной коры на раннем этапе ее развития. Среди различных гипотез генезиса TTG в 90-е годы XX века особую популярность приобрела гипотеза частичного плавления базитов, согласно которой вода, связанная в водосодержащих минералах океанической коры, таких как серпентин, амфибол, хлорит, эпидот, биотит и др., освобождается при реакциях дегидратации и, понижая температуры плавления пород, стимулирует образование расплава TTG состава с дальнейшим его отделением от тугоплавкого остатка и подъемом в верхние этажи коры в форме гранитных массивов, либо существованием *in situ* в виде лейкосомы мигматитов. Экспериментальная проверка дегидратационного плавления метабазитов в интервале температур от 900 до 1100°C и давлений от 8 до 32 кбар проводилась многими исследователями (Beard, Lofgren, 1991, Wolf and Wyllie, 1991, 1993, Rushmer 1991, Winther and Newton, 1991, Sen and Dunn, 1994, Rapp and Watson, 1988, Rapp et al., 1991, Rapp, 1995, Rapp and Watson, 1995). В это же время нами также были проведены эксперименты (Жариков, Ходоревская 1993, 1995а, 1995б, 2006, Zharikov, Khodorevskaya 1997, Ходоревская, Жариков 1998) по плавлению оливин-нормативных амфиболитов Nb1-Pl-состава (символы минералов - по Kretz, 1983) с содержанием воды в амфиболе  $1.8 \pm 0.2$  мас. %, при температурах 800-1000°C и давлениях 5-25 кбар, основные результаты которых представлены в этой главе.

### **Техника, методика и результаты экспериментов**

Предварительно тонкоизмельченный (5-20 мкм) оливин-нормативный амфиболит помещался в золотую ампулу и выдерживался в режиме опыта до 4 суток при  $T=800 - 1000^\circ\text{C}$  на установке высокого газового давления с внутренним нагревом (Иванов и др., 1978) при давлениях 5 и 14 кбар и на установке типа цилиндр - поршень (Ишбулатов, 1978) при давлениях 20 и 25 кбар. Фугитивность кислорода  $f_{O_2}$  в ампулах не контролировалась; принималось, что  $f_{O_2}$  в амфиболитах отвечает буферу QFM (Helz 1976; Patino Douce, Beard, 1994). Продолжительность опытов 3-4

суток, эксперименты большей длительности не проводились из-за аппаратных ограничений. Продукты опытов исследовались с помощью электронного микронзонда “Camscan” с EDS Link AN10/85S в Лаборатории микроанализа кафедры петрологии МГУ и на микронзонде “Camebax” в ИЭМ РАН. Относительная погрешность определения состава минеральных фаз и расплава, близка к 10%, но для щелочей в расплаве может достигать 30%.

Результаты экспериментов показали, что в рассматриваемом интервале Т-Р параметров в амфиболитах образуется расплав, сохраняются исходные и возникают новые минеральные фазы. Их состав может отвечать природным ассоциациям от гранулитовой до эклогитовой фаций. При давлениях ниже 10-14 кбар (в зависимости от состава плавящегося амфиболита) и температурах ниже 1000°C основная минеральная ассоциация в составе реститов - Hbl+Pl+Crх+Orх. Выше 1000°C - Pl+Crх±Orх±Ol.

С ростом давления от 10 и приблизительно до 16 кбар в рестите появляется гранат, и основная ассоциация при температурах до 1000°C - Hbl+Pl+Crх+Grt±Orх. При давлениях выше 16-20 кбар и температурах до 1000°C рестит представлен эклогитовым парагенезисом Crх+Grt±Hbl.

**Плагноклаз** из рестита с ростом температуры обогащается анортитовой составляющей в последовательности:

при Р 5 кбар: An<sub>27</sub>(800°C) → An<sub>40</sub>(900°C) → An<sub>50</sub>(990°C);

при Р 14 кбар: An<sub>30</sub>(800°C) → An<sub>32</sub>(900°C) → An<sub>59</sub>(1000°C).

**Клино- и ортопироксены** появляются в реститах за счет распада части амфиболов, по мере роста Т, начиная с 800°C. Повышение давления сказывается на увеличении содержания в клинопироксене жадеитовой молекулы вплоть до 30 мас.% при 25 кбар; с ростом температуры от 800 до 1000°C увеличивается магнезиальность минерала в среднем от 0.60 до 0.75 (рис.1). Ортопироксен отвечает En<sub>28</sub>, и его состав практически не меняется при изменении Т-Р параметров.

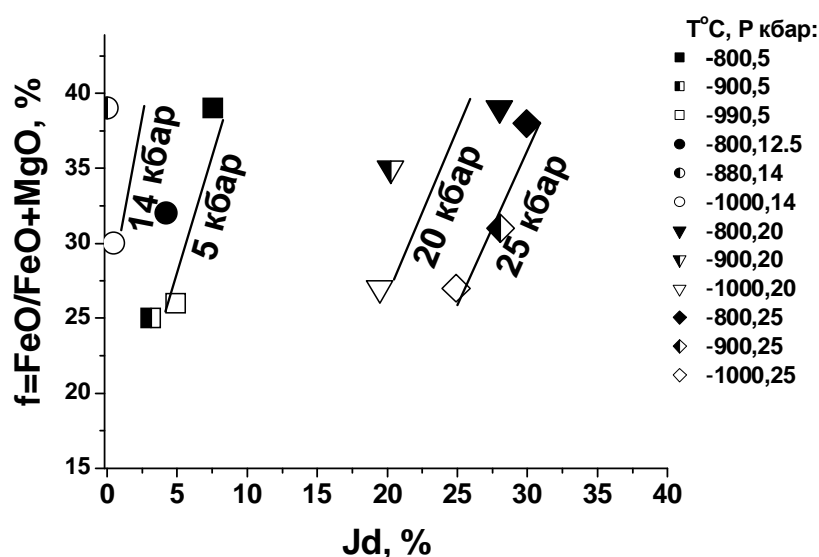


Рис. 1. Соотношение железистость - (f)- жадеитовый минал (Jd) в Crх при различных Р и Т параметрах

**Гранат** появляется в реститах при давлении ≥ 14 кбар. С ростом температуры от 800 до 1000°C в гранате возрастает содержание пироповой составляющей, и его

минальный состав меняется от  $Gros_{29}Alm_{60}Py_{11}$  до  $Gros_{28}Alm_{29}Py_{43}$ . Рост давления на нем почти не отражается.

Во всех случаях гранат является наиболее железистой фазой, а клинопироксен - наиболее магнезиальной.

**Амфиболы.** Сложный изоморфизм  $Ca \rightarrow Na_b$ ,  $Fe^{2+} \rightarrow (Al^{IV} + Fe^{3+})$ ,  $Al^{IV} \rightarrow Si$  в амфиболах наглядно проявлялся с ростом температуры, и давления.

При  $P = 5$  кбар близкие к исходным паргаситы, по терминологии (Leake et al., 1997), в которых  $Na_b \approx 0.1$  (Schumacher, 1997), сохранялись во всех опытах, не сильно меняясь по составу; отмечалось лишь некоторое уменьшение железистости амфибола от 0.47 до 0.37 с ростом температуры (рис. 2а). При  $990^\circ C$  среди указанных паргаситов появлялось заметное количество кристаллов с повышенным значением  $Na_b \approx 0.2$  (рис. 2б, цифры 1 и 2). Оптически амфиболы не различимы, а разделялись только на основании химических микронзондовых анализов.

При давлении 14 кбар и температурах  $800-900^\circ C$  образуются в основном Са-амфиболы - паргасит с величиной  $Na_b < 0.1$  (рис. 2б, 1) и Mg-горнбленд. С ростом температуры до  $1000^\circ C$  возрастает количество паргасита со значением  $Na_b \approx 0.3$  (рис. 2б, 2).

При  $P = 20$  кбар Mg-горнбленд и паргасит с переменным содержанием Na отмечены при всех температурах, при  $900^\circ C$  содержание  $Na_b$  в паргаситах достигает 0.6, т.е. образуется Mg-тарамит (Na-Ca-амфибол); (рис. 2б; пунктирная линия на рис. 2б отвечает границе между Са и Na-Ca амфиболами (Leake et al., 1997).

Железистость амфиболов практически не зависит от давления, но несколько снижается с ростом температуры (рис. 2а).

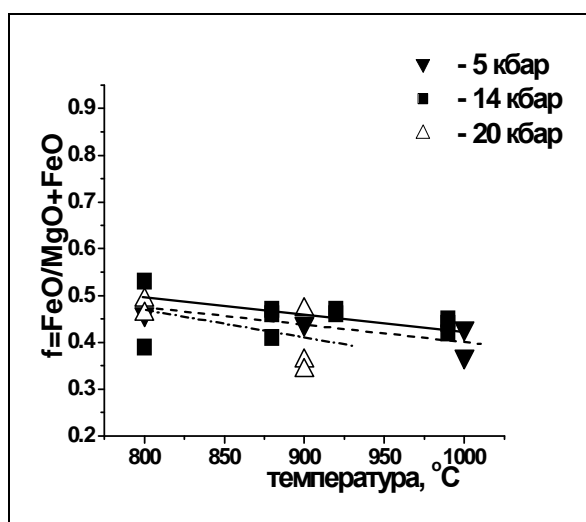


Рис. 2а. Зависимость отношения  $FeO/FeO+MgO$  в амфиболах от температуры

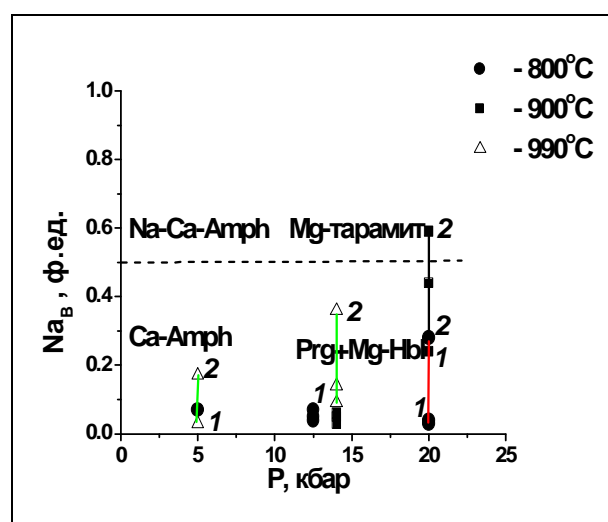


Рис. 2б. Содержание  $Na_b$  (ф.ед.) при различных  $P$  и  $T$

**Оливин** в виде изометричных, достигающих 40 мкм кристаллов, отмечен в единственном опыте при температуре  $1010^\circ C$  и давлении 14 кбар.

**Составы новообразованных расплавов** варьируют с ростом температуры от трондьемитов (при  $800^\circ C$ ) до тоналитов ( $T$  около  $1000^\circ C$ ). С ростом давления до 20-25 кбар образующийся расплав обогащается калием, и поэтому состав



выплавляемых магм будет соответствовать кварцевым монцонитам и гранитам при  $T < 900^{\circ}\text{C}$ , а с повышением температуры до  $1000^{\circ}\text{C}$  - гранодиоритам и тоналитам (рис. 3).

Количество расплава, образующегося из амфиболита при различных  $T$  и  $P$ , рассчитанные на основании уравнений баланса масс основных петрогенных компонентов, показаны на рис. 4 красным цветом.

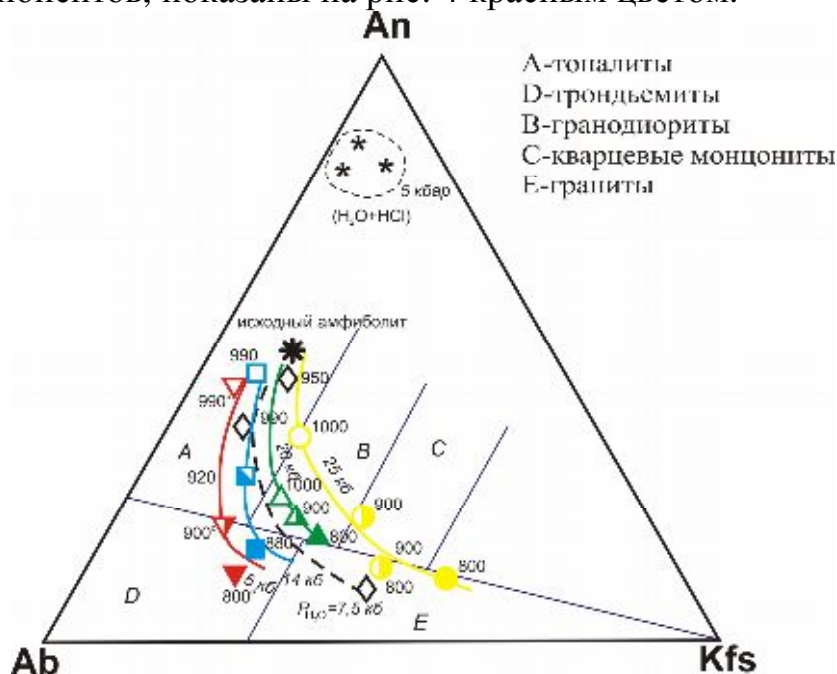


Рис.3. Составы расплава, образовавшихся в опытах

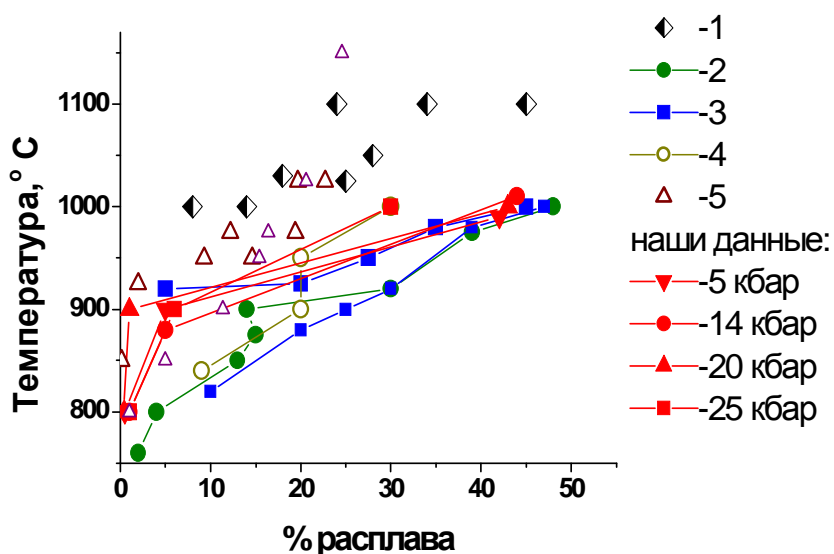


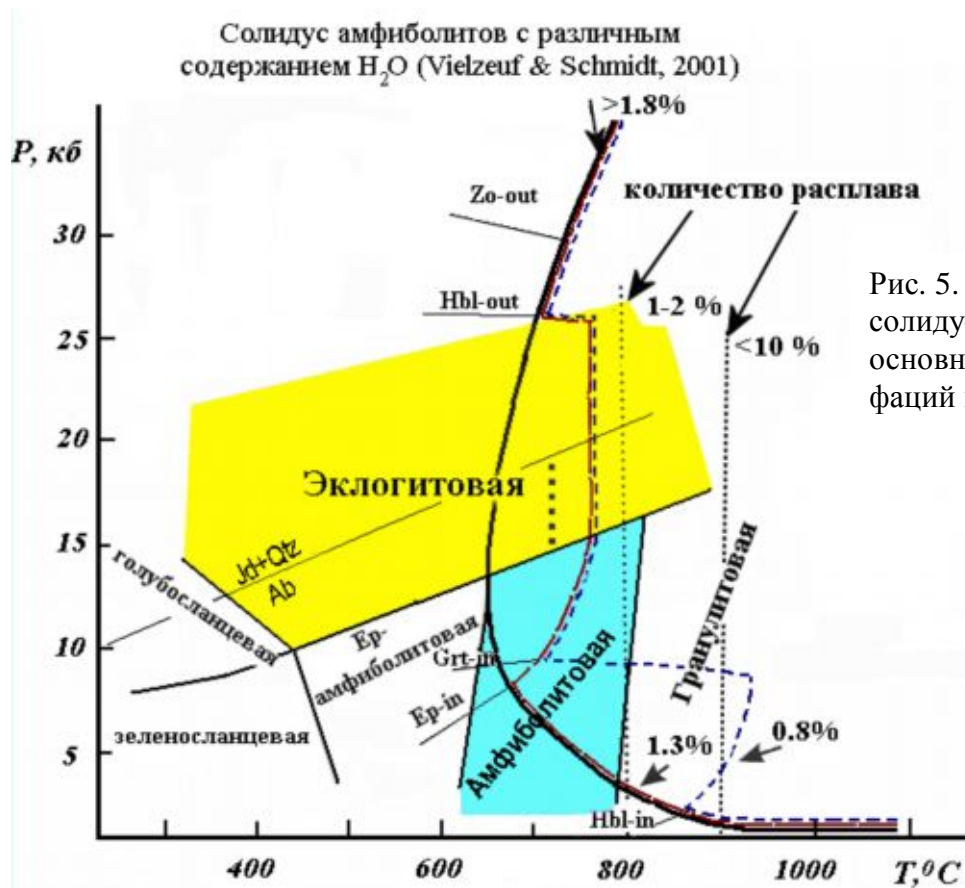
Рис. 4. Количество расплава, выплавившееся из амфиболитов в зависимости от температуры, по данным исследователей: 1- Rapp et al., 1991; 2-Wolf, Wyllie, 1993; 3-Rushmer, 1991; 4-Beard and Lofgren, 1991; 5-Sen, Dunn, 1994.

Из рис. 4 видно, что при температурах менее  $900^{\circ}\text{C}$  в широком интервале давлений амфиболит практически не плавится. Значимое увеличение плавления амфиболита начинается при температуре выше  $900^{\circ}\text{C}$ , и только при  $1000^{\circ}\text{C}$  (при этой температуре практически достигается верхний температурный предел устойчивости амфибола) количество выплавляемого расплава составляет от 10 до 30-40 % (зависит от минерального и химического состава амфиболита, содержания  $\text{H}_2\text{O}$  в нем и в образовавшемся расплаве). Приблизительно такие же оценки количества расплава

получены другими исследователями (Wolf and Wyllie, 1994, Rushmer, 1991, Beard and Lofgren 1991, Sen, Dunn, 1994, Rapp et al. 1991, рис 4).

### Петрологическое значение проведенных экспериментов

На рис. 5 в координатах Т-Р толстой черной линией показано положение солидуса амфиболита при содержании  $H_2O > 1.8\%$ , который совпадает с водонасыщенным, толстый пунктир с точкой отражает линию солидуса при



содержании  $H_2O = 1.3\%$ , тонкий пунктир - при содержании  $H_2O = 0.8\%$  в породе (Vielzeuf, Schmidt, 2001). Точечными линиями показано количество расплава, образующееся в наших опытах. Тонкие сплошные линии на рис. 5 - границы метаморфических фаций - по Spear (1995), с некоторыми дополнениями (Кориковский, 2002). Вертикальная точечная линия разделяет поле эклогитовой фации на 2 половины: слева - область наиболее обычных Р-Т значений, чьи породы изучены и встречаются в современных срезях, справа - эклогитовая фация с параметрами, характерными для нижних частей коры, но почти неизвестных в современных срезях, поскольку эклогиты с  $T > 750-800^\circ C$  при  $P < 25$  кбар крайне редки, встречаются чаще всего в ксенолитах из щелочных базальтов. Из экспериментальных данных, полученных как в настоящей работе, так и в других вышеперечисленных исследованиях, следует, что значимое плавление амфиболитов в закрытой системе (когда весь флюид, участвующий в плавлении, образуется лишь за счет гидроксильной воды, возникающей при разложении амфиболов), возможно только при  $T > 900^\circ C$ , т.е. исключительно при параметрах гранулитовой фации.

Выплавление тоналит-грандиоритов при этих условиях возможно только в очень ограниченной, высокобарической части амфиболитовой фации. В высокотемпературной эклогитовой фации (на рис. 5 - справа от вертикальной точечной линии, разделяющей эклогитовую фацию) на почти нескрытых на современных срезах частичное плавление базитов может иметь место и в закрытой системе. В таком случае расплавы будут поступать в верхние горизонты (в том числе в реальные эклогитовые комплексы) в виде интрузивных тел, штоков и даек.

Появление значимых объемов плагиогранитного расплава из амфиболитов и эклогитов при  $T = 700-750^{\circ}\text{C}$  возможно, как следует из рис. 5, лишь в водонасыщенных условиях, т.е. при появлении в амфиболитах дополнительного количества  $\text{H}_2\text{O}$  из внешнего источника. Такая ситуация представляет собой открытую систему. Поэтому на основании проведенных экспериментов можно утверждать, что **частичное плавление *in situ* метабазитов в условиях большей части амфиболитовой и эклогитовой фаций, с возникновением полосчатых амфиболитов, для которых бесспорно доказана лейкосомная природа тоналит-грандиоритовых прослоев, наиболее вероятно лишь в рамках модели анатексиса в открытой системе.** Это необходимо учитывать при интерпретации изотопно-геохимической информации, потому что в условиях открытой системы продолжительная инфильтрация флюидной фазы может исказить геохимические и изотопные характеристики пород.

## **ГЛАВА II. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ДИФфуЗИОННОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АМФИБОЛИТОВ С ГРАНИТАМИ**

Экспериментальное изучение диффузионного взаимодействия гранитоидов с основными породами дает возможность осветить специфику магматического замещения вмещающих пород гранитными расплавами. Петрографические наблюдения над процессами гибридизации или ассимиляции многократно приводились в литературе (Заварицкий, 1937; Белянкин, 1937; Коптев-Дворников 1952; Абдуллаев 1955; Коржинский, 1955; Katz, 1969; Auwera, 1993; Waters, 1988; Tobi et al., 1985; Schrijver, 1973; Рейф, 1976; Пономарева, 1992 и др.). Наиболее полное представление об этих процессах сформулированы Д.С. Коржинским (1955) и В.А. Жариковым (1960), согласно которым, диффузионный тип магматического замещения характерен для гранитов с незначительным током флюидов из магмы, вследствие чего компоненты расплавляемых в контакте основных пород не удаляются за пределы реакционной зоны, как при инфильтрационном процессе, а усваиваются гранитным расплавом с образованием гранодиоритовых и даже диоритовых краевых фаций.

Диффузионная метасоматическая зональность и мигматизация в экзоконтактовом ореоле имеют свою специфику, отличную от инфильтрационной зональности. Масштабы изменений на контактах, не зависящие от объема интрузивных тел, исчисляются сантиметрами, возможно до 1 м (Пономарева, 1990), поскольку для образования более мощных эндоконтактных зон время диффузии

превышает время остывания интрузива (Шарапов, Голубев, 1976). Однако описано и образование мощных, от 10 м (напр., Пономарева, 1992) до 500 м, зон контактовых ореолов (Коптев-Дворников, 1952, 1953). Образование мощных зон контакта разнородных сред, как правило, объясняется исследователями не только чисто диффузионным механизмом, но и одновременным воздействием на породы также инфильтрационных флюидов, отделяющихся от гранитных интрузивов.

Другое необходимое условие гибридизации и ассимиляции – перегретый характер гранитов, соответствующий температурам существования по меньшей мере гранодиоритового или даже диоритового расплава (Шарапов, Голубев, 1976).

Экспериментальное моделирование диффузионного магматического замещения проведено в ряде работ (Хитаров и др., 1962; Овчинников 1961; Anderson, 1976; Sekine, Wyllie, 1982; Johnston, Wyllie 1988; Летников и др., 1978; Граменицкий, Лунин, 1996; Граменицкий и др., 2001; 2002; Щекина и др., 2000).

Изучение гибридизации амфиболитов гранитной магмой должно учитывать данные о диффузии петрогенных элементов в кислых расплавах. Значения коэффициентов диффузии петрогенных компонентов в расплавах определены для широкого интервала Т-Р параметров, при различной вязкости расплавов, и разном составе флюидов ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ) (Jambon, Carron, 1976; Чехмир, 1984; Данилова, Эпельбаум, 1975; Эпельбаум, 1980; Watson et al., 1982; Watson, Jurewicz, 1984; Чехмир и др., 1979, 1991; и др.). Экспериментальных работ, прямо решающих вопросы замещения амфиболитов гранитным расплавом, практически не было.

Целью проведенных нами исследований было изучение диффузионного взаимодействия амфиболита с гаплогранитом при температурах 800 и 950°C и давлении 7 кбар, в присутствии флюидной фазы различного состава. Такое изучение дает возможность понять, что происходит при взаимодействии амфиболитов с гранитными расплавами в условиях, близких к температурам амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма.

### **Техника, методика и результаты экспериментов**

Экспериментально изучено взаимодействие амфиболита с предварительно синтезированным стеклом гаплогранитного состава при температурах 800°-950°C, давлении 7 кбар в присутствии флюидов  $H_2O$ ;  $H_2O + 0.2 m HCl$ ;  $H_2O + 0.5 m KCl$ .

В состав исходного амфиболита (обр. 13/2, о. Каргониеми Таваярвинского комплекса Сев. Карелии) входили амфибол, биотит, плагиоклаз и акцессории; предварительно синтезированное стекло имело состав:  $SiO_2$ -74.65,  $Al_2O_3$ -12.16,  $Na_2O$ -6.32,  $K_2O$ -6.86 (масс. %). Отсутствие Ca, Mg, Fe в исходном гаплограните позволяло фиксировать их появление в новообразованном расплавленном стекле после опытов.

В нижнюю часть золотой ампулы плотно набивалась навеска измельченного амфиболита (200-300 мг), к которому добавлялось 40-50 мг  $H_2O$  и навеска гранита (200-300 мг), которая также плотно утрамбовывалась. Между амфиболитом и гранитом по окружности ампулы помещалось тонкое кольцо из медной проволоки для того, чтобы фиксировать исходный контакт двух пород. Ампула запаивалась и

выдерживалась в режиме опытов в течение 70-100 час. Эксперименты проводились на установке высокого газового давления с внутренним нагревом (Иванов и др., 1978) по закалочной методике. После опыта ампулы разрезались вдоль образца, образец пропитывался циакрином ( $C_6H_7NP_2$ ) и высушивался. Затем образец помещали в шашку из эпоксидной смолы, разрезали вдоль тонкой алмазной пилой и исследовали с помощью электронного микроскопа "Camscan" с «EDS Link AN100/85S» в Лаборатории микроанализа кафедры петрологии МГУ и микроскопа "Camebax" в ИЭМ РАН. Наряду с минералами определяли и валовый состав пород с помощью расширенного электронного пучка с площади 0.10-0.25 мм<sup>2</sup> в каждой зоне.

Продукты экспериментов отражают влияние различных процессов. В удалении от прямого контакта с гранитом, где нет заметного привноса или выноса компонентов, идет частичное плавление амфиболита в присутствии флюидной фазы (Helz, 1976; Ходоревская, Жариков, 1998) с образованием расплава кислого состава и параллельного возникновения рестита, состоящего из амфибола, биотита, плагиоклаза, а при 950°C - с добавлением клинопироксена. В непосредственном контакте амфиболита с расплавом (рис. 6, а, б) наряду с частичным плавлением амфиболита, происходит диффузионное взаимодействие между двумя породами, вызванное различием химических потенциалов компонентов между ними. Диффузия щелочей и кремнезема в сторону амфиболита приводит к постепенному изменению его минерального состава (см. ниже) и повышению в нем количества новообразованного расплава, т.е. в нем возникает диффузионная зональность. Одновременно происходила миграция Ca, Mg и Fe из амфиболита в сторону расплава. Рис. 6 демонстрирует контактовую зону амфиболит-гранит после опытов, проведенных при 800 (а) и 950°C (б). Образующиеся после опытов зоны обозначены цифрами от 1 до 4, исходный гранитный расплав - 0. Контакт амфиболита с гранитом до опыта показан широкой черной линией. Ширина контактовой зоны (рис. 6) около 3 мм. Противоположный контакту край амфиболита находится на расстоянии  $\approx$  7-10 мм, за пределами снимка.

### **Влияние температуры (флюид - H<sub>2</sub>O) на приконтактные изменения гранита и амфиболита**

**В опытах при 800°C, 7 кбар с H<sub>2</sub>O** в экзоконтакте (зона 1) зафиксировано появление 70-80% расплава с редкими мелкими кристаллами, в основном биотита. В зоне 2 количество расплава снижается с 70-80 до 30%, и наряду с биотитом появляется амфибол. В зоне 3 отмечены биотит, амфибол, плагиоклаз и 20-30% расплава. Расплав в образце меняется от трондьемитов до кварцевых монзонитов без закономерного изменения состава вдоль образца.

**Биотит** (в зонах 1, 2, 3 рис.6а) разделяется на две фракции. Большие кристаллы (>50 мкм), почти не отличаются от слюд из неизмененного амфиболита (магнезиальность mg=0.56, Al=1.44 ф.ед.). Биотиты второй фракции мелкие, около

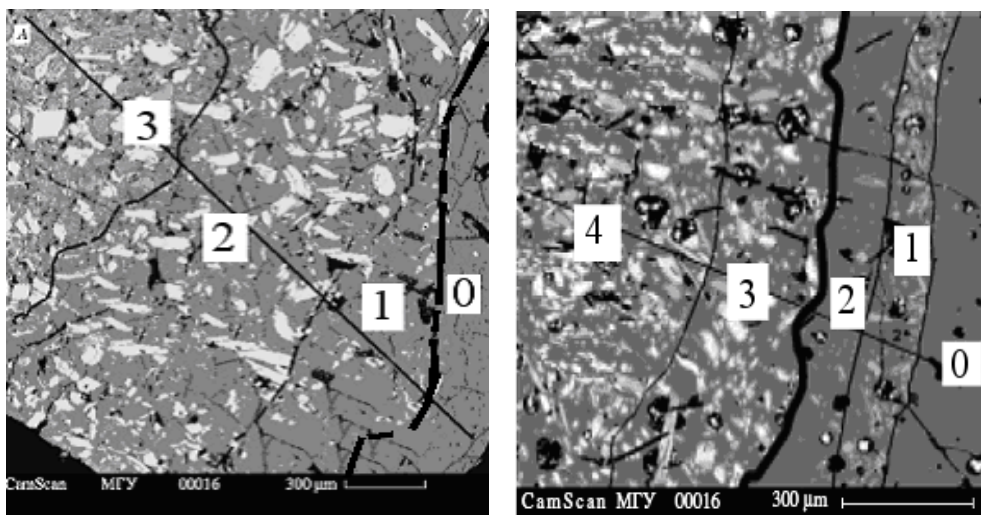


Рис. 6. Контакт гранита и амфиболита: при 800 (а), 950°С (б) в опытах с водным флюидом.

а)

б)

20 мкм, отличаются более высоким содержанием и Mg, и Al ( $mg=0.66$ ,  $Al=1.59$ ) по сравнению с исходным. Мелкие кристаллы биотита отмечены только в зоне 1 среди расплава.

В краевой части амфиболита, вне зоны контакта, исходный амфибол - эденит - после опыта трансформируется в более глиноземистый гастингсит, что объясняется ростом температуры. С приближением к контакту в амфиболах несколько увеличивается содержание (Na+K) и Al(YI), и они замещаются несколько более щелочным паргаситом, что отражает миграцию щелочей в сторону экзоконтакта. В зоне 2 амфиболы крупные, нередко до 100-150 мкм; однако по мере приближения к контакту с гранитом их размер уменьшается, хотя состав практически не меняется, и затем, в зоне 1, они почти полностью исчезают, растворяясь в новообразованном расплаве.

Исходный плаггиоклаз ( $An_{30}$ ), после опыта в зонах 1 и 2 исчезает, переходя в возникающий расплав, и появляется только в зоне 3, состав его -  $An_{35}$ . По мере удаления от зоны 3 в сторону неизмененного образца в плаггиоклазе все больше увеличивается анортитовая составляющая, вплоть до  $An_{48}$ , (за счет того, что альбитовая молекула Pl концентрируется в образующемся расплаве, как при частичном плавлении амфиболита при высоких температурах – см. главу I).

Эндоконтактовая часть исходного гаплогранита (зона 0) обогащается Ca, Mg, Fe за счет диффузии их из амфиболита в расплав.

**Увеличение температуры от 800 до 950°С** (рис. 6б) существенным образом влияет на тип изменений в контакте амфиболит-гранит

В эндоконтакте появляется микрополосчатое скопление мелких,  $\approx 20$  мкм кристаллов ортопироксена с отношением  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = mg = 0.74$  вместе с микролитами клинопироксена (зона 1). По направлению к амфиболиту эта зонка практически исчезает, сменяясь узкой полоской чистого закалочного стекла (зона 2), т.е. лейкократовой зоной. Появление пироксенов в эндоконтакте свидетельствует о явной и значительной диффузии Ca, Mg Fe в гранитный расплав.

В экзоконтакте амфиболы представлены резко зональными паргаситами: краевая часть, по сравнению с центральной, обогащена Ti, Al,  $Fe^{3+}$ , щелочами, отношение  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  увеличивается от 0.53 в центре до 0.63 к краю зерен.

Вкрест контакта от гранита к амфиболиту точно так же, как и при 800°C, паргасит сменяется гастингситом, при этом зональность амфиболов аналогична той, что была указана выше. Резкое увеличение отношения mg в амфиболах во всем образце вызвано не увеличением температуры опытов (с возрастанием T отношение  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  в амфиболах почти не меняется - Helz, 1973, глава I настоящей работы), а связано очевидно с более высокой скоростью диффузии Fe относительно Mg в сторону расплава (Пономарева, 1990, Граменицкий и др., 2002).

Редкие зерна биотита отмечены во всех апоамфиболитовых зонах, однако его состав вдоль образца практически не меняется и остается идентичным составу при 800°C.

Клинопироксены, появляющиеся в зоне 3, относятся к обычным авгитам, возникающим при высокотемпературном частичном разложении амфибола.

Резко зональные плагиоклазы появляются в зоне 4. Центральная часть зерен представлена Pl<sub>30</sub>, что соответствует исходному составу, но к краям зерен основность резко повышается до Pl<sub>54</sub>, что, как и при 800°C, объясняется ростом температуры. В контакте с гранитом плагиоклазы любого состава не обнаруживаются – целиком переходят в расплав.

Обобщая данные опытов, характер преобразования амфиболита в контакте с гранитным расплавом можно изобразить следующей последовательностью:

при 800°C:

Gl <sup>100→</sup> расплав	Gl <sup>77→67</sup> + (Bt <sub>2, f=36</sub> )(Bt <sub>1, f=45</sub> ) + Prg экзоконтактовая зона с расплавом, возникающая за счет плавления первичного Pl	Gl <sup>33→24</sup> + (An <sub>35→46</sub> ) + Hs + (Bt <sub>1, f=43</sub> ) измененный амфиболит с небольшим количеством расплава и частью сохранившихся Pl и Qtz
-------------------------------	---	---

при 950°C:

Gl <sup>100→</sup> расплав	Gl <sup>83</sup> + (Opx <sub>f=26</sub> ) + Cpx чарнокит (мангерит)	Gl <sup>100→</sup> расплав	Gl <sup>67→38</sup> + Prg + Cpx <sub>f=26</sub> + (Bt <sub>1, f=43</sub> ) экзоконтактовая зона без Pl, с Cpx и расплавом	Gl <sup>38</sup> + Hs + (Cpx <sub>f=25</sub> ) + (Bt <sub>1, f=44</sub> ) + (An <sub>30→55</sub> ) измененный амфиболит с меньшим количеством расплава и с сохранившимся Pl
-------------------------------	---	-------------------------------	--	---

### Влияние состава флюида на приконтактовые изменения гранита и амфиболита

При 800°C, как в присутствии чистой воды, так и подкисленного флюида (H<sub>2</sub>O+0.2 m HCl) минеральные ассоциации и их состав в экзо- и в эндоконтакте идентичны.

При 950°C в подкисленных условиях (H<sub>2</sub>O+0.2 m HCl) в экзоконтакте появляется много как игольчатого, так и пластинчатого биотита с тонкими (≈ 20-мкм), длинными (до 100 мкм) “усами”. Игольчатый биотит близок по железистости и глиноземистости к исходному и, по-видимому, является остаточным, не растворившимся до конца. Центральная часть пластинчатого биотита сходна с

магнезиальными ( $mg=0.66$ ) биотитами, кристаллизующимися в экзконтакте, а краевая часть - “усы” – это еще более магнезиальный биотит с  $mg \approx 0.72$ , явно кристаллизующийся из расплава. Поскольку кристаллизация биотита в экзконтакте приводит к осаждению Fe, Mg из расплава, ортопироксены, стабильные в присутствии чисто водного флюида, в эндоконтакте не образуются, несмотря на то, что значительные количества Ca, Mg, Fe фиксируются в гранитном расплаве после опыта, состояние пересыщенности ими расплава не достигается.

Зональность при  $950^\circ\text{C}$ , с исходным флюидом  $\text{H}_2\text{O}+0.2 \text{ m HCl}$ , отображается как:

$\text{Gl}^{100 \rightarrow}$ расплав	$\text{Gl} + (\text{Bt}_{f=34, 28, 46}) + (\text{Mg-Hs, Prg})$ экзконтактовая зона без Pl с новообразованным Bt	$\text{Gl} + (\text{Bt}_{f=30, 46}) + (\text{Hs, FePrg}) + \text{Pl}$ Измененный амфиболит с расплавом и Pl
--	---	--

В продуктах опытов, проведенных при температуре  $950^\circ\text{C}$  с раствором  $\text{H}_2\text{O}+0.5\text{m KCl}$ , в эндоконтакте присутствует клинопироксен, кристаллизующийся из расплава, о чем свидетельствуют его четкие идиоморфные формы. Появление пироксена в эндоконтактовой зоне, несомненно, связано со значительной ассимиляцией расплавами компонентов CaO, MgO, FeO, диффундирующих из амфиболита. Строение реакционной колонки можно представить схемой:

$\text{Gl}^{100 \rightarrow}$	$\text{Gl}^{75-100} \leftarrow$ (Cpx $f=16,29$ )	$\text{Gl} + \text{Prg} + (\text{Bt}_{1, f=41})$ $\pm (\text{Bt}_{2, f=33})$	$\text{Gl} + (\text{An}_{70}) + \text{Prg} + \text{Bt}_1?$ $+ (\text{Bt}_{2, f=33})$
-------------------------------	---	---	---

### Составы новообразованных расплавов

Как отмечалось выше, появление расплава (закалочного стекла) в образцах амфиболита связано с двумя процессами - его парциальным плавлением, и взаимодействием с гранитом в зоне контакта. При температуре  $800-950^\circ\text{C}$  количество расплава, образовавшегося при парциальном плавлении в водонасыщенных условиях, составляет 25-35 об.%, а в зоне контакта с гранитом достигает 70-80 об.%. При  $T = 800^\circ\text{C}$  в эндоконтакте образуется гибридная (кварц-монцонитовая), а при  $T = 950^\circ\text{C}$  чарнокитоидная (мангеритовая) (Орх-содержащая) разновидность гранитоидов.

На рис. 7 в координатах  $(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO}) - 1/2\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  показан состав исходного гаплогранита; составы расплавов, образующихся при частичном плавлении амфиболита на удаленном от контакта краю образца; и лейкосома – состав расплава, образовавшегося при диффузионном взаимодействии гранита и амфиболита при  $800^\circ$  (красные квадраты), и  $950^\circ\text{C}$  (треугольники). Из рис. 7 видно, что при  $800^\circ\text{C}$  расплав, образующийся как в эндо-, так и в экзконтакте, комплементарен расплаву, образующемуся при частичном плавлении амфиболита, и составу исходного гранита (пунктирная линия на рис. 7). Такой расплав отличается меньшей глиноземистостью, чем расплав, образующийся при частичном плавлении амфиболитов, меньшей щелочностью или большей



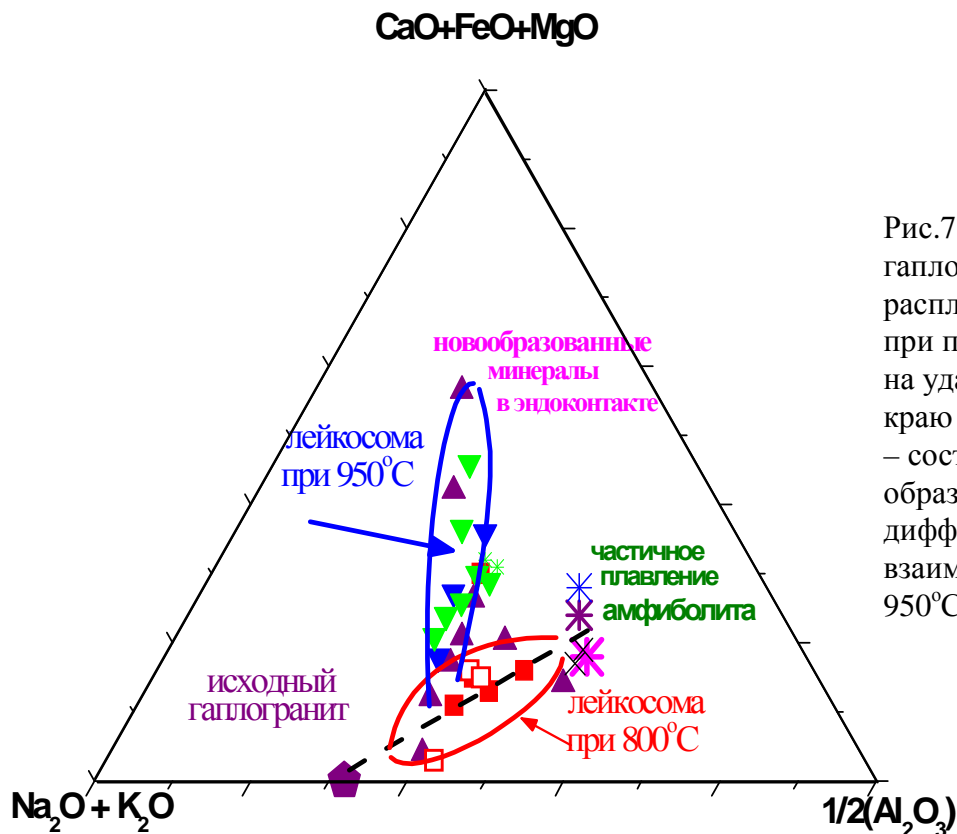


Рис.7. Состав исходного гаплогранита, составы расплавов, полученных при плавлении амфиболита на удаленном от контакта краю образца, и лейкосома – состав расплава, образовавшегося при диффузионном взаимодействии при 800 и 950°C

основностью, чем исходный гранит. Как отмечалось в работе В.А. Жарикова (1960), образование в эндоконтактной зоне пород повышенной основности характерно именно для диффузионного магматического замещения. Комплементарность составов расплавов при 800°C (рис. 7) не провоцирует образования новых минеральных фаз.

Расплав, образовавшийся при взаимодействии исходного гаплогранита и амфиболита при 950°C, отличается резким увеличением содержания CaO+MgO+FeO, диффундирующих из амфиболита (треугольники на рис. 7, ооконтуренные синей линией) при почти неизменном соотношении Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и щелочей. Отсутствие комплементарности расплавов приводит к тому, что в зоне контакта появляются новообразованные минералы – орто- и клинопироксен в близнейтральных условиях и более магнезиальный биотит в подкисленных.

### Петрологическое значение проведенных экспериментов

Результаты экспериментального изучения взаимодействия метабазитов с гранитом совпадают с рядом полевых наблюдений. Например, в работах Пономаревой (1978, 1981) показано, что на контакте Vt-Hbl тоналитов (Бокалинский массив) и основных роговиков образуется эндоконтактовая фация тоналитов, при этом в экзо- и эндоконтакте возникает парагенезис Pl-Hbl±Qtz±Mt, с амфиболом той же или меньшей железистости. Для некоторых участков этого же массива описаны лейкократовые каймы с диопсидами магматического

происхождения. Такие полевые данные совпадают с результатами наших опытов по взаимодействию гранит-амфиболит при 800°C, согласно которым в эндоконтакте появляется гибридный, более основной расплав с амфиболом и биотитом большей магнезиальности, чем в первичном амфиболите. Граменицкий Е.Н. и др. (2002) при изучении взаимодействия гранитного расплава с долеритом при  $T = 800^\circ\text{C}$  также наблюдали увеличение магнезиальности биотита и подчеркивали, что это характерно именно для диффузионных процессов.

В опытах при 950°C, за счет более высокой скорости диффузии Fe относительно Mg в расплав, в экзоконтакте возникает зональность в остаточных амфиболах (с более магнезиальной в краевой частью), а в эндоконтактовой фации расплава появляется магнезиальный орто- или клинопироксен. Как видно на рис. 6б, гибридная Rх-содержащая полоска (зона 1) отделена от амфиболита лейкократовой зоной (зона 2). Причины возникновения таких лейкократовых зон, неоднократно упоминаемых в публикациях (Пономарева, 1975, 1978; Сафонов, 1997; Perchuk et al., 1994) не вполне ясны. При 950°C в экзоконтакте, за счет дегидратации части амфибола, появляются клинопироксен и паргасит (последний, как известно, является более высокотемпературной модификацией по сравнению с первичным эденитом и гастингситом). Колонки магматического замещения амфиболита гранитным расплавом при 950°C существенно различаются в зависимости от состава флюида: если в нейтральной водной (или с примесью солей) среде в контакте отмечаются пироксены, то в подкисленной - только магнезиальные биотит и роговая обманка.

Таким образом, **в опытах при 800 и 950°C наблюдаются следующие общие закономерности:** а) образующийся в зоне контакта расплав является более основным, чем исходный гаплогранит, что характерно именно для диффузионных процессов, и получило объяснение в работах Д.С. Коржинского (1955) и В.А. Жарикова (1960); б) составы биотита и роговой обманки при 800° и особенно при 950°C характеризуются зональным строением с увеличением отношения  $\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}$  к краям зерен; в) независимо от состава флюидной фазы, в экзоконтакте происходит общее осветление (дебазификация) амфиболита за счет нарастания содержания щелочей, диффундирующих из гранита, и выноса фемических компонентов; при этом возникающий при одновременном частичном плавлении тугоплавкий остаток – меланосома - обогащается Mg и Fe, т.е. его меланократовость повышается; г) происходит образование зональности в замещаемом амфиболите, границы между зонами обозначаются последовательным исчезновением (растворением и переходом в расплав) по направлению к контакту с гранитом одного минерала за другим – сначала Pl, затем Hbl и, наконец, Bt; д) в контакте образуются эндоконтактовые фации трондьемитового, кварц-монцонитового и гранодиоритового составов, замещающие амфиболит. Появление эндоконтактовых зон повышенной основности, повышение магнезиальности биотита и амфибола к краям зерен в контакте, дебазификация амфиболита и усиление меланократовости меланосомы свидетельствуют о том, что происходит диффузионное взаимодействие гранитов с основными породами - процессы гибридизации и ассимиляции.

### **Глава III. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД ПРИ ИНФИЛЬТРАЦИОННОМ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С КРЕМНЕЩЕЛОЧНЫМ ФЛЮИДОМ (ГРАНИТИЗАЦИЯ)**

В главе I приведены результаты изучения частичного плавления пород в условиях закрытой системы. Однако при гранитообразовании огромную роль играют глубинные инфильтрационные флюиды, действие которых доказывает, что процесс происходил в открытой системе, как это сформулировано в теории “гранитизации как магматического замещения” Д.С. Коржинского (1952, 1955). Согласно этой теории, при воздействии флюидов на метаморфические породы в передовой зоне инфильтрационной колонки происходит ощелачивание и дебазификация пород (вынос избыточных по отношению к гранитной эвтектике Са, Mg и Fe) с параллельным нарастанием степени плавления и появлением сначала полосчатых мигматитов, с все более увеличивающимся объемом гранитной лейкосомы и уменьшающимся количеством меланосомы в средних зонах инфильтрационной колонки, а затем – в тыловых зонах колонки – появление гомогенных гранитных расплавов, замещающих предварительно измененные метаморфические породы.

Свое развитие идеи Д.С. Коржинского получили при исследованиях гранитизации пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. (Engel, Engel, 1958; Кориковский 1967; Olsen, 1982, 1984; Жариков, 1987, 1996; Жариков, Гаврикова, 1987; Гаврикова, Жариков, 1984; Летников и др., 1978, 1988, 2000, 2004; Перчук, 1987; Перчук, Геря, 1993; Беус, Щербакова, 1994; Щербакова, 1988; Крылова и др., 1972; Сафонов, 1997, и др.). В экспериментальных исследованиях принципиальное подтверждение возможности гранитизации основных, не содержащих кварца пород, было представлено в нескольких работах (Жариков и др., 1990, 1994, Ходоревская, Жариков, 1997), показывающих возможность образования гранитных расплавов в ходе переработки (дебазификации) метабазитов подщелоченными высокотемпературными флюидами, фильтрация которых вызывается градиентом внешних параметров - температуры или давления. Отдельные составляющие процесса гранитизации как магматического замещения изучались в ряде других исследований (Летников и др., 1978; Зарайский, 1989, Граменицкий и др., 1996, 2002).

Нам впервые удалось экспериментально осуществить “инфильтрационную” гранитизацию пород основного состава в полном объеме - начиная со слабых метасоматических преобразований на фронте взаимодействия фильтрующегося флюида с породой, до полного ее замещения расплавом.

#### **Постановка экспериментов, результаты исследования**

Сутью рассматриваемой методики являлось создание перепада давления

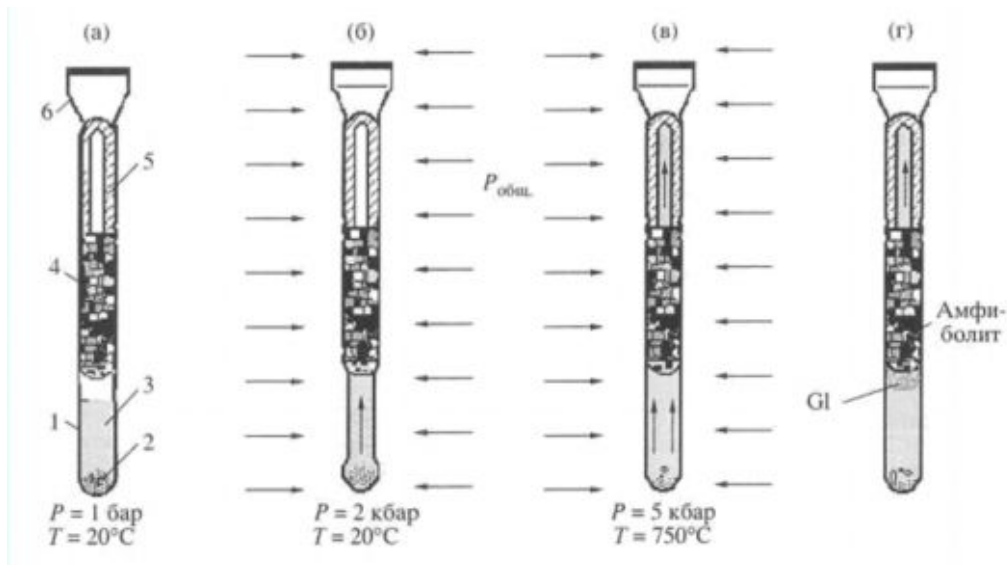


Рис. 8. Схема экспериментальной ячейки (а, б, в) и результаты опытов (г). Стрелками показано внешнее газовое давление в установке.

вдоль ампулы, стимулирующего направленное движение растворов от больших давлений к меньшим. На дно вертикально расположенной ампулы длиной 50 мм, с наружным диаметром 5 мм и толщиной стенки 0.2 мм (рис. 8, а, 1,) помещалась навеска предварительно синтезированного стекла гранитного состава (рис. 8а, 2), заливался раствор (рис. 8а, 3). При параметрах опыта стекло являлось буферной фазой для насыщения флюида компонентами гранита. Затем в ампулу плотно вставлялся цилиндрический образец исследуемой породы (рис. 8а, 4), изготовленный под внутренний диаметр ампулы  $4.65 \pm 0.01$  мм, длиной 13 -15 мм, заостренный на конус в своей нижней части. Расстояние между гранитом и амфиболитом составляло 15-20 мм, и потому их **взаимодействие осуществлялось только через флюидную фазу.**

Сверху над образцом в ампулу помещалась толстостенная камера с внутренним отверстием, футерованной платиной (рис. 8а, 5), диаметром  $\approx 2$  мм для сбора раствора, фильтрующегося через породу. Объем камеры составлял  $0.06 \pm 0.01$  см<sup>3</sup>. После загрузки ампула заваривалась (рис. 8а, б), т.е. создавалась герметичная экспериментальная ячейка. Ячейка помещалась в безградиентную зону в установке высокого газового давления. При вводе установки в режим опыта внешнее давление повышалось до 2 - 2.5 кбар в течение 1-2 мин, образец получал необходимый обжим ( $P_{эфф.} = 2$  кбар), что предотвращало возможное просачивание раствора между стенками ампулы и исследуемым образцом (рис. 8, б). После этого включался нагрев. Во время экспериментов под действием внешнего давления  $P = 5$  кбар в нижней части ампулы, вследствие ее тонких стенок, внешнее давление передается на флюидную фазу ( $P_{общ.} = P_{фл.} = 5$  кбар) (рис. 8, в). Поскольку в верхней части - в толстостенной микрокамере - раствор первоначально отсутствует ( $P_{фл.} = 0$ ), при перепаде давления вдоль ампулы (в случае проницаемых пород) стимулируется фильтрация раствора через образцы в верхнюю часть ампулы, которая, к сожалению, начинается еще при вводе ампулы в режим опытов. Однако, учитывая, что время вывода установки в режим не превышало 1 часа, а исследуемые породы отличались низкой проницаемостью, можно допустить, что основная фильтрация раствора через породу происходила не во время вывода установки в режим, а при параметрах опытов.

После экспериментов количество раствора в нижней ( $m_1$ ) и верхней ( $m_2$ ) частях ампул определялось взвешиванием после прокалывания соответственно сначала нижней, а потом верхней части ампулы и исследовался край образца, обращенный к фильтрующемуся во время опытов флюидному потоку (рис. 8, г, Г1).

На рис. 9 сплошной линией показано изменение содержания  $m_2$  в зависимости от длительности опытов для более проницаемого амфиболита, обладающего плоскопараллельной текстурой, а пунктир – для менее проницаемых амфиболитов (массивная текстура). Из рис. 9 видно, что действительно, количество раствора в верхней части ампул с течением времени увеличивается. Следовательно, растворы фильтруются через амфиболиты, хотя и в различной степени.

Во время опытов просочившийся через образец раствор накапливается в микрокамере, что приводит к увеличению давления в верхней части ампул, т.е. разность давления вверху и внизу ампул, как движущая сила раствора, уменьшается,  $\Delta P = P_0 - P_1$ , где  $P_0 = 5$  кбар – давление внизу, а  $P_1$  – давление вверху

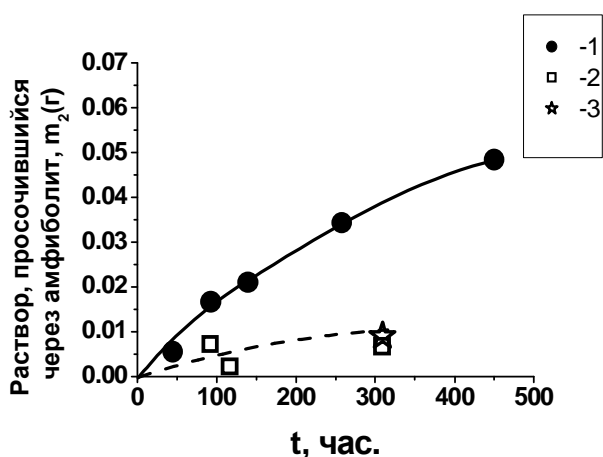


Рис. 9. Количество раствора, профильтрованного через амфиболиты, в зависимости от длительности опытов: 1- амфиболит с плоскопараллельной, 2, 3 – амфиболиты с массивной текстурой.

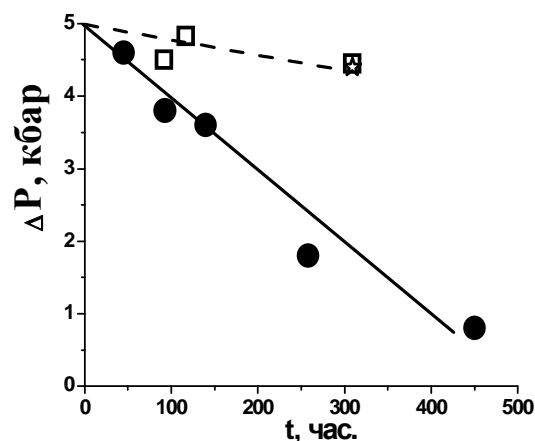


Рис. 10. Изменение давления ( $\Delta P$ ) вдоль образцов амфиболита в зависимости от длительности экспериментов. Условные обозначения те же, что и на рис. 8.

ампул в конце каждого опыта. В длительных опытах за счет просачивания большого количества раствора в микрокамере, давление в верхней и нижней частях ампул может выравняться,  $P_1 \approx P_0$ , т.е. поток раствора через образец прекратится. Зная объем микрокамеры и количество просочившегося через образец раствора  $m_2$ , а также допуская, что плотность раствора при параметрах опытах не сильно отличается от плотности чистой воды, можно приблизительно оценить давление в микрокамере и перепад давления  $\Delta P$  вдоль образца. Из рис. 10 видно, что в опытах со слабопроницаемыми образцами (образцы с массивной текстурой) вследствие медленной фильтрации разность давлений  $\Delta P \approx 5$  кбар сохраняется даже в длительных (309 час.) опытах. Фильтрация через более

проницаемый образец приводит к уменьшению разности давлений сверху и внизу ампул, что приводит к прекращению потока при  $\Delta P = 0$  в длительных опытах.

### Преобразования амфиболитов, вызванные фильтрацией флюидов

В качестве пород основного состава был исследован образец из массива метагаббро-норита, гранитизация которого изучалась в полевых условиях (глава IV), и три образца амфиболита из беломорского комплекса с различным минеральным составом: 1) обр. S-524 (Hbl, Ep, Pl, Qtz); 2) обр. ST-88 (Hbl, Bt, Pl, акцессории Sph, Mag) (оба образца - мелко и среднезернистые, с массивной текстурой; 3) обр. S-28 (Grt, Hbl, Bt, Pl, Qtz, Mag) с плоскопараллельной текстурой.

Эксперименты проводились при  $T 750^{\circ}\text{C}$ ,  $P 5$  кбар, с исходным раствором  $1n$  HCl.

В кратковременных опытах для всех образцов отмечается лишь начальная стадия преобразования породы, заключающаяся в ориентировке биотита вдоль направления движения растворов, по кислению краевых частей плагиоклаза, выщелачивании растворами из породы в большей степени Mg, в меньшей - Ca и Fe и их переотложении в виде каймы магнезиальных минералов - антофиллита, тремолита или флогопита (в зависимости от состава флюидной фазы). В опытах большой длительности Mg, Ca и Fe выносятся растворами вглубь образца. Это подтверждают измерения валового состава, определяемые в среднем с площади  $800 \times 800$  мкм вдоль каждого из образцов в направлении движения флюида. Из рис. 11 видно, что этот фронт "микробазификации" (фронт переотложения) с увеличением

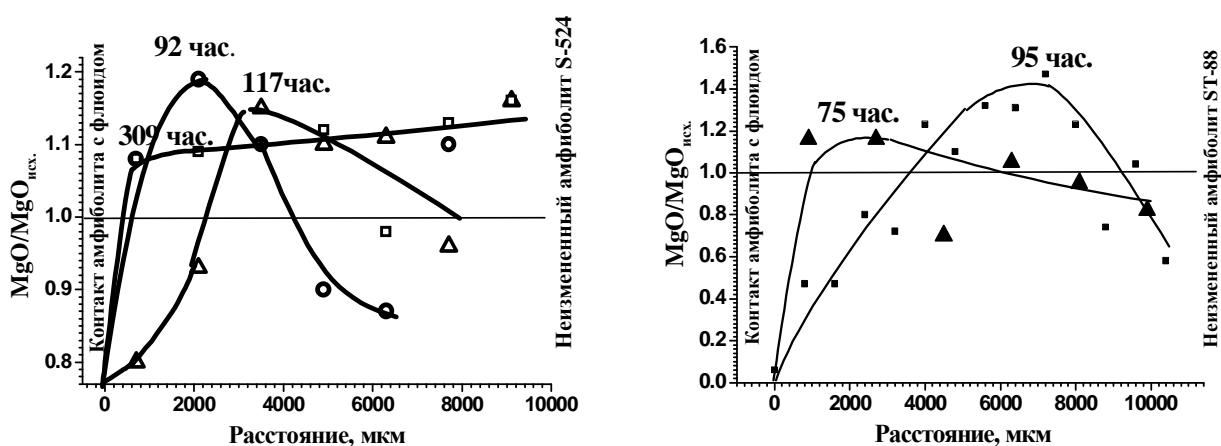


Рис. 11. Отношение  $MgO/MgO_{исх.}$ , измеренные вдоль направления фильтрации растворов, для амфиболитов в зависимости от времени опытов

времени опытов мигрирует в сторону неизменного амфиболита, со скоростью  $\approx 10^{-8}$  м/с. Таким образом, в экспериментах подтверждается, что фильтрация растворов через амфиболиты сопровождается выносом компонентов, причем Mg

выносятся больше, чем Fe, вследствие этого в опытах отмечено увеличение железистости амфиболов.

С увеличением длительности опытов происходит отчетливое **замещение дебазифицированной породы расплавом**. Ширина зоны расплава для рассматриваемых образцов различна, колеблется от 200 до 700 мкм, и зависит в первую очередь не от длительности экспериментов, а от степени проработки породы фильтрующимся флюидом. Так например, в образцах с массивной текстурой кайма расплава даже в опытах длительностью около 300 час. (2 и 3 на рис. 9) составляла всего 200-300 мкм, в то время как в образце S-28, обладающего плоскопараллельной текстурой, при длительности опыта 95 час. появлялась кайма расплава шириной 700 мкм, что видно на рис 12 (а – исходная порода, б- длительность опыта 20 час., в- 93 час.).

В образовавшемся по дебазифицированному амфиболиту расплаве фиксируются “остаточные” минералы амфиболита: редкие, мелкие,  $\approx 3-4$  мкм, кристаллы апатита, рутила, титаномагнетита циркона и отдельные, не полностью замещенные расплавом, кристаллы амфибола. Растворение амфиболов в расплаве сопровождается увеличением магнезиальности в краев зерен, что свидетельствует о диффузионном обмене компонентами между расплавом и минералами, (глава II).

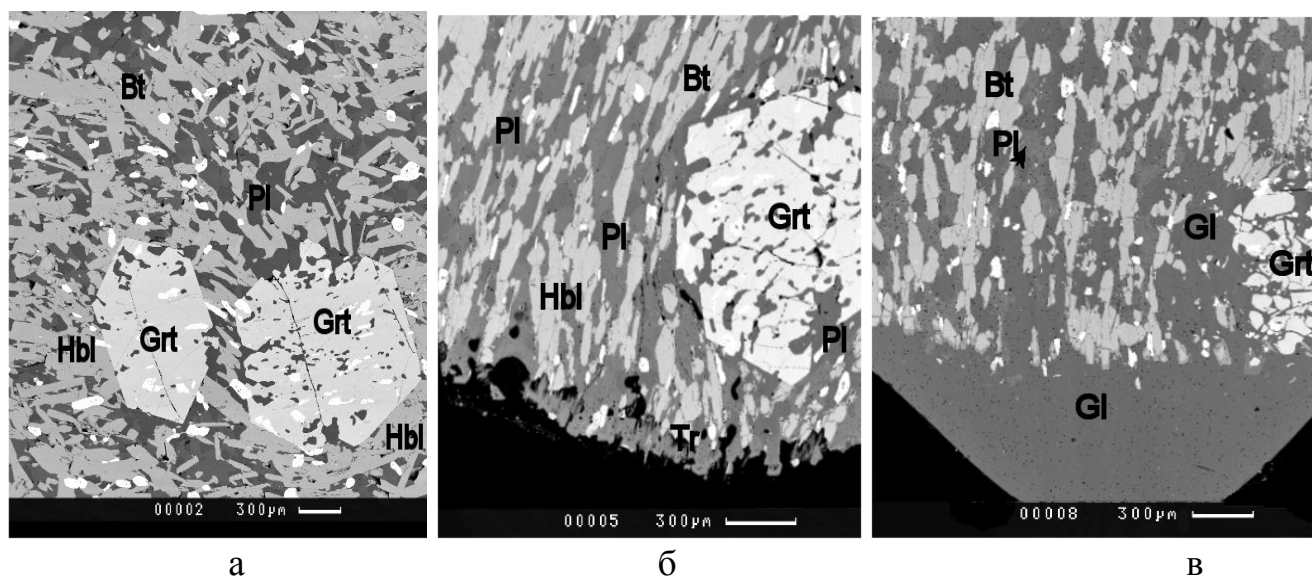


Рис. 12. Фотографии исходного амфиболита (а) и образцов после опыта длительностью 20 час (б) 93 ч (в).

Таким образом, исследования показали, что вследствие фильтрации флюидов через амфиболиты, в последних появляется ориентировка кристаллов биотита вдоль направления фильтрации флюида (рис. 12, б, в). Минерал становится несколько более титанистым, более железистым, содержит больше глинозема в шестерной координации. Именно такие тенденции изменения состава биотита отмечаются в природных гнейсах и метабазитах по мере усиления степени их гранитизации и мигматизации (Кориковский, 1967; Крылова и др., 1972).

За счет преимущественного выноса Mg относительно Fe во время проработки растворов повышается железистость амфиболов, происходит повышение натрости первичных плагиоклазов породы от лабрадора до андезина.

При фильтрации происходит последовательное преобразование ильменита в агрегаты рутила и магнетита: краевые участки зерен обогащаются титаном, появляется рутил, вынесенное железо кристаллизуется тут же в виде магнетита.

Вынос флюидной фазой MgO, FeO, CaO из тыловых зон колонок, способствует тому, что состав измененных пород приближается к эвтектическому граниту, появляется расплав и замещает измененный амфиболит.

Скорость магматического замещения дебазифицированных участков амфиболитов меняется в зависимости от их текстуры: в образцах, обладающих массивной текстурой, с низкой проницаемостью, слабый вынос CaO, MgO, FeO фильтрующимися растворами приводит к замещению расплавом относительно небольших участках породы. В образцах с более высокой проницаемостью, напр., обладающих плоскопараллельной текстурой, происходит развитие расплава в большей степени за счет большего выноса сверхэвтектических компонентов.

### **Изменения минерального состава метагаббро-норитов при инфильтрации флюида**

При опытах с реальными массивными метагаббро-норитами беломорского комплекса (см. след. раздел) выяснилось, что они - гораздо менее проницаемые породы, чем амфиболиты. Поэтому несмотря на то, что в полевых условиях наблюдаются все стадии их замещения гранитоидами (глава IV), в ограниченных по времени экспериментах при  $T = 700^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 5$  кбар с флюидной фазой различного состава ( $\text{H}_2\text{O}$ ;  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$ ,  $X_{\text{CO}_2} = 0.5$ ;  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.65$ ,  $X_{\text{CO}_2} = 0.1$ ,  $X_{\text{NaCl}} = 0.25$ ) удалось воспроизвести изменения, свойственные лишь начальной стадии гранитизации. В краевой части образца метагаббро-норитов, обращенного к флюидному потоку, они выражаются в покислении краевых частей зерен основного плагиоклаза (вплоть до чистого альбита) в связи с привнесением раствором щелочей и Si. Происходило выщелачивание растворами из породы Mg, в меньшей степени Ca и Fe, поэтому на контакте с флюидной фазой в гранатах несколько увеличивалось содержание алмандиновой составляющей, возникали новые, более железистые ортопироксены. Растворение темноцветных минералов метагаббро сопровождалось их переотложением на фронте воздействия флюида в виде антофиллита, тремолита и флогопита (Ath, Trem и Phl – более кремнекислотные фазы, чем первичные пироксены, и их формирование – отражает привнос в метагаббро  $\text{H}_2\text{O}$ , Si и щелочей). В биотите и амфиболе из метагаббро изменения в химическом составе слабые, их железистость практически не меняется. Таким образом, в данном эксперименте удалось воспроизвести антофиллитизацию, амфиболитизацию и биотитизацию метагаббро – типичные процессы на передовом фронте гранитизации беломорских метагаббро, детально описанные в следующей главе.



## ГЛАВА IV. ГРАНИТИЗАЦИЯ КОРОНАРНЫХ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ МЕТАГАББРО-НОРИТОВ В БЕЛОМОРСКОЙ СЕРИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (РАЙОН КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА, о. ГОРЕЛЫЙ)

Для того чтобы прояснить, насколько проведенные эксперименты по инфльтрационной модели (глава III), адекватно отражают закономерности гранитизации метабазитов в условиях амфиболитовой фации, были изучены петрографические особенности гранитизации коронарных метагабброидов в контакте с гнейсогранитами, принадлежащими к свекофеннской гнейсо-мигматит-гранитной формации в беломорском комплексе Карелии (о. Горелый, Кандалакшская губа). Метасоматические преобразования захватывают лишь внешний край метагаббро, в зоне шириной 5-15 м. Гнейсограниты вблизи контакта содержат скиалиты фельдшпатизированных апогаббровых амфиболитов, параллельные контурам метагаббрового тела. Наличие таких скиалитов в гранитогнейсах, а также усиление интенсивности амфиболизации, фельдшпатизации и дебазификации метагаббро с приближением к их контакту очень сходно с тем, что обычно происходит при гранитизации метабазитов в условиях амфиболитовой фации (Engel, Engel, 1958; Кориковский, 1967; Жариков, Гаврикова, 1987; Гаврикова, Жариков, 1984; Гаврикова, 1987; Беус и др., 1993; Щербакова, 1988; Olsen, 1982).

Изучение минеральных ассоциаций вмещающих пород и метагабброидов и их геотермобарометрия устанавливают следующие параметры метаморфизма и синхронной с ним гранитизации:  $T - 660-700^{\circ}\text{C}$ ,  $P - 9.5-10.5$  кбар (Кориковский, 2005).

По смене фазовых равновесий и химического состава ореол приконтактных изменений можно подразделить на 4 зоны: 1) коронарные амфиболизированные метагаббро-нориты с реликтами магматических минералов и структур; 2) апогаббровые  $\text{Hbl-Pl}\pm\text{Scap}$ -плаггиоамфиболиты с редкими магматическими реликтами; 3) калишпатизированные  $\text{Hbl-Pl-Kfs}\pm\text{Scap-Bt-Qtz}$  апогаббровые амфиболиты; 4)  $\text{Bt}\pm\text{Hbl-Kfs-Pl-Qtz}$  гнейсо-граниты с вытянутыми скиалитами осветленных  $\text{Bt-Hbl-Pl}\pm\text{Scap-Qtz}$  амфиболитов.

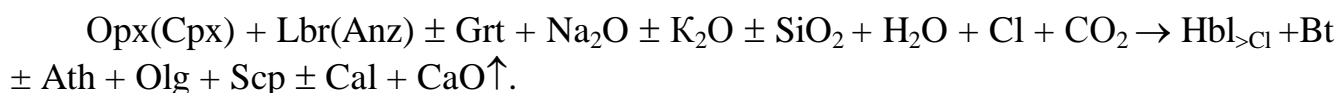
***Очень слабо амфиболизированные коронарные метагаббро-нориты (зона I)***, затронутые щелочным метасоматозом, сохраняют габбро-офитовую структуру и первично-магматические минералы (цифры означают - их общую железистость  $\text{Fe}_{\text{общ}}/\text{Fe}_{\text{общ}} + \text{Mg}$ ): инвертированный пижонит ( $\text{Orx}_{33-40}$  с ламеллями  $\text{Crx}_{19-21}$ ), инвертированный пижонит-авгит ( $\text{Crx}_{19-21}$  с ламеллями  $\text{Orx}_{36-37}$ ), высокотитанистый биотит ( $\text{Bt}_{34-39}$  с 4-5.5 мас. %  $\text{TiO}_2$ ), зональный плаггиоклаз с лабрадор-битовнитовым ядром (50-80 %  $\text{An}$ ) и андезиновой внешней каймой (36-38 %  $\text{An}$ ), титаномагнетит или ильменит. Метаморфические минералы представлены двойными  $\text{Crx-Grt}$  - коронарными каймами вокруг  $\text{Orx}$  в контакте с  $\text{Pl}$  и келифитовыми каемками магнезиального паргасита ( $\text{Hbl}_{31-34}$  с 0.07-0.19 мас. %  $\text{Cl}$ ) вокруг магматического  $\text{Crx}$  и  $\text{Orx}$ . Из этих двух типов реакционных структур

образование  $\text{Cpx-Grt}$  корон – изохимическая реакция  $\text{Opx} + \text{An}$  (*An-молекула Pl*)  $\rightarrow$   $\text{Cpx} + \text{Grt}_{\text{Fe-Mg-Ca}}$  - является проявлением регионального метаморфизма базитов (“друзитизация”), и не связана с воздействием щелочных флюидов. Однако второй тип структур – начальная амфиболизация пироксенов и андезинизация лабрадор-битовнитов в краевых частях их зерен является первым не слишком интенсивным признаком щелочного метасоматоза на периферии контактово-реакционного ореола с небольшим выносом  $\text{CaO}$ :



Количество новообразованного паргасита на этой в первой зоне невелико, и все магматические характеристики габбро-норитов сохраняются.

С приближением к контакту с гнейсогранитами амфиболизация габброидов резко усиливается, пироксены и метаморфические гранаты остаются только в виде небольших реликтов внутри амфиболового матрикса, габбро-офитовая или коронарная структура трансформируется в метаморфическую нематогранобластовую, вследствие чего метагаббро-нориты превращаются в ***апогаббровые Hbl-Pl ± Scp ± Qtz плагиоамфиболиты с редкими магматическими реликтами (зона II)***. Доминирующим темноцветным минералом становится паргаситовый или эденитовый амфибол, железистость которого постепенно возрастает до 37-45 %, а содержание  $\text{Cl}$  несколько увеличивается (до 0.20-0.49 мас. %). Многие его зерна приобретают позднее слабую ретроградную зональность, замещаясь с краев чуть более магнизальным и менее глиноземистым эденитом или Mg-горнблендом, или более поздним актинолитом. Основные плагиоклазы полностью замещены андезином или олигоклазом. Пижониты замещаются не только Ca-амфиболом, но и антофиллитом, а также метаморфическим ортопироксеном. Последний, очевидно, представляет собой продукт перекристаллизации магматического пижонита. Амфиболизация и олигоклазизация сопровождается появлением заметного количества скаполита с 35-45 % мейонитовой молекулы. Иногда хорошо видны признаки замещения плагиоклаза и амфибола скаполитом, а также кальцитом, что связано с привносом не только  $\text{Na}$ ,  $\text{Si}$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , но и  $\text{Cl}$  и  $\text{CO}_2$ . В паре  $\text{Scp-Pl}$  устанавливаются равновесные отношения, подтверждающиеся равновесным распределением  $\text{Ca}$  и  $\text{Na}$  между ними. Переход к зоне II можно отобразить следующей суммарной реакцией, также с небольшим выносом  $\text{CaO}$ :



Одновременно высокотитанистые магматические биотиты замещаются менее титанистыми (2.5-3.8 мас. %  $\text{TiO}_2$ ) и более железистыми слюдами ( $\text{Bt}_{39-41}$ ), с содержанием  $\text{Cl} \approx 0.24-0.38$  мас. %. В результате, в данной зоне в метагабброидах формируется новая нематогранобластовая структура с равновесным парагенезисом  $\text{Hbl} \pm \text{Vt} \pm \text{Ath-Pl} \pm \text{Scp} \pm \text{Cal} \pm \text{Qtz}$ .

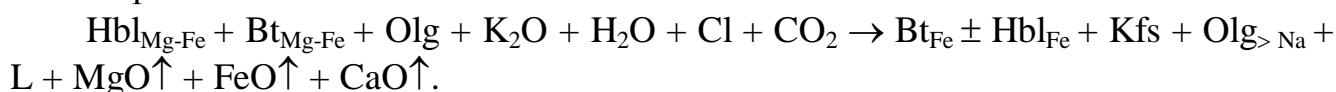
В самой внешней части метагаббро-норитов, в контакте с гнейсо-гранитами, формируются ***калишпатизированные Hbl-Pl-Kfs ± Scap-Bt-Qtz апогаббровые амфиболиты (зона III)***. Эти породы сохраняют меланократовый облик, но их главным отличием от предыдущей зоны является присутствие калишпата, кварца

и гораздо большего количества скаполита. Железистость Са-амфиболов, среди которых преобладают паргаситы и Mg-горнбленды, постепенно повышается от 42-45 до 53-55 % (ферропаргаситы), в них возрастает суммарное содержание Na+K, а также K, а содержание Cl хотя и колеблется от зерна к зерну, чаще всего повышается до 0.40-0.54 мас. %. Андезины полностью замещаются олигоклазами с 13-27 % An. Увеличивается количество новообразованного еще менее титанистого биотита  $Bt_{41-43}$ , (содержащего  $TiO_2$  - 2-2.7 мас. %, Cl - 0.2-0.3 мас. %), формирующего тонкие мечевидные пластинки, часто секущие зерна Hbl. Калишпат с примесью до 11 % Ab образует как округлые зерна в количестве до 15 объем. %, так и фьордообразные межгранулярные выделения, указывающие на его метасоматическую природу. Скаполит с содержанием мейонитовой молекулы 35-51 %, встречается в виде округлых или лапчатых зерен, иногда с явными признаками замещения олигоклаза. В некоторых зернах отмечается зональность, с повышением к краям содержания Me-молекулы от 42 до 51 %. Зафиксированы также спорадические выделения мелких зерен кальцита, который кажется равновесным с остальными силикатами. Количество кварца достигает 10 %, и он, также как Kfs и Scap, образует и округлые кристаллы, и межгранулярные каймы, указывающие на окварцевание при формировании данной зоны. Структура пород целиком нематогранобластовая, а редкие реликты магматического клинопироксена сохраняются только у границы с зоной II. Изменение составов минералов и их реакционные соотношения указывают на привнос в метагабброиды зоны III K, Na, Si, Cl,  $CO_2$  (калишпатизация, биотитизация, олигоклазизация, скаполитизация и окварцевание) и вынос Mg (повышение железистости темноцветных), Ca (некоторое замещение Hbl биотитом) и части Fe. Вынос оснований отражает общую тенденцию к дебазификации – уменьшение суммарного содержания темноцветных за счет увеличения количества полевых шпатов, скаполита и кварца, что подтверждается вариационными диаграммами.

Таким образом, обобщающей при переходе от зоны II к зоне III, является реакция:  $Hbl + Olg + SiO_2 + Na_2O + K_2O + H_2O + Cl + CO_2 \rightarrow Hbl_{>Fe} + Bt_{>Fe} + Kfs + Scp + Qtz \pm Cal + MgO\uparrow + FeO\uparrow + CaO\uparrow$ , а критическим равновесным новообразованным парагенезисом – ассоциация  $Hbl_{>Fe} + Bt + Kfs + Scap + Qtz \pm Cal$ . Привнос  $SiO_2$  и щелочей и вынос MgO и CaO в условиях зоны III отражают химические анализы пород.

Среднезернистые  ***$Bt \pm Hbl - Kfs - Pl - Qtz$  гнейсо-граниты со скиалитами осветленных  $Bt - Hbl - Pl - Kfs \pm Scap - Qtz$  амфиболитов*** представляют переработку метагаббро-норитов в зоне IV. Контакт гнейсогранитов и апогаббровых амфиболитов довольно резкий, в отличие от первых трех зон, постепенно сменяющих друг друга во внешней части метабазитового тела. Богатые калишпатом гнейсовидные граниты не являются гомогенными, а переполнены в разной степени переработанными скиалитами амфиболитизированных метагаббро – от меланократовых, почти неизмененных  $Hbl - Bt - Kfs \pm Scap - Qtz$  нематогранобластовых амфиболитов зоны III, до сильно фельдшпатизированных, окварцеванных и разгнейсованных остатков амфиболитов, превращенных в

прерывистые мезократовые полоски Vt-Hbl-Pl-Kfs-Qtz состава, шириной 1-5 см и длиной до 1-3м, вытянутых вдоль гнейсовидности гранитов. В шлифах наблюдаются все стадии осветления и дебазификации амфиболитов: зерна биотита и амфибола разъедаются и замещаются с краев плагиоклазом, калишпатом и кварцем, дефрагментируются и постепенно растворяются в Fsp-Qtz матриксе, который имеет все признаки нарастающего плавления и превращения в мигму, или субэвтектический гранит с гнейсовидной структурой. Обобщающей для перехода к зоне IV является следующая реакция, благодаря которой завершается дебазификация скиалитов, а железистость биотитов и амфиболов в них повышается до величины, характерной для темноцветных минералов из гнейсогранитов:



Остатки скиалитов расплавляются или растворяются в гнейсограните, основность которого в эндоконтактной зоне не возрастает, т.е. гибридизация не происходит. А это значит, что процесс представляет собой настоящую гранитизацию, с полным выносом Mg, Fe и Ca за пределы реакционной зоны. Правда, крайне трудно отличить, какая часть гнейсогранитного тела с растворенными скиалитами отвечает полужидкой “мигме”, а какая - уже настоящей гранитной магме. Плавление осветленных пород (гранитизация) доказывается тем, что от контактирующего гнейсогранитного тела вглубь метагаббронорита по перпендикулярным трещинам ответвляются тонкие розовые жилки гранитов шириной от нескольких мм до 3-4 см и длиной 1-5м, выклинивающиеся в конце, симметрично окаймленные узкой (5-15 мм) зоной приконтактной амфиболизации и биотитизации, имеющей Hbl-Vt±Kfs±Scap состав, т.е., эти околожилные оторочки сложены теми же минералами, которые возникают в зонах I-III во внешней реакционной зоне метагаббро.

В ходе фельдшпатизации и дебазификации скиалитов в зоне IV их валовый состав, согласно химическим анализам, максимально обогащается Si, щелочами, и обедняется основаниями (Mg, Fe и Ca). Железистость остающихся в них амфиболов, продолжая тенденцию, выраженную при переходе от зоны I к III, еще более увеличивается - до 54-69 %, примесь Cl 0.24-0.42 мас. %, содержание Na+K становится максимальным, и они превращаются в гастингситы и ферропаргаситы. Железистость Vt также возрастает до 54-61 %, при содержании TiO<sub>2</sub> 0.7-2.9 мас. %, Cl – 0.18-0.38 %. Такой же состав имеют Vt и Hbl в гнейсогранитах. Общая эволюция железистости сосуществующих амфиболов и биотитов с переходом от зоны I к зоне IV показана на рис. 13.

Полевые шпаты в породах зоны IV представлены олигоклазом и умеренно-натровым калишпатом. Скаполит отсутствует в гнейсогранитах, но в значительном количестве присутствует в некоторых наименее переработанных скиалитах. Его количество максимально в прямом, измеряемом первыми десятками сантиметров экзоконтакте гранитогнейсов – т.е., в амфиболитах зоны III в изученном разрезе, а также в контактирующих с гранитами кислых Vt-Grt гнейсах, в наибольшей близости от рассматриваемого гранит - метагаббрового

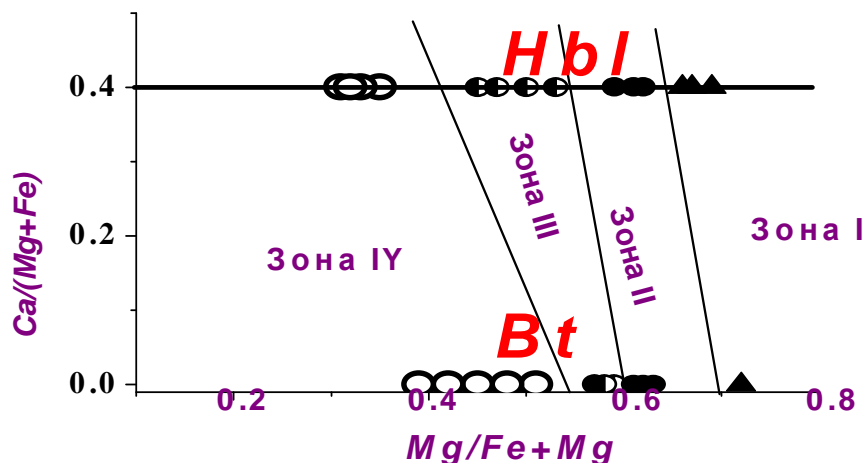


Рис.13. Изменение железистости амфибола и биотита с переходом от зоны I к зоне IV

контакта. Это значит, что водно-углекислые флюиды, поступающие со стороны гнейсогранитов, в момент реакции с метагабброидами были максимально обогащены Cl, щелочами и кремнеземом. В условиях зоны IV происходила гранитизация наиболее осветленных метагаббро-амфиболитов, и их частичное или полное растворение при появлении кислого расплава доказывает повсеместным присутствием в гнейсогранитах переработанных скиалитов.

Таким образом общие закономерности метасоматических изменений и последующей гранитизации метагаббро-норитов заключаются в том, что от зоны I к зоне IV минеральный состав метагаббро меняется: пироксены и гранаты замещаются роговой обманкой, антофиллитом и биотитом, лабрадор-битовниты превращаются в андезин, а затем в олигоклаз, (рис. 14), частично замещаясь при

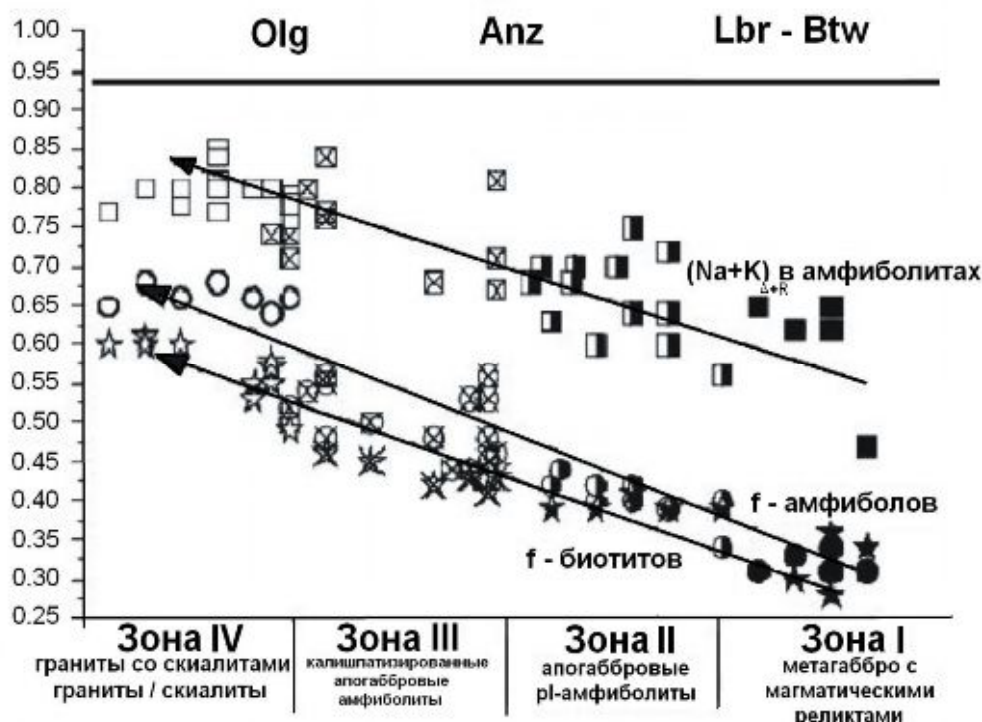


Рис.14. Изменение основности плагиоклазов, железистости биотитов, щелочности и железистости амфиболов с переходом от зоны I к зоне IV

этом скаполитом и кальцитом, появляются межгранулярные новообразования и зерна Kfs и Qtz. Начиная с зоны III, общее количество Hbl и Vt снижается (дебазификация), а их железистость постепенно растет от 32 до 68%, (рис. 13), т.е. до значений, характерных для гнейсогранитов. На вариационных диаграммах фиксируется односторонняя, типичная для гранитизации миграция компонентов, доказывающая ее инфильтрационный характер: привнос Si и щелочей, вынос Ca, Mg, и Fe за пределы контактовой зоны, возрастание общей железистости пород, и как следствие – дебазификация, ощелачивание и окварцевание метагаббро, затем расщепление краевой части его тела на отдельные скиалиты, их осветление, и наконец - окончательное растворение в контактирующем гнейсограните.

Образование скаполита одновременно с кислым плагиоклазом, калишпатом, роговой обманкой, биотитом, и иногда – кальцитом, являющееся уникальной особенностью гранитизации метагабброидов в Беломорье, свидетельствует о том, что переработка метагаббро-норитов происходила под влиянием обогащенных Cl и CO<sub>2</sub> кремнещелочных флюидов. Возникновение зональных скаполитов с обогащенной мейонитом внешней зоной, указывало на то, что отношение  $a_{Cl} / a_{CO_2}$  в инфильтрующихся флюидах изменялось (понижалось) вследствие осаждения Cl и CO<sub>2</sub> при кристаллизации скаполита, кальцита и обогащенных Cl амфиболов и биотитов. Предполагая, что состав флюидной фазы состоит, главным образом, из H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl, можно дать приблизительную оценку изменения состава флюида по мере его фильтрации от тыловой зоны IV до фронтальной части продвижения флюида (зона I-II). Отмеченное в зоне IV появление расплава гранитного состава среди фельдшпатизированных, окварцеванных и разгнейсованных остатков амфиболитов свидетельствует о том, что при T - 660-700<sup>0</sup>C, P – 9.5-10.5 кбар достигалось плавление породы, что согласно (Ebadi, Johannes, 1991) происходит в системе гранит-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O при  $a_{H_2O} \approx X_{H_2O} \approx 0.6$ . С другой стороны, сохранившиеся, нерасплавившиеся остатки амфиболитов позволяют полагать, что  $a_{H_2O}$  во флюидной фазе была меньше 0.75 (Holloway, Burnham 1972, Rushmer, 1991). Мольную долю NaCl во флюиде можно установить с учетом среднего состава скаполитов ( $\approx 40\%$  Me) из скиалитов амфиболитов среди гнейсогранитного расплава. Расчет, проведенный с использованием экспериментальных данных по реакции  $NaCl_{(в\ скаполите)} + CaCO_3_{(в\ кальците)} = CaCO_3_{(в\ скаполите)} + NaCl_{(во\ флюиде)}$  (Ellis, 1978), дал для флюидов, равновесных со Scp-содержащими амфиболитами в скиалитах, величину  $(X_{NaCl})^{флюид} \approx 0.25-0.35$ , т.е. в зоне IV флюиды представляли собой **40-50 мас.% высококонцентрированные растворы-рассолы**. По мере продвижения к неизменному габбро-нориту в химическом составе породы содержание хлора падает, состав флюидной фазы обедняется Cl, постепенно исчезает скаполит и появляется гранат (зона II). Из топологии диаграмм, включающих мейониты, плагиоклаз, кварц, гранат, кальцит (данные Fitzsimons and Harley 1994; Mathavan, Fernando, 2001), следует, что реакция  $3Grs+6CO_2 = 3Qtz+Scp+5Cc$  определяет верхний предел устойчивости граната по CO<sub>2</sub>. Расчеты  $X_{CO_2}$  этой реакции с использованием химических составов минералов с учетом моделей неидеальности для скаполита, граната и плагиоклаза (Moecher, Essene, 1990, Aranovich, Podlesskii, 1989) приводят к значениям  $X_{CO_2} \approx 0.35$  при 10 кбар,

700°C. Таким образом, по мере фильтрации от гнейсогранита (зоны III-IV) до метагаббро-норита (зона II) состав флюидной фазы меняется от высококонцентрированного ( $X_{\text{NaCl}} \approx 0.2-0.3$ ,  $X_{\text{H}_2\text{O}} \approx 0.6$ ,  $X_{\text{CO}_2} \approx 0.2-0.1$ ) до существенно водного ( $X_{\text{H}_2\text{O}} \approx 0.60 - 0.65$ ,  $X_{\text{CO}_2} \approx 0.35$ ).

Соотношение  $\text{H}_2\text{O} - \text{HCl}$  во флюиде было рассчитано на основании химических составов биотитов из обменной реакции:  $\text{Bt}(\text{OH}) + \text{HCl} = \text{Bt}(\text{Cl}) + \text{H}_2\text{O}$ , изученной (Munoz, Swenson, 1981, Munoz, 1984). Из расчетов получено  $\lg (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}}) \approx 1$ . По оценкам (Mora, Valley, 1989; Valley, Essene, 1980; Valley, O'Neil, 1984; Sisson, 1987; Yardley 1985; и др.), пределы колебаний величины  $\lg (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$  для некоторых регионально метаморфизованных комплексов составляют  $0.3 \div 5$  при  $T = 500 - 700^\circ\text{C}$ . Низкие значения  $\lg (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$ , полученные по нашим данным, свидетельствуют о том, что растворы, фильтрующиеся со стороны гнейсогранитов, были высокоагрессивны, обладали высокой летучестью  $\text{HCl}$ .

### **Закономерности метасоматических преобразований и последующей гранитизации метагаббро-норитов беломорского комплекса наблюдаемые в полевых условиях**

1). Метагаббро-нориты, слагающие довольно крупный массив, примерно через 450-500 млн. лет после их внедрения были регионально метаморфизованы в свекофеннском цикле. В зонах контактового взаимодействия с синметаморфическими свекофеннскими гранитоидами, являвшимися частью мигматитового жильного комплекса, метабазиты, в краевой зоне около 15 м шириной, на пике проградного метаморфизма метасоматически перерабатываются кремне-щелочными флюидами таким образом, что состав метагаббро-норитов постепенно изменяется в сторону гнейсогранита. В заключительную стадию происходит отщепление фрагментов осветленных метагаббро-норитов, превращение их скиалиты в гнейсогранитах, дальнейшая дебазификация скиалитов, уменьшение в размерах и постепенное плавление и растворение в гранитной мигме или магме.

2). Переработка метагаббро-норитов происходила под влиянием обогащенных  $\text{Cl}$  и  $\text{CO}_2$  кремнещелочных рассолов. Необычно высокая активность хлора и углекислоты подтверждается образованием значительного количества скаполита,  $\text{Cl}$ -содержащих амфиболов, биотитов, и даже кальцита, что в общем-то необычно для метасоматитов, возникающих на передовом фронте гранитизации метабазитов. Повышенная роль  $\text{Cl}$  – специфическая особенность флюидного режима беломорских метасоматитов, связанных с мигматитообразованием. Среди них уже отмечались породы с  $\text{Cl}$ -паргаситом (до 4.3 мас. %  $\text{Cl}$ ) и скаполитом (Чуканов и др, 2002).

3). Общая смена фазовых равновесий по мере гранитизации метагаббро-норитов беломорского комплекса показана на рис. 15. В передовой зоне I сохраняются ассоциации, образовавшиеся при региональном метаморфизме, при практически инертном поведении щелочей. В тыловой части зоны II происходит

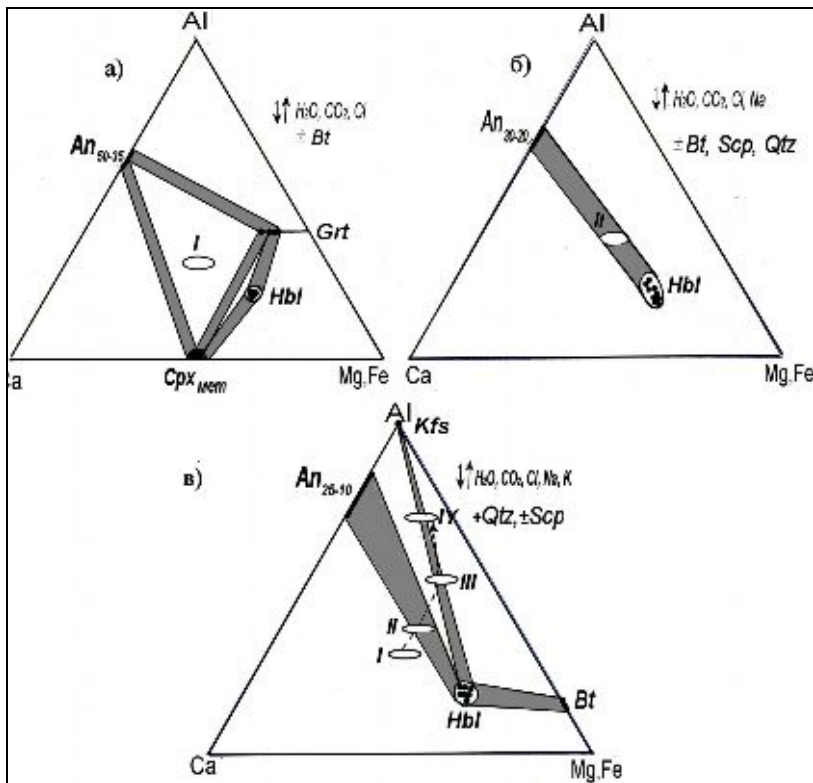


Рис. 15. Смена парагенезисов метагаббро-норитов по мере их гранитизации на диаграмме ACF: а) – зона 1 (щелочи инертны), б) - зона 2 (Na вполне подвижен), в) - (зоны –3-4) (Na и K вполне подвижны).

некоторая дебазификация, а привносимый Na ведет себя вполне подвижно; в этой зоне флюиды обеднены калием, поскольку он осаждается в зоне III. В зонах III и IV флюид имеют состав Na-K-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-Cl-содержащего рассола.

Дебазификация максимальна в зоне IV. За счет выноса и уменьшения валового содержания оснований в породе, при инертном поведении Al, отношение Al/(Ca+Mg+Fe) в измененных метагабброидах возрастает. Щелочи в зонах III и IV, при наиболее интенсивном флюидном воздействии и начале плавления (зона IV), ведут себя вполне подвижно. Общая смена парагенезисов в контактовом ореоле в целом, показанная на рис. 15, ясно отражает инфильтрационный тип процесса с возрастанием валового отношения Al/(Mg+Fe+Ca) в породе. При этом Mg, Fe и Ca, избыточные в отношении гранитной эвтектики, полностью выносятся, и в гнейсогранитах не возникают более основные эндоконтактовые фации. На периферии реакционной зоны, внутри метагабброидов, не образуется никаких базификатов, меланократовых Hbl-Bt оторочек, или проявлений Fe-Mg-Ca метасоматоза. Следовательно, избыточные основания мигрируют далеко от места реакции. Все эти особенности в совокупности подтверждают инфильтрационный характер гранитизации метагаббро-норитов, что соответствует модели Д.С. Коржинского (1952).

## ГЛАВА V. СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С ЗАКОНОМЕРНОСТЯМИ ПРИРОДНОГО ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ ЗА СЧЕТ МЕТАБАЗИТОВ

Исследования трех основных типов взаимодействия гранитоидов и метабазитов, позволяют экспериментальным путем уточнить ряд характерных черт



следующих процессов: 1) частичного плавления основных пород с образованием плагиогранитных магм, 2) диффузионного взаимодействия гранитных расплавов с метабазами, и 3) гранитизации при инфильтрационном воздействии на них минерализованных флюидов.

### *Частичное плавление метабазитов в условиях закрытой и открытой системы.*

Этот процесс многими исследователями считается основной причиной формирования тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) магматических серий, составляющих значительные объемы архейской континентальной коры.

Наши экспериментальные данные, дополняющие предшествующие работы (Beard, Lofgren, 1991, Wolf and Wyllie, 1986, 1991, 1993, Rushmer 1991, Sen and Dunn, 1994, Rapp et al., 1991, Rapp, 1995, Rapp and Watson, 1995), установили следующие основные закономерности частичного плавления амфиболитов по мере повышения температуры в закрытой системе:

1). В породах основного состава с ростом температуры от 800° до 1000°С при давлениях от 5 до 25 кбар образуются выплавки, состав которых меняется от кислого до среднего. Нарастающее частичное плавление пород приводит к тому, что в меланосоме увеличивается основность плагиоклазов, возрастает содержание пиропового минала в гранатах, растет магнезиальность клинопироксена, при слабо возрастающей магнезиальности амфибола.

В природных условиях такой тип анатексиса должен начинаться с образования локальных, “капельных” гранитных микровыплавов внутри метабазитового субстрата, и должны обнаруживаться микропрожилковые каналы, по которым этот расплав выводится наружу, поэтому кислые выплавки будут иметь пассивные отношения с реститом. Однако гораздо чаще в природных мигматитах, особенно в условиях амфиболитовой фации, наблюдается обратная картина - активное воздействие лейкосомы на меланосому, узкие оторочки биотитизации и фельдшпатизации (ощелачивание) меланосомы в их контакте, признаки разъедания меланосомы кислым расплавом или кремне-щелочным раствором, с постоянной тенденцией превращения меланосомы в фельдшпатизированный скиалит (Коржинский, 1952, 1976; Engel and Engel, 1958; Кузнецов, Изох, 1969; Крылова и др., 1972; Кориковский, 1976; Беус и др., 1993; Глебовицкий и др., 2003; Гаврикова, 1987; Гаврикова, Жариков, 1984; Летников и др., 1975, 1988; Щербакова, 1988, 1994; Миловский и др., 1985; Перчук и др., 2002; Olsen, 1982, 1984; Perchuk et al., 2000 и др.). Тенденцию, противоположную той, что проявляется в закрытой системе, демонстрируют и изменения составов минералов: происходит покисление краевых частей плагиоклазов, возрастание железистости пироксенов и амфиболов, увеличение их щелочности (Кориковский, 1967; Жариков, Гаврикова, 1987; Гаврикова, Жариков, 1984; Гаврикова, 1987; Беус и др., 1993; Щербакова, 1988), тогда как при плавлении амфиболитов в закрытой системе магнезиальность минералов и основность плагиоклазов в реститах

возрастают. Все это указывает на то, что процессы плавления метабазитов в открытой системе (во всяком случае в амфиболитовой фации) гораздо более обычны, чем анатексис в закрытой системе, что подтверждается многочисленными работами по изучению мигматитов (напр., Olsen, 1982, 1984; Sawyer, 1987; Vernon, Collins, 1988; Kriegsman, 2001 и др.) и исследованиями флюидных включений в лейкоosome (Touret, 1969; Мигматизация и гранитообразование..., 1985; Седова и др. 1996, 2001; Prouteau, Scaillet, 1999 и др.).

2). Почти все представления о частичном выплавлении TTG-магм основаны на модели закрытого анатексиса в условиях амфиболитовой или эклогитовой фаций (напр., Rapp, 2003; Foley et al., 2002). Наши эксперименты показали, что в закрытой системе, когда вода при плавлении поступает только за счет дегидратации амфибола и биотита, сколь угодно значимое выплавление тоналит-трондьемитовых магм происходит при T более 800°C, т.е., при параметрах гранулитовой фации. Снижение температуры солидуса амфиболитов до 650-700°C (до уровня амфиболитовой фации) возможно только при более высоком содержании водного флюида в сравнении с закрытой моделью (Vielzeuf, Schmidt, 2001). В природных условиях такой избыточный флюид может поступать в метабазиты только извне, в рамках открытой системы.

3). При параметрах гранулитовой фации амфиболиты превращаются в двупироксеновые гранулиты, и лишь при температуре  $\approx 950^\circ\text{C}$  количество выплавляющегося расплава достигает приблизительно 20–30 %, и становится возможным его отделение согласно (Stolper et al., 1981; Clemens and Vielzeuf, 1987; Wickham, 1987)). В результате должно оставаться 80% безводного твердого остатка, однако концентрации больших объемов подобного тугоплавкого остаточного материала нигде не фиксируются. Можно было бы предположить, что этот материал каким-то образом погружался в верхнюю мантию, однако прямые доказательства реальности такого процесса также отсутствуют (Попов, 1997). Кроме того, если бы действительно проходило нарастающее изохимическое парциальное плавление метабазитов с удалением плагиогранитных расплавов в более верхние этажи коры, то следствием этого должна стать “дегранитизация” древних щитов. Это расходится с геохимическими трендами реальных докембрийских высокотемпературных комплексов любой глубинности, которые, напротив, всегда эволюционируют в сторону нарастания степени их гранитизации и дебазификации. Это в свою очередь говорит в пользу гранитообразования в открытой системе.

В пределах большей части амфиболитовой и эклогитовой фаций, при частичном плавлении амфиболитов и других близких типов метабазитов в закрытой системе, количество новообразованного расплава, как показывает расчет, будет составлять не более 1-5% объема породы. Поэтому кажется более вероятным, что лейкократовые полосы, характерные для амфиболитов из метаморфических комплексов амфиболитовой фации, скорее всего являются не выплавками, появившимися *in situ* (если система была закрыта), а инъекциями расплава, возникающего на более низких и более высокотемпературных уровнях

коры, либо (если жильная природа лейкократовых полос не ясна) могут оказаться дометаморфическими образованиями.

### *Диффузионное взаимодействие гранитных расплавов с метабазами*

В результате экспериментального моделирования диффузионного взаимодействия гранитного расплава с метабазами установлены следующие закономерности:

1). В экзоконтакте происходит осветление и частичное плавление амфиболита, вызванные диффузией щелочей и кремнезема из гранитного расплава. При диффузионных процессах, в отличие от инфильтрационных, образуются более магнезиальные биотит и роговая обманка (при 950<sup>0</sup>С – также магнезиальный клинопироксен. Мигматизированные амфиболиты весьма неоднородны: гранитные выплавки (лейкосома), перемежаются с участками меланосомы, которая по сравнению с исходными амфиболитами всегда более меланократовая. Это существенно отличает диффузионный тип мигматитов от инфильтрационного, в котором наблюдается дебазификация (осветление) первичных амфиболитов.

2). При диффузионном взаимодействии в эндоконтакте гранитоидов появляется гибридная, более основная передовая зона кварц-монцитового, гранодиоритового или чарнокитового состава, вызванная миграцией Са, Mg и Fe из амфиболита в контактирующий гранитный расплав. Подобные процессы типичны для контактов сравнительно бедных флюидами, но “горячих” магматических гранитов с метабазами и карбонатами. Этим диффузионный тип мигматитов отличается от инфильтрационного, при котором миграция Са, Mg и Fe происходит не в гранитный расплав, а в противоположном направлении, за пределы самой реакционной зоны.

### *Инфильтрационное взаимодействие метабазитов с кремне-щелочными флюидами*

На основании полевых и экспериментальных исследований было показано, что при гранитизации метабазитов, вследствие инфильтрации в них кремне-щелочных флюидов, на передовом фронте их просачивания происходит замещение пироксенов, граната и магнезиальных амфиболов все более железистыми амфиболами и биотитами, ортопироксена – Mg-антофиллитом, основных плагиоклазов и части темноцветных - щелочными Na-Ca- и K-полевыми шпатами, скаполитом и кварцем. За счет дебазификации - выноса Mg, Fe и Са - меланократовые метабазиты трансформируются в более лейкократовые породы, обогащенные Na, K и Si, содержащие сначала межгранулярные новообразования и микропрожилки, а затем порфиробласты кислого плагиоклаза, калишпата, скаполита и кварца.


В тыловой зоне гранитизации метасоматически измененные, осветленные метабазиты начинают приближаться по составу к гнейсам или тeneвым скиалитам, в них усиливается плавление, и через состояние “мигмы” они замещаются кислым

расплавом, а скиалиты метабазитов частично или полностью растворяются в контактирующем гнейсограните.

***Инфильтрационные колонки, баланс вещества при гранитизации и возможная продолжительность процесса***

Изучение трансформации метабазитов в гранитоиды в полевых условиях позволяет объединить метасоматические изменения метабазитов беломорского комплекса в единую колонку гранитизации:


Гнейсограниты и скиалиты	Калишпатизированные апогаббровые амфиболиты	Апогаббровые плагиоамфиболиты	Метагаббронориты
$Bt+Kfs+Pl+Qtz+Hbl\pm Scp$	$Hbl+Bt+Pl+Kfs+Qtz\pm Scp$	$Hbl+Pl+Bt\pm Qtz\pm Ath\pm Scp$	$Px+Pl+Grt+Bt$


  
*Направление инфильтрации флюидов*

Значительная часть этих замещений была зафиксирована и в эксперименте: фрагментация метабазитов с постепенным их замещением расплавом, покисление краевых частей плагиоклазов и окварцевание, повышение железистости роговых обманок в краевых частях зерен за счет более быстрого выноса магния по сравнению с железом, и замещение ортопироксена антофиллитом за счет реакций гидратации и привноса Si на передовом фронте метасоматического процесса. Эта направленность изменения минерального состава породы и химического состава минералов характеризует основные видимые признаки отличия инфильтрационных и диффузионных процессов.

Колонку гранитизации амфиболитов, полученную в экспериментальных условиях (естественно, с последующей кристаллизацией расплава, полученного в обращенной к флюидному потоку части образцов) можно представить как локально-равновесную. Эта колонка имеет вид:

Зона полного плавления	Полевошпатовая зона с первыми выплавками	Зона интенсивной фельдшпатизации и дебазификации	Зона фельдшпатизации и начала дебазификации	Исходная порода
L	$Pl+Qtz+Kfs\pm Bt$	$Pl+Qtz+Kfs+Bt\pm Hbl(?)$	$Pl+Qtz+Kfs+Bt+Hbl$	Амфиболит


  
*Направление инфильтрации флюидов*

Как следует из приведенных колонок, возникающих в ходе гранитизации метабазитов как в полевых, так и в экспериментальных условиях, они могут отличаться деталями строения, но во всех случаях четко видна главная тенденция: привнос  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и вынос  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ , фельдшпатизация и дебазификация исходных метабазитов, превращение их в интенсивно осветленные породы с выплавками, гнездами и жилками гранитного расплава, которые затем полностью замещаются гомогенным гранитом, образованным путем неизохимического замещения измененных вмещающих пород.

Гранитизация – неизохимический процесс, сопровождающийся огромным привнесом и выносом вещества. Как видно из рис. 15, при инфильтрации **существенно водного флюида** через амфиболиты в экспериментальных условиях, на 1 м<sup>3</sup> вмещающих основных пород привносится в среднем 420-460 кг SiO<sub>2</sub>, и выносится в среднем 80 кг CaO, 200 кг FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 170 кг MgO, 120 кг Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Учитывая, что средняя минерализация при 750°C и давлении 5 кбар (параметры экспериментов) составляет ≈ 110 г/кг H<sub>2</sub>O (Чевычелов и др., 1994), из результатов экспериментов следует, что для гранитизации амфиболита требуется около 4500 кг существенно водного флюида. Видимо, эта величина является предельной при оценке количества флюидной фазы, поскольку гранитизация всегда происходит при участии не существенно водного флюида, а высокоминерализованных растворов. Например, Жариков В.А. (1987), показал, что при замещении 1м<sup>3</sup> вмещающих пород на 1м<sup>3</sup> лейкократовых гранитов необходимо, чтобы через породы профильтровалось 2000 кг флюидной фазы при средней ее минерализации около 30%, т.е. практически, рассола.

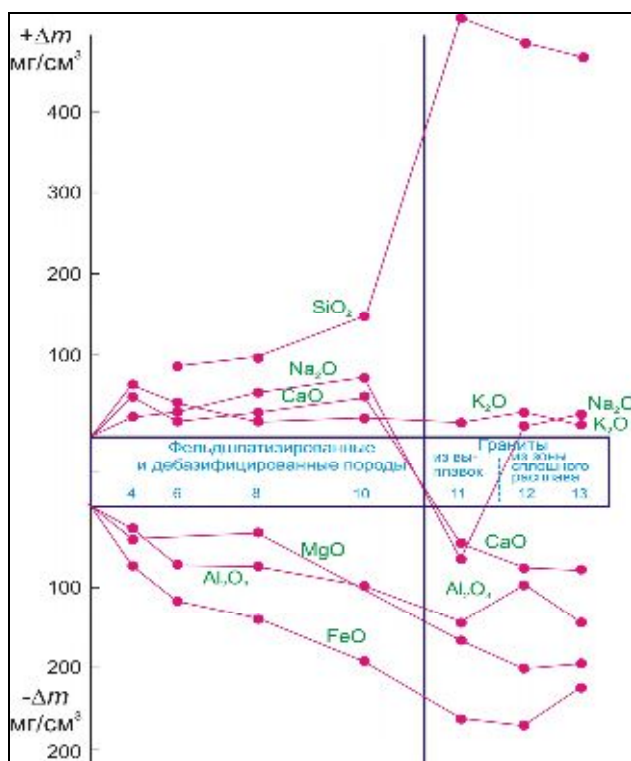


Рис.15. Диаграмма изменения количества компонентов ( $\Delta m$ , мг/см<sup>3</sup>) в экспериментальной колонке гранитизации

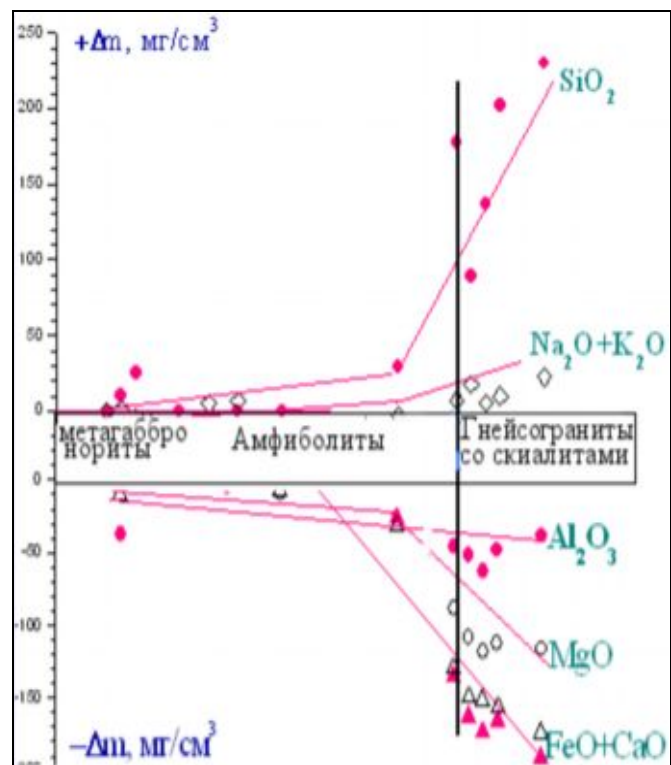


Рис.16. Диаграмма изменения количества компонентов ( $\Delta m$ , мг/см<sup>3</sup>) по природной колонке гранитизации

На рис. 16, представляющем расчет изменения количества петрогенных компонентов, проведенный по результатам полевого изучения гранитизации метагаббро-норита, видно, что при гранитизации 1 м<sup>3</sup> габбро-норитов при температуре 640-700°C и давлении около 10 кбар происходит привнос 140-200 кг SiO<sub>2</sub>, 20-30 кг Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 30-40 кг K<sub>2</sub>O, 5-30 кг Na<sub>2</sub>O, и вынос 150-200 кг CaO, 200 кг FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 120-170 кг MgO. Солевая составляющая флюидной фазы X<sub>NaCl</sub>, определенная на основании химического состава скаполита, составляет приблизительно 0.2-0.3 (глава IV), что соответствует 40-50% концентрации соли.

Полагая, что средняя минерализация флюида близка к этой величине, можно считать, что привнос-вынос приблизительно 300 кг габбро-норита обеспечивается фильтрацией 300 - 500 кг высококонцентрированного рассола.

Таким образом, можно допускать, что в общем случае, при преобразовании 1 м<sup>3</sup> метабазитов в 1 м<sup>3</sup> гранитоидов интервал изменения количества фильтрующейся флюидной фазы, просачивающейся через метабазиты, составляет от 300 и менее, чем 4500 кг.

Christensen et al. (1989), England and Thompson (1984) на основании изотопных данных и термальных моделей показали, что длительность термального пика при региональном метаморфизме составляет  $\approx 10^7$  лет. На основании этих данных можно предположить, что временной интервал гранитизации в среднем отвечает интервалу в  $10^6 - 10^7$  лет (1-10 млн лет). В таком случае расход флюида (W), профильтровавшегося через породу за 1 млн лет (t), будет оцениваться в среднем как  $W = m/t \approx n \times 10^{-8}$  г/с, где m - количество профильтровавшейся флюидной фазы. В случае, если продолжительность гранитизации увеличивается до 10 млн лет, расход флюида соответственно уменьшается на порядок. Эти оценки расхода флюида при гранитизации нерассланцованных, неразгнейсованных массивных метабазитов в природных условиях, в пределах порядка согласуются с оценками расхода флюида при его фильтрации, полученными в экспериментальных условиях.

## ВЫВОДЫ

Основные результаты экспериментального изучения образования гранитоидных расплавов за счет метабазитов, главным образом, амфиболитов, сводятся к следующим:

1. В диапазоне давлений 5-25 кбар и температур 800-1000°C исследовано дегидратационное плавление амфиболита. В результате инконгруэнтных реакций происходит образование трондьемит-тоналитовых и гранит-гранодиоритовых расплавов. Детально изучены составы сосуществующих фаз и фазовые реакции.

2. Показано, что появление значимых объемов гранитоидных расплавов при дегидратационном плавлении амфиболитов возможно лишь при параметрах гранулитовой фации. В условиях амфиболитовой фации частичное плавление амфиболитов, с отделением образовавшегося расплава в верхние этажи коры, происходит только при просачивании в амфиболиты дополнительного количества H<sub>2</sub>O из внешнего источника – т.е., в условиях открытой системы.

3. Инфильтрационная гранитизация, отражающая основные процессы преобразования амфиболитов в гранитоиды в открытой системе, впервые воспроизведена в экспериментальных условиях. Показано, что под действием просачивающихся флюидов по амфиболитам возникает колонка фельдшпатизированных и дебазифицированных пород с образованием гранитного расплава, полностью замещающего амфиболиты в тыловой зоне.

4. Результаты проведенных экспериментов по инфильтрационной модели были подтверждены в результате полевых исследований. Изучение гранитизации коронарных метагаббро в контакте с гнейсогранитами в беломорском комплексе Карелии позволило выделить последовательность метасоматических зон, изменения парагенезисов и составов минералов в процессе нарастающей дебазификации и ощелачивания метагабброидов, и их последующего частичного плавления с превращением в теньевые мигматиты и гнейсограниты.

5. Исследован другой крайний тип гранитизации, которая происходит в амфиболитах в их контактах с гранитным расплавом. Диффузия кремнезема и щелочей приводит к метасоматическим преобразованиям амфиболитов и выплавлению гранитных капель и линз, с возникновением мигматитообразных зон, тогда как в тылу реакционной зоны возникают гибридные фации гранитоидов.

6. Экспериментально изученные три основные модели гранитообразования по породам основного состава позволили прояснить основные критерии отличия процессов анатексиса в закрытой системе, диффузионного и инфильтрационного магматического замещения.

В заключение можно отметить, что в каждой из разновидностей гранитообразования по метабазитам ведущую роль играют различные факторы, а именно: **температура регионального метаморфизма** (для плавления в закрытой системе и гранитизации); **флюидный режим процесса**, активность воды, углекислоты и других летучих (для гранитизации); **температура взаимодействующего гранитного расплава** (для диффузионного магматического замещения); и, наконец - **уровень глубинности, состав исходных метабазитов и геодинамическая обстановка**.

### **Основные публикации по теме диссертации**

Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Плавление амфиболитов: Т-Р зависимость состава парциальных расплавов // Докл. РАН. 1993. Т.330. №2. С. 249-251.

Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Плавление амфиболитов: составы парциальных расплавов при давлении 5-25 кбар. // Докл. РАН. 1995. Т.341. № 6. С.799-803.

Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Плавление амфиболитов: составы сосуществующих минералов // Докл. РАН. 1995. Т.342. №2. С.222-225.

**Ходоревская Л.И.** Экспериментальное моделирование магмообразования в зонах субдукции земной коры // Геодинамика и эволюция Земли. Материалы научной конференции. Новосибирск. 1996. С.129-131.

Zharikov V.A., **Khodorevskaja L.I.** The experimental study of amphibolite melting // Experiment in Geosciences. 1997. V. 6. № 1. P.11-13

**Ходоревская Л.И.**, Жариков В.А. Экспериментальное изучение взаимодействия амфиболитов и ультраосновных пород в зонах субдукции // Петрология. 1997. V.5. №1. С.4-9

**Ходоревская Л.И., Жариков В.А.** Экспериментальное изучение плавления амфиболитов в связи с проблемами генезиса тоналит-трондьемитовых магматических серий // Сб. Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М.: Наука. 1998. С. 11-31

**Ходоревская Л.И., Жариков В.А.** Экспериментальное исследование частичного плавления амфиболита при различном составе флюидной фазы // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 4. С. 536-539.

**Khodorevskaja L.I., Zharikov V.A.** Experimental study of partial amphibolite melting at various fluid phase composition // Experiment in Geosciences. 1998. V. 7. № 1. P. 9-11.

**Ходоревская Л.И.** Флюидно-магматическое взаимодействие в породах основного состава // Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов. Тез. Докл. Москва. 1999. С.59-60

**Ходоревская Л.И.** Экспериментальное моделирование магматического замещения амфиболита при высоких параметрах // Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания "Петрография на рубеже XXI века" Сыктывкар. 2000. С. 107-110.

**Khodorevskaya L.I.** Experimental study on the granite-amphibolite interaction at 800°C and 7 kbar // Experiment in Geosciences 2000. V. 9. N 1. P. 18-20.

**Ходоревская Л.И.** Магматическое замещение амфиболита при высоких параметрах // Тез. Докладов Годичного собрания минералогического общества "Минералогия России", Санкт-Петербург 2000. С. 261-264

**Khodorevskaya L.I.** Magmatic replacement of amphibolite interaction at high parameters. Experimental study // Experiment in Geosciences 2000. V. 9. N 1. P. 48-50.

**Ходоревская Л.И., Коротаяева Н.Н., Жариков В.А.** Экспериментальное исследование взаимодействия амфиболита с гранитным расплавом при 800°C , 7 кбар // Геохимия. 2001. №7. С. 712-720.

**Ходоревская Л.И.** Диффузионное взаимодействие гаплогранитного расплава с амфиболитом (экспериментальное моделирование) // XIV Российское совещание по экспериментальной минералогии. Тез. Докл. Черноголовка. 2001. С. 72-73

**Ходоревская Л.И., Жариков В.А.** Экспериментальное изучение взаимодействия гранитного расплава с амфиболитом // Петрология 2001. Т.9. №4. С.339-350

**Khodorevskaya L.I.** Attempts at experimental modeling of infiltrational granitization of amphibolite at T=750°C and P=5 kbar // Experiment in Geosciences 2002. V. 10. N 1. P. 12-15.

**Ходоревская Л.И., Шмонов В.М., Жариков В.А.** Экспериментальное моделирование гранитизации амфиболитов при 750°C и 5кбар // Докл. РАН. 2002. Т.382. №2. С.244-247

**Жариков В.А., Ходоревская Л.И.** Гранитообразование по амфиболитам (экспериментальные исследования) // Материалы Всероссийской научной конференции "Геология. Геохимия. Геофизика на рубеже XX и XXI веков". Москва. ООО Связь-Принт, 2002. Т. II. С.82

**Khodorevskaya L.I.** Diffusional interaction of haplogranite melt with amphibolite (experimental modeling) // Experiment in Geosciences 2002. V. 10. N 1. P.13-18.



**Ходоревская Л.И.** Гранитизация пород основного состава // Геохимия магматических пород. Труды XXI Всероссийского семинара и школы Щелочной магматизм Земли 2003. С. 62-63

**Ходоревская Л. И.,** Шмонов В.М, Жариков В.А. Гранитизация амфиболитов. I. Результаты первых экспериментов в режиме фильтрации флюида через породу // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 1-11.

**Ходоревская Л.И.** Гранитизация амфиболитов. 2. Основные закономерности физических и химических явлений при процессах фильтрации флюидов через породу // Петрология 2004. Т.12. № 3. С. 321-336.

**Жариков В.А., Ходоревская Л.И.** Образование мигматитов при взаимодействии флюидных гранитных расплавов и амфиболитов (экспериментальные исследования) // Сб. Экспериментальная минералогия. Некоторые итоги на рубеже столетий. Наука. 2004. Т.1. С.123-148

**Ходоревская Л.И.,** Ван К.В., Демьянец Ю.Н. Экспериментальные исследования влияния флюидной фазы на преобразования габброидов Северной Карелии. // XV Российское совещание по экспериментальной минералогии. Сыктывкар. 2005. С. 207-209.

**Ходоревская Л.И.,** Ван К.В., Демьянец Ю.Н. Флюидный режим при гранитизации метабазитов: экспериментальные и полевые исследования // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Улан-Удэ. 2005. С.144-145.

**Ходоревская Л.И.** Кориковский С.П. Контактново-реакционное взаимодействие гнейсо-гранитов и коронарных метагаббро в беломорском комплексе – пример гранитизации метабазитов (Кандалакшская губа, о. Горелый) // Международное (X Всероссийское) петрографическое совещание “Петрография XXI века” Апатиты, 2005. Т.3. С. 265-267.

**Ходоревская Л.И.** Флюидный режим при гранитизации коронарных метагаббро в беломорском комплексе: реконструкция на основе ассоциаций с участием скаполита // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск, 2005. С. 314-315.

**Кориковский С.П., Ходоревская Л.И.** Гранитизация палеопротерозойских высокобарических метагаббро-норитов в беломорской серии Балтийского щита (район Кандалакшского залива, о. Горелый) // Петрология. 2006. № 5.

**Жариков В.А., Ходоревская Л.И.** Гранитообразование по амфиболитам // Петрология. 2006. № 4.