

ISSN 0869-5903

Том 32, Номер 1

Январь - Февраль 2024



ПЕТРОЛОГИЯ



Журнал теоретической, экспериментальной и прикладной петрологии, включая петрологию рудовмещающих и продуктивных толщ и сопряженные проблемы наук о веществе Земли и планет.



НАУКА
— 1727 —

Российская академия наук

ПЕТРОЛОГИЯ

Том 32 № 1 2024 Январь—Февраль

Основан в 1993 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN 0869-5903

Журнал индексируется
в Current Contents

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Главный редактор
В.В. Ярмолюк

Редакционная коллегия:

Акинин В. В., Аранович Л. Я., Арискин А. А.,
Дубинина Е. О., Каменецкий В. С.,
Каргин А. В., Копылова М. Г., Котов А. Б.,
Латыпов Р. М., Носова А. А. (ответственный секретарь),
Плечов П. Ю., Портнягин М. В., Пухтель И. С.,
Самсонов А. В. (заместитель главного редактора),
Сафонов О. Г., Силантьев С. А., Симакин А. Г.,
Склярлов Е. В., Соболев А. В.

Зав. редакцией И.И. Невская

Адрес редакции: 119017 Москва, Старомонетный пер., 35
e-mail: petrolog@igem.ru

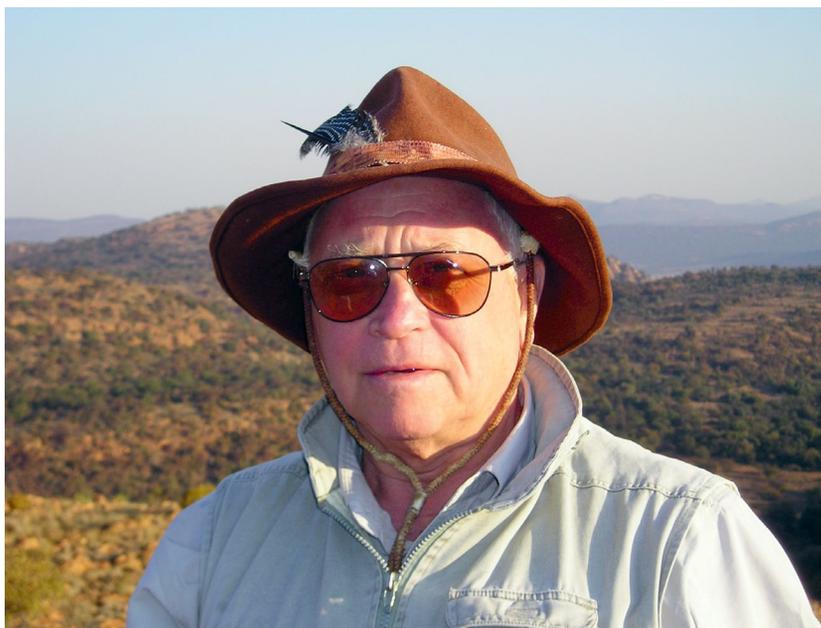
Москва
ФГБУ «Издательство «Наука»

СОДЕРЖАНИЕ

Том 32, номер 1, 2024

“В кильватере большого корабля”: плавание продолжается!	
<i>Л.Я. Аранович</i>	3
Моделирование фильтрации многокомпонентного флюида в деформируемых вмещающих породах с учетом химического взаимодействия	
<i>Л.А. Хакимова, Ю.Ю. Подладчиков</i>	5
Тектониты приенисейской сдвиговой зоны (Енисейский кряж): свидетельства и термомеханическая численная модель генерации сверхлитостатического давления	
<i>О.П. Полянский, И.И. Лиханов, А.В. Бабичев, П.С. Козлов, С.В. Зиновьев, В.Г. Свердлова</i>	19
Растворимость хлора в силикатных расплавах: новые эксперименты и термодинамическая модель смешения	
<i>Л.Я. Аранович, М.А. Голунова, Дж. А.Д. Коннолли, М.В. Иванов</i>	46
Метаультрамафиты максютовского комплекса, Южный Урал: высокобарный Si-Al метасоматоз и карбонатизация на границе кора–мантия в зоне субдукции	
<i>А.Л. Перчук, Н.Г. Зиновьева, А.В. Сапегина, П.М. Вализер, В.М. Козловский, В.М. Григорьева, С.Т. Подгорнова</i>	59
Метасоматизм в докембрийской коре Сибирского кратона: результат изучения ксенолитов гранат(±ортопироксен)-биотит-полевошпатовых пород из кимберлитовых трубок Юбилейная и Сытыканская, Якутия	
<i>Н.Е. Селютина, О.Г. Сафонов, В.О. Япаскерт, Д.А. Варламов, И.С. Шарыгин, К.М. Константинов, В.М. Козловский</i>	91
Геохимическая термометрия рудоносных габброноритов из апофиза йоко-довыренского массива: состав, количество оливина и условия сульфидного насыщения исходной магмы	
<i>И.В. Пшеницын, А.А. Арискин, С.Н. Соболев</i>	119

“В КИЛЬВАТЕРЕ БОЛЬШОГО КОРАБЛЯ”: ПЛАВАНЬ ПРОДОЛЖАЕТСЯ!



Специальный выпуск журнала “Петрология” посвящен памяти выдающегося отечественного петролога – Леонида Львовича Перчука, 90-летний юбилей которого отмечался 20 ноября 2023 г. в рамках уже ставшей традиционной научной конференции “В кильватере большого корабля”. Помимо огромного собственно научного вклада, важной заслугой Леонида Львовича было создание научной школы, работы представителей которой предлагаются вниманию читателей.

В статье Л.А. Хакимовой и Ю.Ю. Подладчикова предложена гидро-хемо-механическая модель, позволяющая в рамках унифицированного подхода проводить расчеты, связанные с фильтрацией многокомпонентного флюида в деформируемых химически активных вмещающих породах с учетом изменения плотностей сосуществующих фаз и их химического состава.

В работе О.П. Полянского с коллегами развиваются представления о вкладе тектонических процессов в давление при метаморфизме и показана возможность превышения давления над литостатическим в локальном масштабе в породах, попавших в условия сдвиговых деформаций.

Л.Я. Аранович с соавторами получили новые экспериментальные данные по растворимости хлоридов в модельных базальтах и представили новую термодинамическую модель, описывающую энергию смешения солевых частиц в базальтовом и гранитном расплавах.

А.Л. Перчук с коллегами детально описали минеральные ассоциации и структуру Ti-клиногумитовых ультрамафитов максютовского комплекса и на основании термодинамического моделирования показали роль высокобарного Si-Al метасоматоза и карбонатизации на границе кора–мантия в образовании этих пород.

Н.Е. Селютина с соавторами реконструировали *P-T* и флюидные условия метаморфизма гранат-биотит-полевошпатовых и ортопироксен-гранат-биотит-полевошпатовых ксенолитов из кимберлитовых трубок Юбилейная и Сытыканская. Им впервые удалось установить декомпрессионный тренд метаморфизма.

В статье И.В. Пшеницына с коллегами приводятся оценки параметров исходной магмы рудоносного апофиза Йоко-Довыренского массива, основанные на результатах термодинамического

моделирования равновесной кристаллизации расплавов по развиваемому А.А. Арискиным методу геохимической термометрии. Авторам удалось установить начальную температуру исходной магмы, ее состав и порядок кристаллизации, а также близость к насыщению магмы сульфидной серой.

Еще две статьи приглашенных авторов публикуются только в английской версии журнала.

Т.В. Геря (Т.В. Gerya) предложил новое определение крупномасштабной долговременной прочности литосферы как меры ее механического сопротивления необратимым деформациям. В соответствии с этим новым определением прочность является отношением интегральной (по объему литосферы и времени) диссипации механической энергии к интегральному необратимому вязко-пластическому напряжению.

В обзорной статье Д. Харлова (D. Harlov) на примерах хорошо изученных гранитоидов

гранулитовой фации рассматривается роль растворенной во флюидах серы в реакциях дегидратации, в состоянии окисленности пород и в подвижности редких элементов.

Этот краткий обзор показывает, что “выпускники” и последователи научной школы Л.Л. Перчука продолжают развивать главные направления исследований, проводившихся любимым учителем: петрология и эволюция условий метаморфизма, экспериментальное и теоретическое моделирование метаморфических реакций и процессов плавления, термодинамические свойства породообразующих растворов и расплавов, численное моделирование геодинамических процессов и общетеоретические проблемы физико-химической петрологии.

Плавание в “кильватере большого корабля” продолжается!

*Л.Я. Аранович,
приглашенный редактор*

УДК 550.41

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФИЛЬТРАЦИИ МНОГОКОМПОНЕНТНОГО ФЛЮИДА В ДЕФОРМИРУЕМЫХ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ С УЧЕТОМ ХИМИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

© 2024 г. Л. А. Хакимова^{a, b, c, *}, Ю. Ю. Подладчиков^{a, c}

^aUniversity of Lausanne, Lausanne, Switzerland

^bСколковский институт науки и технологий, Центр добычи углеводородов, Москва, Россия

^cМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Механико-математический факультет, Москва, Россия

*e-mail: liudmila.khakimova@unil.ch

Поступила в редакцию 13.06.2023 г.

После доработки 02.08.2023 г.

Принята к публикации 16.09.2023 г.

Мы предлагаем сопряженную гидро-хемо-механическую модель и ее численную 1D-реализацию, позволяющую в рамках унифицированного подхода проводить расчеты, связанные с фильтрацией многокомпонентного флюида в деформируемых химически активных вмещающих породах с учетом изменения плотностей сосуществующих фаз и их химического состава.

Ключевые слова: гидро-хемо-механическая сопряженная модель, реактивный транспорт, численное моделирование, термодинамическая согласованность

DOI: 10.31857/S0869590324010021

ВВЕДЕНИЕ

Моделирование фильтрационных течений многофазных многокомпонентных смесей с учетом химических и фазовых превращений, а также термомеханических эффектов взаимодействия порового флюида с деформируемыми и химически активными вмещающими породами является ключевой и основной задачей при количественном и предсказательном исследовании ряда важнейших техногенных и природных геодинамических процессов, а также при решении прикладных задач, связанных с этими процессами. Успешное решение этих задач требует развития сопряженных математических моделей физических процессов и их эффективной программной реализации, учитывающей особенности современных вычислительных архитектур. Одним из ключевых компонентов такого подхода является самосогласованная термодинамическая модель, позволяющая описывать как фазовые равновесия многокомпонентного флюида и вмещающих пород и плотности сосуществующих фаз, так и теплофизические и реологические свойства фаз.

Общепринято, что изменения температуры, давления и концентрации летучих компонентов в поровых флюидах или расплавах – H_2O , CO_2 ,

CH_4 и др. – вызывают химические и фазовые превращения как в поровых флюидах, так и в породах, через которые фильтруются поровые жидкости и с которыми они химически взаимодействуют.

Более 70-ти лет назад, на основании детального парагенетического анализа высоко метаморфизованных пород и гранитоидов Восточной Сибири, Д.С. Коржинский сформулировал принцип подвижности щелочей при метаморфизме и гранитизации (Коржинский, 1946, 1961). В соответствии с этим принципом химические потенциалы K_2O и Na_2O могут являться такими же интенсивными факторами глубинного минералообразования, как и химические потенциалы летучих компонентов.

Идеальная термодинамическая модель смешения предполагает простейшее и универсальное равенство химической активности любого компонента его мольной доли в растворе. Однако термодинамические свойства смешения компонентов значительно отличаются от идеальных как в смесях H_2O -неполярный газ (CO_2 , N_2 , CH_4 , H_2 и др.), так и в смесях H_2O -сильный электролит, таких как растворы H_2O - $NaCl$, H_2O - KCl и H_2O - $(Na, K)Cl$. Активность воды в смесях вода-неполярный газ больше, чем ее мольная доля, причем положительное отклонение от идеальности возрастает с ростом давления (например, Jacobs, Kerrick, 1981; Aranovich,

Newton, 1999; Аранович, 2013), вплоть до появления второй критической точки.

В противоположность смесям вода-неполярный газ, в соответствии с экспериментальными данными (Аранович, Newton, 1996, 1997), активность воды $a(\text{H}_2\text{O})$ в рассолах $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$ и $\text{H}_2\text{O}-(\text{Na}, \text{K})\text{Cl}$ сильно зависит от давления (при постоянной температуре и концентрации солей), резко уменьшаясь от значений, близких к идеальному молекулярному раствору, при сравнительно низком давлении ~ 2 кбар до значений, близких к идеальному ионному раствору, $a_{\text{H}_2\text{O}}(X_{\text{H}_2\text{O}})^2$, при 10 кбар. Тенденция уменьшения активности воды в рассолах с ростом давления сохраняется по крайней мере до 45 кбар (Торпер, Manning, 2004).

Как следствие, в присутствии рассолов кварц-полевошпатовые породы плавятся при гораздо более высокой температуре, чем в присутствии флюида $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ с той же концентрацией H_2O . Реакции дегидратации, напротив, протекают в рассолах при более низкой температуре, чем в смесях H_2O -неполярный газ. В качестве примера на изобарической ($P = 7$ кбар) $T-X_{\text{H}_2\text{O}}$ диаграмме Л.Я. Аранович (Аранович, 2017) сопоставил кривые плавления простого гранита и реакции дегидратации флогопита с кварцем в присутствии рассола $\text{H}_2\text{O}-(\text{Na}, \text{K})\text{Cl}$ и смеси $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ по экспериментальным данным (Аранович et al., 2013) и (Аранович, Newton, 1998) соответственно. При одной и той же $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$ плавление в присутствии рассола происходит при температуре ($\sim 800^\circ\text{C}$) примерно на 80°C выше, чем в $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ ($\sim 720^\circ\text{C}$), а реакция дегидратации – почти на 100°C ниже. Этот пример показывает, что в присутствии рассолов при фиксированном давлении появляется окно значений температуры, внутри которого дегидратация минералов (и метасоматические преобразования, связанные с привнесом/выносом щелочей и Са) может протекать без плавления пород (Аранович и др., 1987), причем, как показывают экспериментальные данные (Аранович et al., 2013), это окно расширяется с увеличением давления.

Важным фактором взаимодействия флюид–порода являются также значительные вариации растворимости породообразующих минералов в зависимости от химической природы флюида, что в свою очередь может существенно влиять на пористость/проницаемость пород (Аранович, 2017; Аранович et al., 2020).

Таким образом, огромное разнообразие эффектов взаимодействия сложных флюидов с кристаллическими породами необходимо учитывать при моделировании потоков поровых флюидов, поскольку именно ими во многом определяются фазовый состав и, соответственно, плотность пород, и, как следствие, их пористость, а значит, и их

проницаемость (Malvoisin et al., 2015; Plumper et al., 2017; Beinlich et al., 2020).

Данные наблюдений о сосуществующих минералах и исследование их локальных равновесий позволили оценить $P-T$ эволюцию глубинных метаморфических комплексов (Перчук, 2006; Perchuk, 2011, а также ссылки в них). Всеобщее признание надежности этой количественной информации (исторический обзор в Green, 2005), естественно, привело к возможности и необходимости моделирования геодинамических процессов (Brown, 2014, а также ссылки в ней). Первые геодинамические модели были основаны на термо-механических моделях несжимаемой вязкой жидкости, учитывающих фазовые превращения только для оценок плавучести в так называемом приближении Буссинеска. К удивлению и сожалению, моделирование $P-T$ эволюции глубинных метаморфических комплексов столкнулось с серьезными проблемами по всем направлениям. Полученные оценки изменения температуры в природных процессах привели к пониманию слишком быстрого остывания мантийных плюмов (Weinberg, Podladchikov, 1994 и ссылки в ней) и потерянного тепле (missing heat) в орогенезе (Hartz, Podladchikov, 2008 и ссылки в ней) и к необходимости объяснения свыше тысячеградусного роста температуры в коровых псевдотахлитах. С первых установленных оценок давления появились подозрения о динамо-метаморфизме неопределенной природы (Petrini, Podladchikov, 2000; Moulas et al., 2013, а также ссылки в них). Объяснение температур, превышающих консервативные оценки на основе простейшего приближения Буссинеска, потребовало введения механизмов диссипативного разогрева при обратной деформации метаморфизируемых пород (Hartz, Podladchikov, 2008; Perchuk et al., 1992; Перчук, Подладчиков, 1993; Perchuk, Gerya, 2011). Отклонение давления от простейшего литостатического, равного весу столба вышележащих пород, обычно связывают с тектоническими стрессами (Petrini, Podladchikov, 2000; Moulas et al., 2013; Schmalholz, Podladchikov 2014, а также ссылки в них). Однако следы тектоники часто отсутствуют при записи пиковых значений давления. Это приводит к необходимости рассмотрения “автоклавных” процессов по аналогии с ростом давления пара в плотно закрытой пароварке (Добрецов, 1974).

Учет взаимного влияния химических превращений и термо-механических процессов в открытых системах при возможной фильтрации флюидов или расплавов требует развития термо-гидро-хемо-механических (Thermo-Hydro-Mechanical-Chemical, ТНМС) моделей. Основной причиной необходимости сопряжения термодинамических и механических процессов являются сильные изменения плотности, важные для механики и надежно предсказываемые из термодинамики. В настоящее

время нами ведутся разработки полностью сопряженных геодинамических моделей (Schmalholz et al., 2020; Malvoisin et al., 2021; Bessat et al., 2022).

В рамках настоящей работы мы предлагаем один из промежуточных шагов в создании полностью сопряженных моделей – сопряженную гидро-хемо-механическую модель для расчета процессов, связанных с фильтрацией флюидов в деформируемых химически активных вмещающих породах, учитывающую изменения плотности минеральной матрицы, обусловленные фазовыми превращениями.

Предлагаемый подход включает в себя два принципиальных блока: расчет P - T - X многофазных равновесий в многокомпонентных системах с учетом химических превращений как части композиционного симулятора и его интеграция с гидро-хемо-механическим солвером. Для расчета P - T - X равновесий мы используем метод прямой минимизации энергии Гиббса системы (Gordon, McBride, 1994; Vrijmoed, Podladchikov, 2022; Исаева и др., 2021; Khakimova et al., 2021). В этом случае константы фазового равновесия не используются в рабочих формулах алгоритма, но их значения можно легко вычислить, используя результаты алгоритма минимизации. Результаты работы алгоритма представляют собой табличные значения равновесных концентраций компонентов в равновесных фазах в зависимости от P - T условий и валового состава многофазной смеси, таким образом, они параметризуются в виде кусочно-линейных функций или гладких сплайнов для последующей интеграции с гидро-хемо-механическим солвером путем внутреннего сопряжения. Демонстрацию численной реализации мы провели для задачи фильтрации H_2O - CO_2 в деформируемой и реагирующей вмещающей породе в 1D-постановке на примере реакций дегидратации и карбонатизации. Исследуется формирование магнезита и талька из дегидратирующегося серпентинита при фильтрации водного флюида с низким содержанием CO_2 .

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ЧИСЛЕННАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ

Законы сохранения и определяющие соотношения

Мы рассматриваем процесс фильтрации однофазного сверхкритического флюида (или расплава) в реагирующей и деформирующей вязкоупругой среде. Рассматриваемая двухфазная система порода–флюид состоит из N компонентов, из которых $N^{im} < N$ компонентов не могут переходить во флюид (или расплав) при интересующих P - T - X условиях, а $N - N^{im} = N^m$ компонентов могут быть как в составе твердой фазы, так и в составе флюида.

Система уравнений, описывающая данный процесс, может быть получена на основе балансовых

соотношений для каждой из рассматриваемых фаз и компонентов, а также на основе принципов классической необратимой термодинамики. Предполагая гипотезу о локальном термодинамическом равновесии в слабой формулировке (Yarushina, Podladchikov, 2015), можно получить выражения для определяющих соотношений, гарантирующих термодинамическую согласованность системы. Данная методология вывода термодинамически согласованных систем уравнений механики сплошной среды представлена в (Landau, Lifshitz, 1987), а также в таких работах, как (Yarushina, Podladchikov, 2015; Rass et al., 2018, 2019; Duretz et al., 2019; Malvoisin et al., 2021), где приводится вывод систем уравнений самосогласованного сопряжения.

Закон сохранения массы всей системы или уравнение неразрывности имеет вид:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho^t = -\frac{\partial}{\partial x_i} \left((v_i^f - v_i^s) \rho^f \phi + v_i^s \rho^s \right), \quad (1)$$

где ρ^f, ρ^s – массовые плотности флюида (или расплава) и твердой матрицы соответственно; ϕ – пористость; v_i^f, v_i^s – компоненты скоростей флюида и твердой матрицы в приближении сплошной среды соответственно; $\phi \rho^f + (1 - \phi) \rho^s = \rho^t$ – плотность всей системы.

Закон сохранения массы однофазного флюида:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho^f \phi) = -\frac{\partial}{\partial x_i} \left((v_i^f - v_i^s) \rho^f \phi + v_i^s \rho^f \phi \right). \quad (2)$$

Закон сохранения импульса флюида (или расплава) имеет форму закона Дарси:

$$\phi \left(v_i^f - v_i^s \right) = -\frac{k}{\eta_f} \left(\frac{\partial P^f}{\partial x_i} + g_i \rho^f \right), \quad (3)$$

где P^f – давление флюида, η_f – динамическая вязкость флюида, g_i – ускорение свободного падения, $k = k(\phi)$ – проницаемость, которая нелинейно зависит от пористости, согласно соотношению Кармана–Козени:

$$k = k_0 \left(\frac{\phi}{\phi_{bg}} \right)^n, \quad (4)$$

где k_0 – референсная проницаемость, ϕ_{bg} – референсная пористость среды, n – показатель нелинейности. Проницаемость сильно нелинейных или трещиноватых пород можно воспроизвести, используя большой показатель степени и, в этом случае, данное соотношение можно интерпретировать как линейную аппроксимацию экспериментально измеренной зависимости проницаемости от пористости в логарифмических координатах (Yarushina et al., 2021).

Закон сохранения полного импульса обеих фаз, где предполагается, что инерциальные силы пренебрежимо малы, имеет вид:

$$\frac{\partial}{\partial x_j} (-P^t \delta_{ij} + \tau_{ij}^t) - g_i \rho^t = 0, \quad (5)$$

где полное давление системы, $P^f \phi + P^s (1 - \phi) = P^t$ и компоненты девиатора напряжений, $\tau_{ij}^f \phi + \tau_{ij}^s (1 - \phi) = \tau_{ij}^t$ введены согласно формулировкам, представленным в (Lopatnikov, Cheng, 2002); δ_{ij} – дельта Кронекера.

Определяющее соотношение, связывающее компоненты девиатора напряжений и градиенты компонентов скорости твердого скелета, удовлетворяющее вязкоупругой модели Максвелла, имеет форму (Beuchert, Podladchikov, 2010):

$$\frac{\partial}{\partial x_i} v_j^s + \frac{\partial}{\partial x_j} v_i^s = \frac{1}{G} \frac{D \tau_{ij}^t}{Dt} + \frac{\tau_{ij}^t}{\eta^s}, \quad (6)$$

где G – модуль сдвига; η^s – вязкость твердого скелета; $\frac{D}{Dt}$ – производная Яумана.

Определяющее соотношение для скорости деформации насыщенной поровязкоупругой среды, удовлетворяющее термодинамической согласованности, выведено в (Yarushina, Podladchikov, 2015) и имеет вид:

$$\frac{\partial}{\partial x_k} v_k^s = -\frac{1}{K_d} \left(\frac{d^s p^t}{dt} - \alpha \frac{d^f p^f}{dt} \right) + \frac{P^f - P^t}{\eta_\phi}, \quad (7)$$

где $\frac{\partial}{\partial t} + v_i^s \frac{\partial}{\partial x_i} = \frac{d^s}{dt}$, $\frac{\partial}{\partial t} + v_i^f \frac{\partial}{\partial x_i} = \frac{d^f}{dt}$ – субстанциональная производная по отношению к системе отсчета, связанной с v^s и v^f соответственно, K_d – объемный модуль упругости насыщенной пористой среды, α – коэффициент Био–Виллиса, η_ϕ – эффективная объемная вязкость. В работе (Yarushina, Podladchikov, 2015) также показано, что для случая вязкой деформации определяющее соотношение (7) сводится к виду

$$\frac{\partial}{\partial x_k} v_k^s = \frac{P^f - P^t}{\eta_\phi}.$$

Именно этот случай и будет рассмотрен в настоящей работе. Стоит отметить, что параметр η_ϕ отражает характер течения флюида в пористой среде и может быть оценен как экспериментально (Zimmerman, 1991; Dong et al., 2010), так и теоретически с использованием методов теории эффективных сред (Yarushina, Podladchikov, 2015).

В то же время дивергенция поля скорости v^s , кинематически связанная со скоростью изменения объемной деформации твердой матрицы, зависит от изменения объема системы V следующим образом:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} v_i^s = \frac{1}{V} \frac{d^s V}{dt} = \frac{d^s}{dt} (\ln V). \quad (8)$$

Это соотношение можно считать определяющим соотношением для объема системы V , и оно

будет использовано для интегрирования по времени закона сохранения массы.

Закон сохранения массы для $N^m - 1$ мобильных компонентов системы записывается в следующем виде в предположении отсутствия диффузионных потоков:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho C^{t,k} = -\frac{\partial}{\partial x_i} \left((v_i^f - v_i^s) \rho^f \phi C^{f,k} + v_{is} \rho C^{t,k} \right), \quad (9)$$

$$k = 1 \dots N^m - 1,$$

$$\rho^f \phi C^{f,k} + \rho^s (1 - \phi) C^{s,k} = \rho C^{t,k}, \quad (10)$$

где $C^{f,k}$, $C^{s,k}$ – массовая концентрация компонента k во флюидной и твердой фазах соответственно; $C^{t,k}$ – полная массовая концентрация компонента k в системе.

Далее мы рассматриваем уравнение, описывающее закон сохранения массы не реагирующей части твердой матрицы. Мы рассматриваем систему, в которой N^{im} компонентов не могут переходить во флюид при интересующих P - T - X условиях. В таком случае закон сохранения массы всех компонентов ($k = 1 \dots N^{im}$), составляющих не реагирующую часть твердого скелета, записывается следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\rho^s (1 - \phi) \sum_{k=1}^{N^{im}} C^{s,k} \right) = \\ = -\frac{\partial}{\partial x_i} \left(v_i^s \rho^s (1 - \phi) \sum_{k=1}^{N^{im}} C^{s,k} \right), \end{aligned} \quad (11)$$

где $C^{s,k}$ – массовая концентрация компонента k ($k = 1 \dots N^{im}$) в твердой матрице.

Термодинамическая модель

Для замыкания вышеописанных уравнений необходимо получить выражение для плотности результирующих фаз, а также для равновесной термодинамической зависимости концентрации компонентов рассматриваемой системы в сосуществующих фазах.

В рамках предлагаемого подхода искомые функции представляют собой табулированные значения равновесных концентраций компонентов в сосуществующих фазах, а также плотностей сосуществующих фаз в зависимости от набора P - T - X условий, в которых система находится в разные моменты времени. Для расчета термодинамических равновесий используется метод прямой минимизации энергии Гиббса системы, реализованный в пакете ThermoLab (Vrijmoed, Podladchikov, 2022). Пакет ThermoLab разработан на языке MATLAB и уже включает в себя большой набор современных термодинамических баз данных для расчета свойств минералов, расплавов и флюидов, а также фазовых равновесий (Holland, Powell, 1998; Aranovich,

Newton, 1999; White et al., 2003; Padrón-Navarta et al., 2013). На практике результаты серии расчетов алгоритма минимизации для разных интересующих диапазонов *P-T-X* условий сохраняются в виде отдельного многомерного массива данных с целью последующей обработки и формирования табулированных таблиц данных, поступающих в транспортный солвер.

Для сведения изначально нелинейной задачи минимизации энергии Гиббса, нелинейно зависящей от концентраций в растворах с линейными ограничениями по валовому составу системы к задаче линейного программирования, применяется дискретизация непрерывных растворов по композиционному пространству, или, другими словами, все смеси переменного состава (твердые растворы, жидкие растворы, расплавы) приближенно заменяются на большой набор фаз, имеющих фиксированный состав (Connolly, 2005; Коннолли, 2017). Алгоритм минимизации определяет, какие из этих дискретных фаз находятся в равновесии. Технически результатом расчета равновесия является вектор, который содержит общее количество молей каждой дискретной фазы из рассматриваемых в системе. После получения результатов алгоритма минимизации возможно вычисление необходимых наборов табулированных данных, характеризующих свойства результирующих фаз, согласно формулам, представленным в (Vrijmoed, Podladchikov, 2022).

Численная имплементация

Стоит отметить, что уравнение (9) представляет собой закон сохранения полной массы компонентов системы, которое распадается на несколько уравнений в зависимости от количества мобильных N^m (могут присутствовать как в твердой, так и в жидкой фазах) и немобильных N^{im} (могут присутствовать только в твердой фазах) компонентов системы. Для пояснения приведем пример, где будем рассматривать систему, состоящую из $N^c = 3$ компонентов, *A*, *B* и *C*, предполагая, что $N^m = 2$ компонентов, а именно *A* и *B*, могут переходить во флюид (или расплав), а $N^{im} = 1$ компонент, а именно *C*, при рассматриваемых *P-T-X* условиях не может переходить во флюид (или расплав). В данном случае закон сохранения массы для $N^m = 1$ мобильных компонентов системы (например, для компонента *A*) записывается в следующем виде (см. уравнения 9 и 10 при $N^m = 2$):

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho C^{t,A} = - \frac{\partial}{\partial x_i} (v_i^f - v_i^s) \phi \rho^f C^{f,A} + v_i^s \rho C^{t,A}, \quad (12)$$

$$\phi \rho^f C^{f,A} + (1 - \phi) \rho^s C^{s,A} = \rho C^{t,A}. \quad (13)$$

Далее закон сохранения массы всех компонентов N^{im} , составляющих нереагирующую часть

```

97 %%
98 for it = 1:nt % Цикл по физическому времени
99   tyy_old = tyy;
100   Pt_old = Pt;
101   Pf_old = Pf;
102   phi_old = phi;
103   Volume_old = Volume;
104   %% iter
105   for iter = 1:iter % Псевдо-итерации
106     %% Интерполяция по данным из Термодинамического солвера
107     cFCO2 = interpn(Csys1_2d,P2d,Cf_S102_tab,ctCO2,Pf);
108     cSCO2 = interpn(Csys1_2d,P2d,Cs_S102_tab,ctCO2,Pf);
109     cSMgO = interpn(Csys1_2d,P2d,Cs_MgO_tab,ctCO2,Pf);
110     rhos = interpn(Csys1_2d,P2d,rhos_tab,ctCO2,Pf);
111     rhof = interpn(Csys1_2d,P2d,rhof_tab,ctCO2,Pf);
112     %% Расчет полной плотности
113     rhot = rhof.*phi + rhos.*(1-phi);
114     %% Расчет пористости
115     if it == 1,phi,rhoc_s1e6 = (1 - phi) .* rhos .* cSMgO .* Volume;end
116     phi = 1 - phi,rhoc_s1e6./(Volume .* cSMgO .* rhos);
117     %% Нелинейная зависимость проницаемости и вязкости от пористости
118     k_etas_it = k_etas0 .* (phi/phi_bg).^3;
119     eta_it = etaph10 ./ (phi/phi_bg);
120     %% Итеративные шаги по времени для решения уравнений на полное давление,
121     %% напряжений и скоростей деформации твердой матрицы
122     dt_rho = Vpdt .* Ly ./ Re ./ (1./etas);
123     Gdt = Vpdt^2 ./ dt_rho ./ (Ks_Gw^4/3);
124     %% Расчет полной плотности
125     divq(2:end-1) = diff(qy)/dy;
126     dPt = -(divv + divq) ./ (1./((Ks_G.*Gdt))); Pt = Pt + dPt;
127     %% Итеративные шаги по времени для решения уравнений на давление флюида и Дарси потока
128     vpd_t_hydro = CFL_hydro*dty;
129     Lc_loc = sqrt(k_etas.*etaphi);
130     Re_hydro = 0.25*(pi + sqrt(pi^2 + (Ly./Lc_loc).^2));
131     rhof_dt = Re_hydro.*etaphi.(Ly.*vpd_t_hydro);
132     Kfdt = vpd_t_hydro.*Re_hydro.*etaphi./Ly;
133     %% Расчет давления флюида
134     dPf = -(divv + (Pf - Pt) ./ etaphi ./ (1-phi)) ./ (1./Kfdt) + 1./etaphi ./ (1-phi);
135     Pf = Pf + dPf;
136     Pf(1:end) = Pt(1:end);
137     %% Расчет напряжений
138     dtyy = -(tyy - tyy_old) ./ (G*dt) - tyy ./ etas + 2*(Eyy - divv/3) ./ ...
139     (1./etas + 1./Gdt + 1./G*dt); tyy = tyy + dtyy;
140     %% Расчет Дарси потоков и скоростей деформации твердой матрицы
141     dqy = (-qy - avy(k_etas) .* (diff(Pf,1,2)/dy + avy(rhof_g))) ./ (1 + avy(k_etas) .* rhof_dt);
142     qy = qy + dqy;
143     dvy = (diff(tyy - Pt)/dy - avy(rhof_g)) .* avy(dt_rho);
144     vyy(2:end-1) = vyy(2:end-1) + dvy;
145     %% Выбор физического шага по времени с учетом CFL критерия
146     dt_advect = dy/max(abs(qy(:)));
147     dt_phi = 3e-2/max(abs(1-phi) .* divvs);
148     dt = min([dt_advect, dt_phi])/2.1;
149     %% Расчет изменения объема
150     divvs = (Pf - Pt) ./ etaphi;
151     Volume = exp(log(Volume_old) + dt.*divvs);
152     if iter == 1, rhot_old = rhot; Ct_old = cts102;end
153     qye(2:end-1) = qy;
154     %%
155     dCdt = - rhof(2:end-1) .* Vgrad(cFCO2,qye,dy);
156     - rhof(2:end-1) .* Vgrad(cSCO2,Vy,dy);
157     ctcO2(2:end-1) = (Ct_old(2:end-1) .* rhot_old(2:end-1) + dCdt*dt) ./ rhot(2:end-1);
158     %% Критерий выхода из цикла по итерациям
159     ...
160   end

```

Рис. 1. Цикл по времени 1D-численной имплементации гидро-хемо-механической модели, реализованной в MATLAB.

твердого скелета, т.е. в данном случае для *C*, записывается следующим образом (см. уравнение (11) при $N^{im} = 1$):

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho^s (1 - \phi) C^{s,C}) = - \frac{\partial}{\partial x_i} (v_i^s \rho^s (1 - \phi) C^{s,C}). \quad (14)$$

Используя уравнение (8) для дивергенции скорости твердой фазы и субстанциональную производную $\frac{d^s}{dt}$, мы можем привести уравнение (11) к следующему:

$$\frac{d^s}{dt} (\rho^s (1 - \phi) V C^{s,C}) = 0, \quad (15)$$

которое является обыкновенным дифференциальным уравнением вдоль траекторий твердой фазы и может быть проинтегрировано по времени с учетом начальных условий:

$$\rho^s (1 - \phi) V C^{s,C} = \rho_0^s (1 - \phi_0) V_0 C_0^{s,C}, \quad (16)$$

где ρ_0^s , ϕ_0 , V_0 , $C_0^{s,C}$ – плотность твердого скелета, пористость, объем и концентрация компонента *C* в твердой матрице в начальный момент времени соответственно.

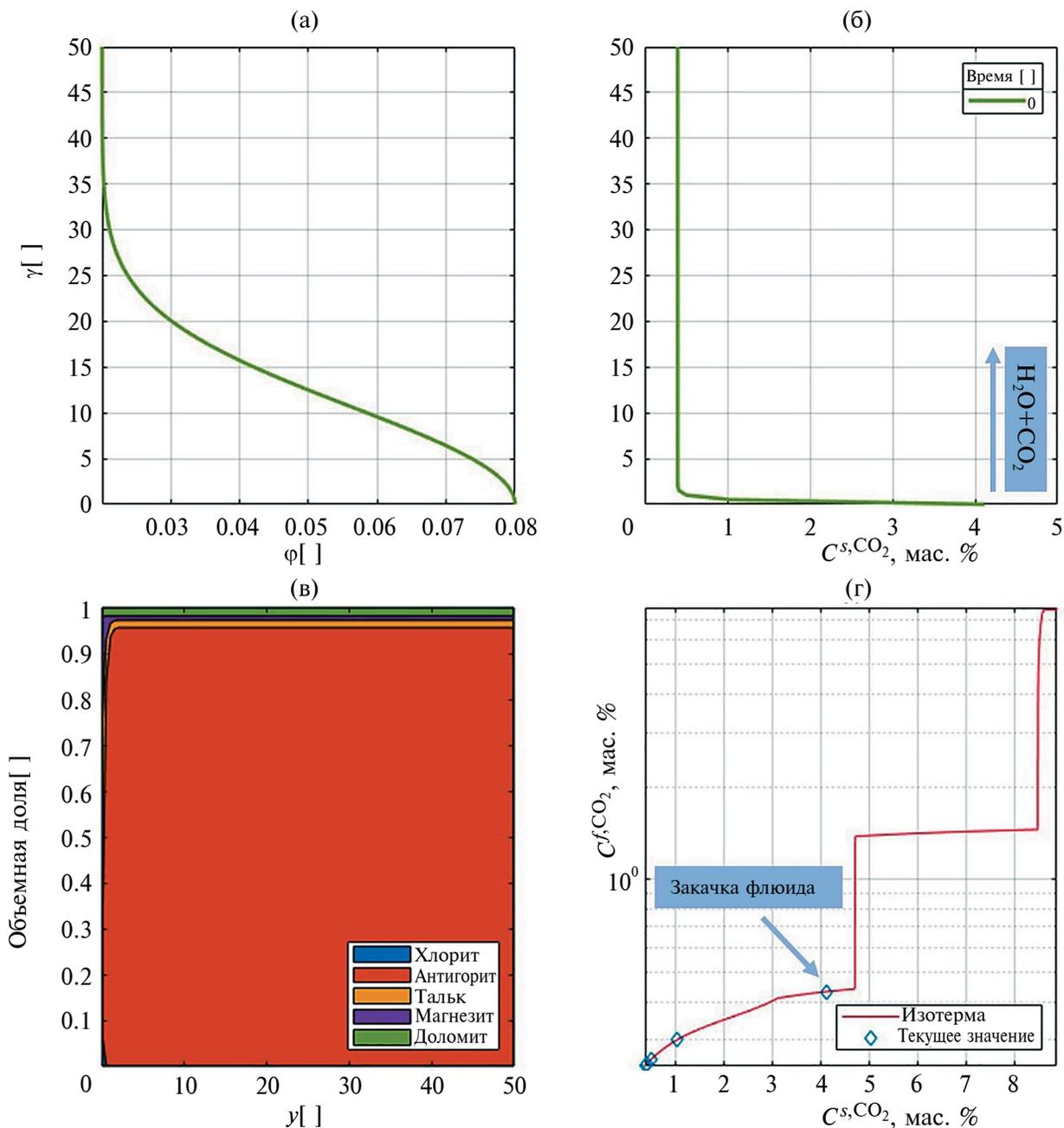


Рис. 2. Начальные условия для численной 1D-гидро-хемо-механической модели: на нижней границе происходит закачка $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$.

(а) Начальное распределение пористости. (б) Начальное распределение концентрации CO_2 в твердой матрице. (в) Минеральный состав породы. Показана объемная доля соответствующего минерала в каждой точке расчетной области. Левая граница данного графика соответствует нижней границе графиков (а) и (б), т.е. на данном графике изменение минерального состава будет происходить слева направо. (г) Красной линией показано равновесное соотношение между концентрацией CO_2 во флюиде и в твердой матрице, ромбами показаны комбинации C^{s,CO_2} и C^{f,CO_2} , которые формируются в ходе расчета. Соотношение C^{s,CO_2} и C^{f,CO_2} , соответствующее закачиваемому флюиду, отмечено стрелкой.

Для решения данной системы уравнений мы используем метод конечных разностей на разнесенной сетке и ускоренный метод установления

(Rass et al., 2022) для решения статических подзадач (подпроцессов), который технически заключается в рассмотрении итеративных шагов по

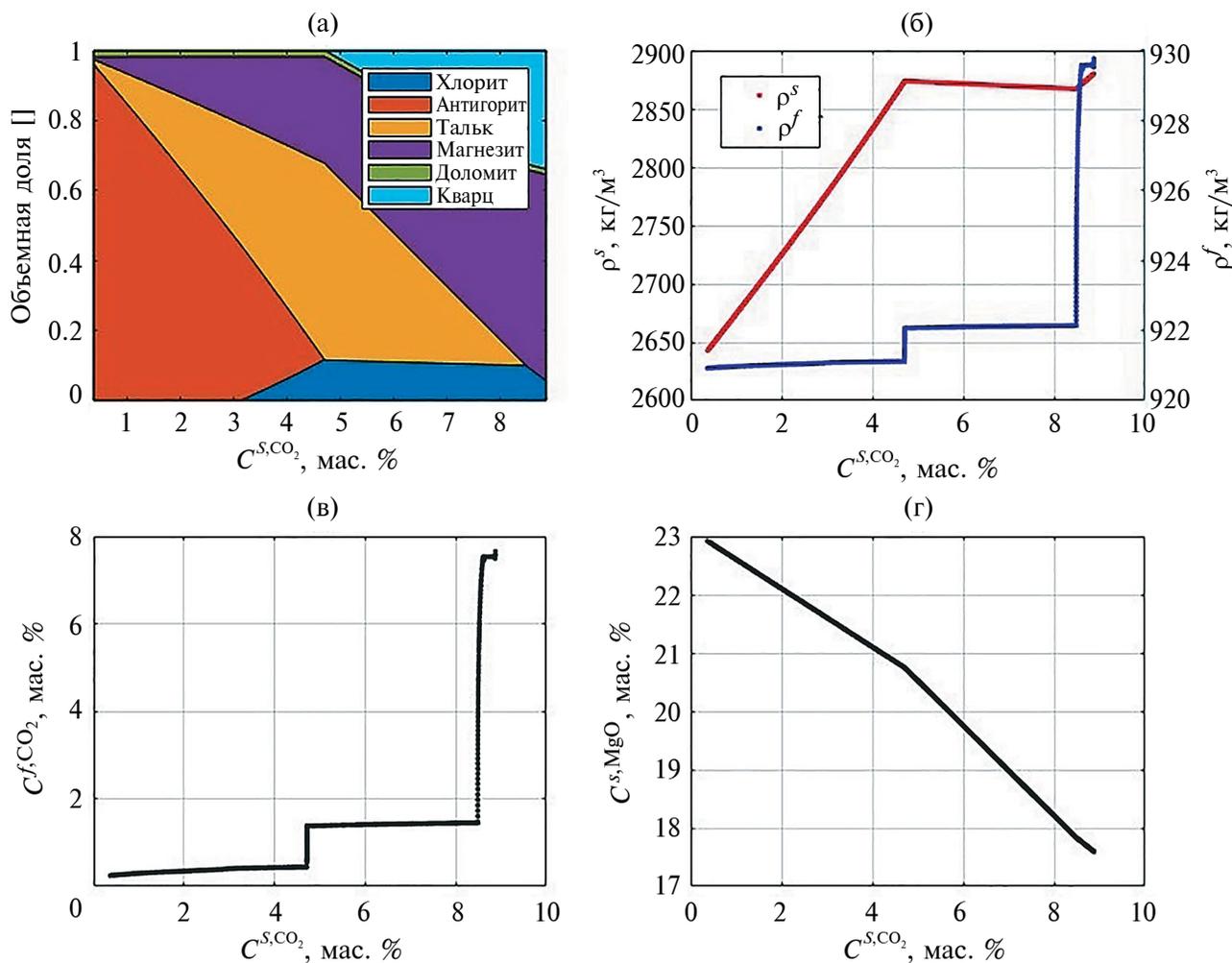


Рис. 3. Визуализация табулированных данных для системы MgO, SiO₂, H₂O и CO₂ при 300°C и 0.3 ГПа, которые используются для интерполяции в транспортном гидро-хемо-механическом коде. Результат серии расчетов с использованием linprog минимизации. (а) – минеральный состав, (б) – плотность твердой матрицы и флюида, (в) – массовая доля CO₂ во флюиде, (г) – массовая концентрация MgO в твердой матрице. Все графики построены в зависимости от C^{s,CO_2} .

времени наряду с физическими. На рис. 1 представлен типичный цикл по времени, который соответствует 1D-численной имплементации гидро-хемо-механической модели, реализованной в MATLAB.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пример расчета задачи фильтрации глубинных химически активных флюидов

Для демонстрации мы остановились на рассмотрении случая образования талька и магнезита из серпентинита при 300°C и 0.3 ГПа (Beinlich et al., 2020). Для этого была проведена 1D-численная реализация предложенной гидро-хемо-механической модели в MATLAB. Изначально всю расчетную

область занимает серпентинит, находящийся в равновесии с поровым H₂O-CO₂ флюидом. Минеральный состав представлен на рис. 2в. Начальная пористость в модели составляет 0.02 и имеет аномалию с повышенным значением на нижней границе расчетной области (зеленая линия на рис. 2а и 2б). Также на нижней границе расчетной области происходит закачка флюида с некоторой концентрацией CO₂ (рис. 2г), не находящегося в равновесии с исходной породой. Флюид вступает в реакцию с исходной породой с образованием новых минеральных комплексов, постепенно трансформирующих породу.

В данном случае система состоит из четырех основных компонентов MgO, SiO₂, H₂O и CO₂, из которых два компонента считаются мобильными, а именно CO₂ и H₂O, и могут находиться как

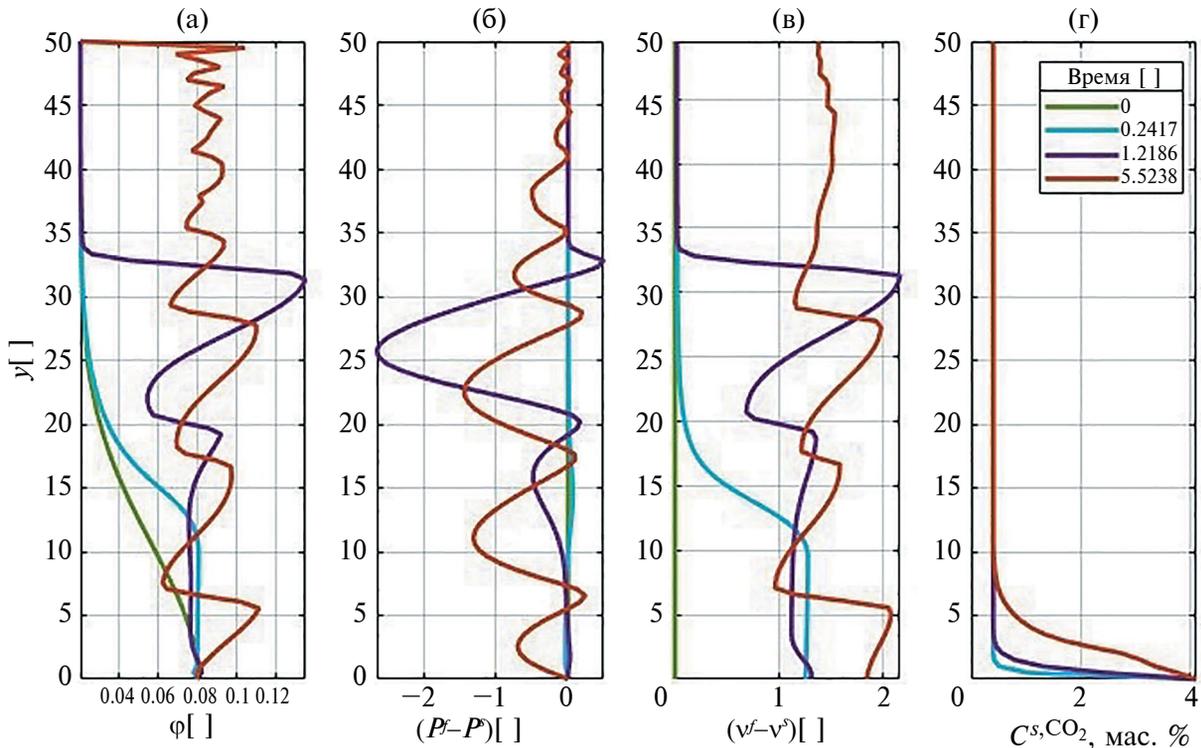


Рис. 4. Результаты расчетов гидро-хемо-механической численной модели при закачке флюида с низким содержанием растворенного CO_2 ($C^{f,\text{CO}_2} = 0.44$ мас. %). (а) – пористость, (б) – эффективное давление, (с) – поток Дарси и (г) – массовая концентрация CO_2 в твердой матрице в разные моменты времени. Вначале происходит формирование канала с более высокой пористостью и проницаемостью за счет волнообразного распространения аномалии пористости по механизму вязкой (де)компакции, после чего происходит продвижение фронта реакции.

во флюиде, так и быть структурно связанными в минеральной матрице. Остальные компоненты в рассматриваемой системе не могут переходить во флюид и формируют нереагирующую (немобильную, с точки зрения транспортного кода) часть твердой матрицы. Таким образом, уравнения (12)–(16) в конкретном случае могут быть преобразованы к виду:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \rho C^{t,\text{CO}_2} = \\ = -\frac{\partial}{\partial x} (v^f - v^s) \phi \rho^f C^{f,\text{CO}_2} + v^s \rho C^{t,\text{CO}_2}, \end{aligned} \quad (17)$$

$$\phi \rho^f C^{f,\text{CO}_2} + (1 - \phi) \rho^s C^{s,\text{CO}_2} = \rho C^{t,\text{CO}_2}, \quad (18)$$

$$\phi = 1 - \frac{\rho_0^s (1 - \phi_0) V_0 C_0^{s,\text{MgO}}}{\rho^s V C^{s,\text{MgO}}}, \quad (19)$$

где C^{f,CO_2} , C^{s,CO_2} , C^{t,CO_2} – массовая концентрация CO_2 во флюиде, в твердой фазе и во всей системе соответственно; $C^{s,\text{MgO}}$ – массовая концентрация MgO в твердом скелете. Что касается

гидро-механической части вышеописанных уравнений, то она остается неизменной.

Таким образом, для замыкания системы уравнений необходим расчет и табулирование следующих функций:

$$\left\{ \begin{aligned} C^{f,\text{CO}_2} &= C^{f,\text{CO}_2}(C^{s,\text{CO}_2}, T, P^f) \\ C^{s,\text{MgO}} &= C^{s,\text{MgO}}(C^{s,\text{CO}_2}, T, P^f) \\ \rho^f &= \rho^f(C^{s,\text{CO}_2}, T, P^f) \\ \rho^s &= \rho^s(C^{s,\text{CO}_2}, T, P^f) \end{aligned} \right. \quad (20)$$

Расчет данных функций происходит в результате интерполяции предварительно рассчитанного и табулированного набора термодинамических данных на каждом шаге по времени транспортного моделинга, осуществляется с помощью `interp` минимизации по циклу для каждой точки из интересующего диапазона условий $P^f - T - C^{f,\text{CO}_2}$ (рис. 3).

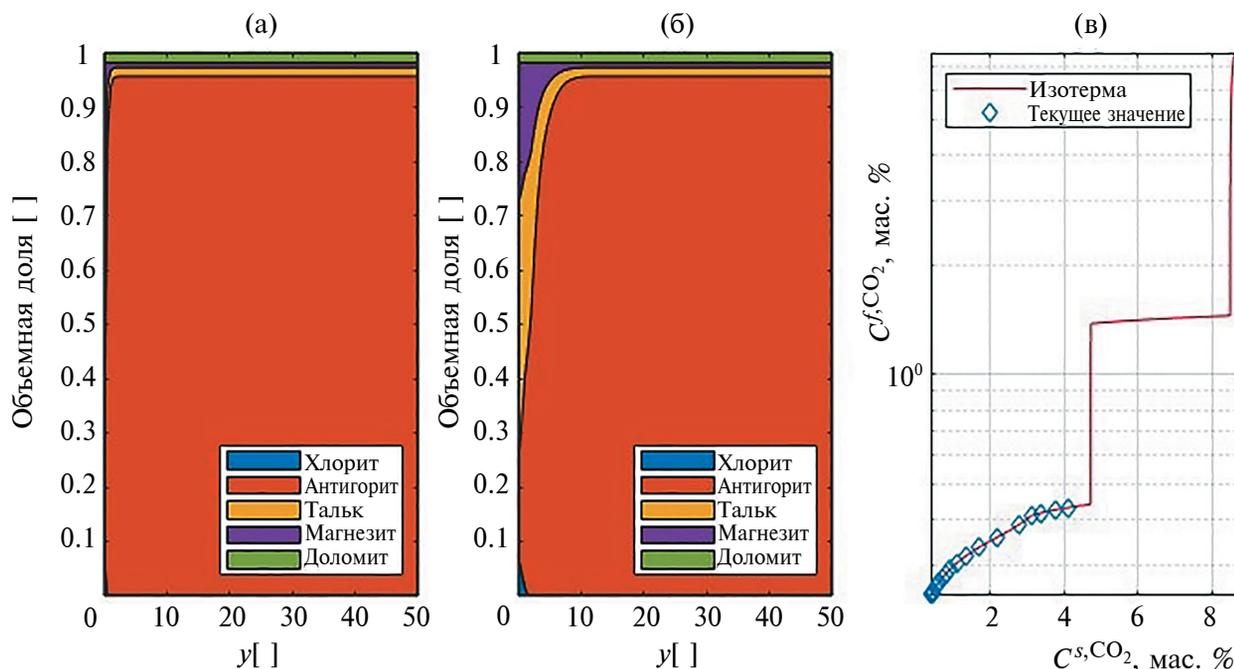


Рис. 5. Результаты расчетов гидро-хемо-механической численной модели при закачке флюида с низким содержанием растворенного CO_2 ($C^{f,\text{CO}_2} = 0.44$ мас. %). Количественный минеральный состав породы на (а) момент начала расчетов, т.е. закачки флюида и (б) финальный момент расчетов, соответствующий образованию фронта реакции. (в) Равновесное соотношение между концентрацией CO_2 во флюиде и твердой матрицей (красная линия), ромбами показаны комбинации C^{s,CO_2} и C^{f,CO_2} , которые формируются в ходе расчета. В данном случае не происходит формирование резкого фронта реакции, антигорит не исчезает из системы, происходит постепенное формирование фронта реакции из серпентинита в магнезит-тальк-серпентинит.

На рис. 4 и 5 приведены результаты расчетов при закачке флюида с низким содержанием растворенного CO_2 ($C^{f,\text{CO}_2} = 0.44$ мас. %). На рис. 4 представлены распределения пористости, эффективного давления, потока Дарси и концентрации CO_2 в твердой матрице в разные моменты времени. Вначале происходит распространение аномалии пористости по типу солитона и формирование стабильной зоны с более высокой пористостью и проницаемостью. На рис. 4г видно, что в данном случае не происходит формирования резкого фронта реакции. Данный факт также виден на рис. 5, где представлено распределение минерального состава в системе в начальный и конечный моменты времени. В данном случае антигорит не исчезает из системы, происходит постепенное формирование фронта реакции из серпентинита в магнезит-тальк-серпентинит. На рис. 5в красной линией показано равновесное соотношение между концентрацией CO_2 во флюиде и в твердой матрице. Ромбами показаны комбинации C^{s,CO_2} и C^{f,CO_2} , которые формируются в ходе расчета.

Концептуально другой режим реализуется при закачке флюида с чуть более высоким содержанием CO_2 ($C^{f,\text{CO}_2} = 1.38$ мас. %). Вначале, аналогично предыдущему случаю, происходит волнообразное

распространение аномалии пористости по механизму вязкой (де)компакции, приводящее к увеличению скорости Дарси потока (рис. 6), поле чего начинается формирование и распространение резкого фронта реакции (рис. 6, 7). Происходит преобразование серпентинита, сопровождающееся исчезновением антигорита и образованием талька и магнезита по мере продвижения фронта (рис. 7). Данный реакционный фронт обусловлен резким скачком на графике, показывающем равновесное соотношение между концентрацией CO_2 во флюиде и в твердой матрице (рис. 7в).

ДИСКУССИЯ

В современной литературе представлены многочисленные примеры моделирования сопряженных процессов течения, деформаций, тепло-массопереноса с учетом химических реакций как в одномерном, так и в двух- и трехмерном случаях, в том числе и не использующие приближение Буссинеска (Roded et al., 2018; Xu et al., 2005; Ghorbani et al., 2016; Pesavento et al., 2016; Katz, 2008; Keller, Suckale, 2019; Gerya, 2019 и ссылки в них). В работах (Lacinska et al., 2017; Klein, Garrido, 2011; Picazo et al., 2020; Malvoisin et al., 2015; Plumper et al., 2017;

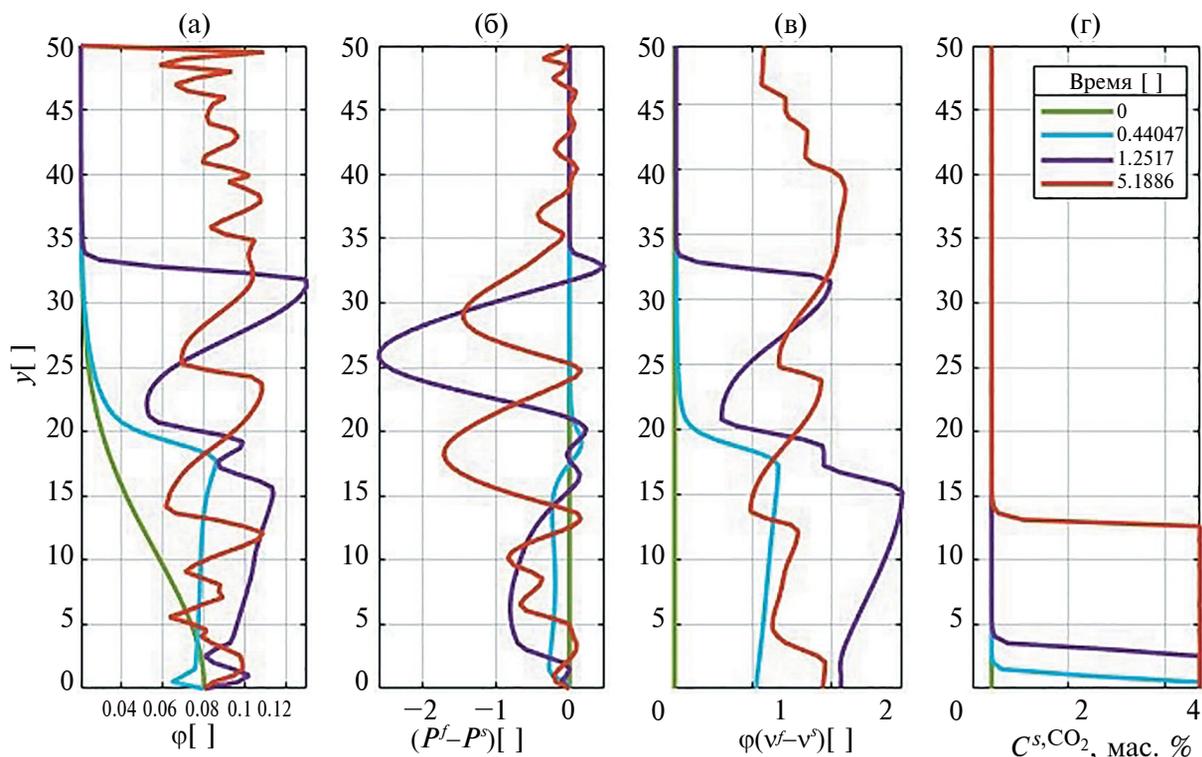


Рис. 6. Результаты расчетов гидро-хемо-механической численной модели при закачке флюида с повышенным содержанием растворенного CO_2 ($C^{f,\text{CO}_2} = 1.38$ мас. %). (а) – пористость, (б) – эффективное давление, (в) – поток Дарси и (г) – массовая концентрация CO_2 в твердой матрице в разные моменты времени. Наблюдается волнообразное распространения аномалии пористости по механизму вязкой (де)компакции, сопровождающееся увеличением скорости потока Дарси. Также происходит формирование и продвижение резкого фронта реакции.

Beinlich et al., 2020; Vrijmoed, Podladchikov, 2022) изучались такие же или близкие к рассмотренным реакции дегидратации и карбонатизации в качестве примера. Новизна представленного подхода в настоящей работе заключается в добавлении большой вязкой объемной деформации к методу, представленному в нашей серии работ, учитывающих большие изменения плотности и пористости в реагирующей системе минеральная матрица–пористый флюид (Malvoisin et al., 2015; Plumper et al., 2017; Beinlich et al., 2020; Vrijmoed, Podladchikov, 2022). В то время как в текущей литературе плотности часто для простоты предполагаются постоянными, в этой серии работ плотности берутся из термодинамических расчетов, делая их согласованными с изменяющимся химическим и фазовым составом системы. Например, в недавно опубликованной работе, посвященной моделированию магматических процессов, связанных с неизбежными эффектами больших изменений плотностей как минералов твердой фазы, так и расплава, авторам пришлось признать, что в приближении постоянства плотностей требуется замена закона сохранения массы на несуществующий закон сохранения

объема (Hu et al., 2022), что приводит к термодинамической несогласованности исследуемой модели. В опубликованной нами серии работ пористость вычисляется из безусловно корректного закона сохранения массы химически инертного компонента системы без упрощающего предположения о постоянстве плотности, но предполагая для простоты отсутствие деформации твердого скелета:

$$\phi = 1 - \frac{\rho_0^s (1 - \phi_0) C_0^{s,\text{MgO}}}{\rho^s C^{s,\text{MgO}}}. \quad (21)$$

В работе (Bessat et al., 2022) рассмотрен случай отсутствия химически инертного элемента и деформирующийся твердый скелет, но потеряна возможность аналитически проинтегрировать закон сохранения массы какого-либо компонента для получения аналогичной алгебраической формулы для вычисления пористости. В настоящей работе мы вернулись к случаю наличия инертного элемента, но сохранили большую вязкую деформацию по сравнению с (Bessat et al., 2022), необходимую для спонтанного формирования каналов в двух- и трехмерных задачах (Rass et al., 2018; Bessat et al.,

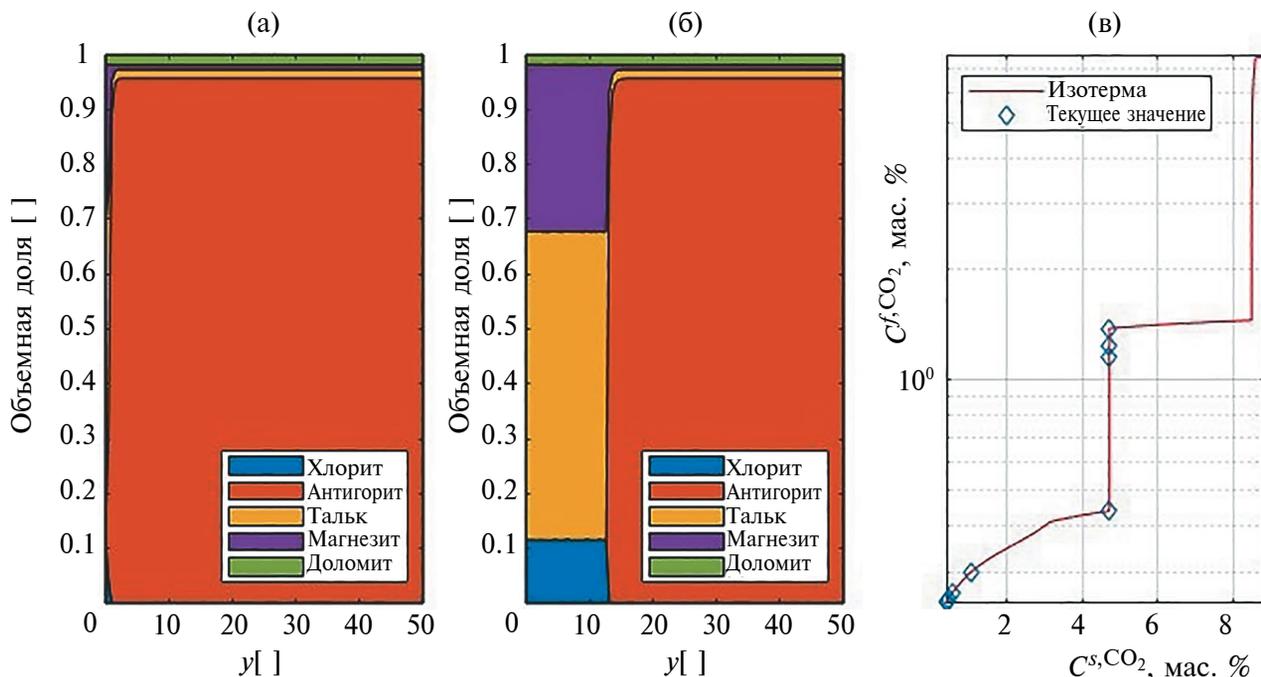


Рис. 7. Результаты расчетов гидро-хемо-механической численной модели при закачке флюида с повышенным содержанием растворенного CO_2 ($C^{f,\text{CO}_2} = 1.38$ мас. %). Количественный минеральный состав породы на (а) момент начала расчетов, т.е. закачки флюида и (б) финальный момент расчетов, соответствующий образованию фронта реакции. (в) Равновесное соотношение между концентрацией CO_2 во флюиде и твердой матрицей (красная линия), ромбами показаны комбинации C^{s,CO_2} и C^{f,CO_2} , которые формируются в ходе расчета. В данном случае задействован сильный скачок на изотерме, что отражается в формировании резкого фронта реакции. Антигорит полностью исчезает из системы, серпентинит трансформируется в магнезит и тальк.

2022). Обобщением алгебраической формулы для пористости стало уравнение (19).

Два рассмотренных нами примера с небольшой разницей в составе закачиваемого флюида, но с максимально возможной разницей в морфологии зоны реакции, меняющейся от диффузионной зоны до очень резкого фронта, находятся в полном соответствии с классическими результатами о важности отклонения зависимости концентраций флюида и твердого скелета от линейной (Fletcher, Hoffman, 1974; Vrijmoed, Podladchikov, 2022). Линейная зависимость или постоянные константы равновесия между фазами, характерные для идеальных растворов или простых примесей, приведут к линейной адвекции любых неоднородностей химических составов без изменения их формы в пространстве. Смена знака кривизны в функциональной зависимости концентрации компонента во флюиде от концентрации этого же компонента в твердом скелете, характерная для главных компонентов и при смене фаз в равновесии, определяет морфологию фронта реакции. На рис. 3в кривизна меняется при 5 мас. % CO_2 в системе или около 1 мас. % CO_2 во флюиде. В представленных численных примерах происходит смена морфологии

фронта с диффузионного (волна разрежения в газовой динамике) до резкого фронта (ударная волна или скачки в нелинейных кинематических волнах, см. Уизем, 1977; Бхатнагар, 1983; Orr, 2007; Panfilov, 2018) при увеличении концентрации CO_2 в закачиваемом флюиде с 0.44 до 1.38 мас. %.

ВЫВОДЫ

Мы предлагаем сопряженную гидро-хемо-механическую модель для моделирования фильтрации многокомпонентного реагирующего флюида в деформирующей минеральной матрице. Помимо ряда определяющих соотношений модель замкнута табулированными термодинамическими данными, которые предварительно рассчитываются с помощью linprog минимизации в ThermoLab.

Мы представили 1D-численную реализацию на примере карбонатизации серпентинита при фильтрации флюида $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ в комбинации с вязкой деформацией минеральной матрицы, рассмотрев систему, состоящую суммарно из $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$.

Результаты расчетов показывают наличие волнообразного распространения аномалии пористости по механизму вязкой (де)компакции,

сопровождающееся образованием вытянутой зоны с повышенными фильтрационными свойствами. После формирования подобного канала происходит формирование и распространение фронтов реакций, сопровождающееся изменением минерального состава исходной породы.

В результате непрерывного процесса фильтрации флюида H_2O - CO_2 с низкой концентрацией растворенного CO_2 (начиная примерно с 1 мас. % CO_2 во флюиде) наблюдается карбонатизация гидратированного серпентинита, сопровождающаяся исчезновением антигорита и появлением магнезита и талька.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Х. Фримоду, а также Т.В. Гере, В.И. Мальковскому и Л.Я. Арановичу за тщательное рецензирование, ценные замечания и рекомендации по оформлению, которые позволили повысить качество работы.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ № 075-15-2022-1106.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аранович Л.Я.* Флюидно-минеральные равновесия и термодинамические свойства смешения флюидных систем // Петрология. 2013. Т. 21. № 6. С. 588–599.
- Бхатнагар П.* Нелинейные волны в одномерных диспергирующих системах. М.: Мир, 1983. Т. 134. 136 с.
- Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР // Тр. ИНГГ СО РАН. Под ред. В.С. Соболева. Новосибирск: Наука, 1974. Вып. 57. С. 436.
- Коннолли Д.А.Д.* Введение в минимизацию свободной энергии Гиббса для геофизиков // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 533–542.
- Исаева А.В., Доброжанский В.А., Хакимова Л.А., Подладчиков Ю.Ю.* Численное моделирование фазовых равновесий многокомпонентных углеводородных систем с помощью прямой минимизации энергии // Газовая промышленность. 2021. № 2. С. 20–29.
- Коржинский Д.С.* Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях // Академику Д.С. Белянкину. 1946. Т. 70. С. 242–261.
- Коржинский Д.С.* Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях // Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР. 1961. С. 5–11.
- Перчук Л.Л.* Магматизм, метаморфизм и геодинамика. М.: Наука, 1993. 190 с.
- Перчук Л.Л.* Локальные равновесия и *P-T* эволюция глубинных метаморфических комплексов. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 93 с.
- Перчук Л.Л., Подладчиков Ю.Ю.* *P-T* тренды метаморфизма и связанные с ними геодинамические модели // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 5. С. 24–39.
- Уизем Д.* Линейные и нелинейные волны. М.: Мир, 1977. Т. 624. С. 23–345.
- Aranovich L.Y.* The role of brines in high-temperature metamorphism and granitization // Petrology. 2017. V. 25. P. 486–497.
- Aranovich L.Y., Newton R.C.* H_2O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite-periclase equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. P. 200–212.
- Aranovich L.Y., Newton R.C.* H_2O activity in concentrated KCl and KCl-NaCl solutions at high temperatures and pressures measured by the brucite-periclase equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 261–271.
- Aranovich L.Y., Newton R.C.* Reversed determination of the reaction; phlogopite + quartz = enstatite + potassium feldspar + H_2O in the ranges 750–875°C and 2–12 kbar at low H_2O activity with concentrated KCl solutions // Amer. Mineral. 1998. V. 83. № 3–4. P. 193–204.
- Aranovich L.Y., Newton R.C.* Experimental determination of CO_2 - H_2O activity-composition relations at 600–1000°C and 6–14 kbar by reversed decarbonation and dehydration reactions // Amer. Mineral. 1999. V. 84. № 9. P. 1319–1332.
- Aranovich L.Y., Newton R.C., Manning C.E.* Brine-assisted anatexis: experimental melting in the system haplogranite- H_2O -NaCl-KCl at deep-crustal conditions // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 374. P. 111–120.
- Aranovich L.Y., Akinfieva N.N., Golunova M.* Quartz solubility in sodium carbonate solutions at high pressure and temperature // Chem. Geol. 2020. V. 550. 119699.
- Beinlich A., John T., Vrijmoed J.C. et al.* Instantaneous rock transformations in the deep crust driven by reactive fluid flow // Nature Geosci. 2020. V. 13. № 4. P. 307–311.
- Bessat A., Pilet S., Podladchikov Y.Y., Schmalholz S.M.* Melt migration and chemical differentiation by reactive porosity waves // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2022. V. 23. № 2. e2021GC009963.
- Beuchert M.J., Podladchikov Y.Y.* Viscoelastic mantle convection and lithospheric stresses // Geophysic. J. Int. 2010. V. 183. № 1. P. 35–63.
- Brown M.* The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics // Geosci. Frontiers. 2014. V. 5. № 4. P. 553–569.
- Gordon S., McBride B.J.* Computer program for calculation of complex chemical equilibrium compositions and applications // Part 1: Analysis. 1994. № NAS 1.61:1311.
- Connolly J.A.D.* Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling

- and its application to subduction zone decarbonation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. № 1–2. P. 524–541.
- Dong J.J., Hsu J.Y., Wu W.J. et al.* Stress-dependence of the permeability and porosity of sandstone and shale from TCDP Hole-A // *Int. J. Rock Mechanics and Mining Sci.* 2010. V. 47. № 7. P. 1141–1157.
- Duretz T., Räss L., Podladchikov Y.Y., Schmalholz S.M.* Resolving thermomechanical coupling in two and three dimensions: spontaneous strain localization owing to shear heating // *Geophysic. J. Int.* 2019. V. 216. № 1. P. 365–379.
- Fletcher R.C., Hofmann A.W.* Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism // *Geochemic. Transport and Kinetics.* 1974. V. 634. P. 243–259.
- Gerya T.* Introduction to numerical geodynamic modelling. Cambridge University Press, 2019. P. 179–241.
- Ghorbani J., Nazem M., Carter J.P.* Numerical modeling of multiphase flow in unsaturated deforming porous media // *Computers and Geotechnics.* 2016. V. 71. P. 195–206.
- Green H.W.* Psychology of a changing paradigm: 40+ years of high-pressure metamorphism // *Int. Geol. Rev.* 2005. V. 47. № 5. P. 439–456.
- Hartz E.H., Podladchikov Y.Y.* Toasting the jelly sandwich: The effect of shear heating on lithospheric geotherms and strength // *Geology.* 2008. V. 36. № 4. P. 331–334.
- Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.* 1998. V. 16. № 3. P. 309–343.
- Hu H., Jackson M.D., Blundy J.* Melting, compaction and reactive flow: controls on melt fraction and composition change in crustal mush reservoirs // *J. Petrol.* 2022. V. 63. № 11. egac097.
- Jacobs G.K., Kerrick D.M.* Methane: an equation of state with application to the ternary system $H_2O-CO_2-CH_4$ // *Geochimic. Cosmochimic. Acta.* 1981. V. 45. № 5. P. 607–614.
- Katz R.F.* Magma dynamics with the enthalpy method: Benchmark solutions and magmatic focusing at mid-ocean ridges // *J. Petrol.* 2008. V. 49. № 12. P. 2099–2121.
- Keller T., Suckale J.* A continuum model of multi-phase reactive transport in igneous systems // *Geophysic. J. Int.* 2019. V. 219. № 1. P. 185–222.
- Khakimova L., Isaeva A., Dobrozanskiy V., Podladchikov Y.* Direct energy minimization algorithm for numerical simulation of carbon dioxide injection // SPE Russian Petroleum Technology Conference. OnePetro. 2021. D031S013R003.
- Klein F., Garrido C.J.* Thermodynamic constraints on mineral carbonation of serpentinized peridotite // *Lithos.* 2011. V. 126. № 3–4. P. 147–160.
- Lacinska A.M., Styles M.T., Bateman K. et al.* An experimental study of the carbonation of serpentinite and partially serpentinised peridotites // *Front. Earth Sci.* 2017. V. 5. P. 37.
- Lopatnikov S.L., Cheng A.H.D.* Variational formulation of fluid infiltrated porous material in thermal and mechanical equilibrium // *Mechanics of Materials.* 2002. V. 34. № 11. P. 685–704.
- Landau L.D., Lifshitz E.M.* Fluid Mechanics: Landau and Lifshitz: Course of Theoretical Physics. New York: Elsevier, 2013. V. 6. P. 13 New York, 330.
- Malvoisin B., Podladchikov Y.Y., Vrijmoed J.C.* Coupling changes in densities and porosity to fluid pressure variations in reactive porous fluid flow: Local thermodynamic equilibrium // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2015. T. 16. № 12. C. 4362–4387.
- Malvoisin B., Podladchikov Y.Y., Myasnikov A.V.* Achieving complete reaction while the solid volume increases: A numerical model applied to serpentinisation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2021. V. 563. 116859.
- Moulaes E., Podladchikov Y.Y., Aranovich L.Y., Kostopoulos D.* The problem of depth in geology: When pressure does not translate into depth // *Petrology.* 2013. V. 21. P. 527–538.
- Orr F.M.* Theory of gas injection processes. Copenhagen: Tie-Line Publications, 2007. T. 5. P. 61–123.
- Padrón-Navarta J.A., Sánchez-Vizcaino V.L., Hermann J. et al.* Tschermak's substitution in antigorite and consequences for phase relations and water liberation in high-grade serpentinites // *Lithos.* 2013. V. 178. P. 186–196.
- Panfilov M.* Physicochemical Fluid Dynamics in Porous Media: Applications in Geosciences and Petroleum Engineering. John Wiley & Sons, 2018. P. 51–88.
- Perchuk L.L.* Local mineral equilibria and *P-T* paths: Fundamental principles and applications to high-grade metamorphic terranes // *Geologic. Soc. Amer.* 2011. V. 207. P. 61–84.
- Perchuk L.L., Podladchikov Yu. Yu., Polyakov A.N.* Geodynamic modeling of some metamorphic processes // *J. Metamorph. Geol.* 1992. V. 10. P. 311–318.
- Perchuk L.L., Gerya T.V., van Reenen D.D. et al.* Formation and evolution of Precambrian granulite terranes: a gravitational redistribution model // *Geologic. Soc. Amer. Memoirs.* 2011. V. 207. P. 289–310.
- Pesavento F., Schrefler B.A., Sciumè G.* Multiphase flow in deforming porous media: A review // *Archives of Computational Methods in Engineering.* 2017. V. 24. P. 423–448.
- Petrini K., Podladchikov Y.* Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust // *J. Metamorph. Geol.* 2000. V. 18. № 1. P. 67–77.
- Picazo S., Malvoisin B., Baumgartner L., Bouvier A.S.* Low temperature serpentinite replacement by carbonates during seawater influx in the Newfoundland Margin // *Minerals.* 2020. V. 10. № 2. P. 184.

- Plümper O., John T., Podladchikov Y.Y. et al.* Fluid escape from subduction zones controlled by channel-forming reactive porosity // *Nature Geosci.* 2017. V. 10. № 2. P. 150–156.
- Schmalholz S.M., Podladchikov Y.* Metamorphism under stress: The problem of relating minerals to depth // *Geology.* 2014. V. 42. № 8. P. 733–734.
- Räss L., Simon N.S.C., Podladchikov Y.Y.* Spontaneous formation of fluid escape pipes from subsurface reservoirs // *Sci. Reports.* 2018. V. 8. № 1. P. 11116.
- Räss L., Duretz T., Podladchikov Y.Y.* Resolving hydromechanical coupling in two and three dimensions: spontaneous channelling of porous fluids owing to decompaction weakening // *Geophysic. J. Int.* 2019. V. 218. № 3. P. 1591–1616.
- Räss L., Utkin I., Duretz T. et al.* Assessing the robustness and scalability of the accelerated pseudo-transient method // *Geoscientific Model Development.* 2022. V. 15. № 14. P. 5757–5786.
- Roded R., Paredes X., Holtzman R.* Reactive transport under stress: Permeability evolution in deformable porous media // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 493. P. 198–207.
- Schmalholz S.M., Moulas E., Plümper O. et al.* 2D hydro-mechanical-chemical modeling of (de) hydration reactions in deforming heterogeneous rock: The periclase-brucite model reaction // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2020. V. 21. № 11. e2020GC009351.
- Tropper P., Manning C.E.* Paragonite stability at 700°C in the presence of H₂O–NaCl fluids: constraints on H₂O activity and implications for high pressure metamorphism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 147. P. 740–749.
- Vrijmoed J.C., Podladchikov Y.Y.* Thermolab: A thermodynamics laboratory for nonlinear transport processes in open systems // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2022. V. 23. № 4. e2021GC010303.
- White R.W., Powell R., Phillips G.N.* A mineral equilibria study of the hydrothermal alteration in mafic greenschist facies rocks at Kalgoorlie, Western Australia // *J. Metamorph. Geol.* 2003. V. 21. № 5. P. 455–468.
- Weinberg R.F., Podladchikov Y.* Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle // *J. Geophysic. Res.: Solid Earth.* 1994. V. 99. № B5. P. 9543–9559.
- Xu T., Apps J.A., Pruess K.* Mineral sequestration of carbon dioxide in a sandstone–shale system // *Chemical Geology.* 2005. V. 217. № 3–4. P. 295–318.
- Yarushina V.M., Makhnenko R.Y., Podladchikov Y.Y. et al.* Viscous behavior of clay-rich rocks and its role in focused fluid flow // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2021. V. 22. № 10. e2021GC009949.
- Yarushina V.M., Podladchikov Y.Y.* (De)compaction of porous viscoelastoplastic media: Model formulation // *J. Geophysic. Res.: Solid Earth.* 2015. V. 120. № 6. P. 4146–4170.
- Zimmerman R.W.* Compressibility of sandstones. New York: Elsevier, 1991. P. 173.

Modelling of Multicomponent Fluid Flow in Deforming and Reacting Porous Rock

L. A. Khakimova^{1, 2, 3}, Y. Y. Podladchikov^{1, 3}

¹University of Lausanne, Lausanne, Switzerland

²Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow, Russia

³Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

We propose a coupled hydro-chemo-mechanical model and its 1D numerical implementation. We demonstrate its application to model filtration of a multicomponent fluid in deforming and reacting host rocks, considering changes in the densities, phase proportions and chemical compositions of coexisting phases. We presented 1D numerical implementation on the example of soapstone formation from serpentinite during H₂O–CO₂ fluid filtration with low concentration of CO₂ coupled with viscous deformation of mineral matrix, considering MgO–SiO₂–H₂O–CO₂ system. The numerical results show porosity wave propagation by viscous (de)compaction mechanism accompanied with the formation of an elongated zone with higher filtration properties. After the formation of such a channel, the formation and propagation of reaction fronts occurs associated with the transformation of the mineral composition of the original rock. During H₂O–CO₂ fluid filtration, starting from 1 weight percent of dissolved CO₂, carbonization of hydrated serpentinite starts, specifically antigorite transforms to magnesite and talc.

Keywords: hydro-mechanical-chemical coupling, reactive transport, computational modelling, thermodynamically consistent models

УДК 551.242

ТЕКТОНИТЫ ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ): СВИДЕТЕЛЬСТВА И ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКАЯ ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ГЕНЕРАЦИИ СВЕРХЛИТОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ

© 2024 г. О. П. Полянский^{a, *}, И. И. Лиханов^a, А. В. Бабичев^a, П. С. Козлов^a, С. В. Зиновьев^a,
В. Г. Свердлова^a

^aИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail: pol@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 04.05.2023 г.

После доработки 24.06.2023 г.

Принята к публикации 16.09.2023 г.

На основании предложенной численной модели напряженно-деформированного состояния полиминерального вещества, описывающей формирование бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) в Енисейском кряже, показана возможность превышения давления над литостатическим в локальном масштабе в породах, попавших в условия сдвиговых деформаций. Для тектонитов южного (Ангаро-Канский блок) и северного (Исаковский террейн и гаревский комплекс) сегментов ПРСЗ получены оценки максимального избыточного давления от 2–3 до 4–5 кбар, что составляет от 25 до 50% от литостатического. Показано, что избыточное давление может сохраняться в локальном объеме в геологическом масштабе времени, достаточном для их фиксации в метаморфических минералах. Модельные значения сверхлитостатического давления в гранат-амфиболовых тектонитах и геобарометрические оценки пиковых величин при стресс-метаморфизме позволяют предложить новые свидетельства неравномерности давления в природных минеральных ассоциациях. Используя результаты моделирования эволюции апометабазитовых бластомилонитов, установлено, что избыточное давление на стадии син-деформационного метаморфизма в сдвиговой зоне возможно при температурах до 600–650°C и не достигающих 800°C; наличие флюида или частичного расплава препятствует возникновению сверхдавления. Величина избыточного давления за счет напряжений сдвига зависит от минерального состава и структуры породы.

Ключевые слова: сверхлитостатическое давление, численное моделирование, тектонит, геотермометрия, реология, Енисейский кряж

DOI: 10.31857/S0869590324010036

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа направлена на решение одной из актуальных геологических задач — соотношения деформационных и метаморфических процессов в земной коре и их генетической взаимосвязи. Перспективными объектами для выяснения этих вопросов являются глубинные зоны пластических сдвиговых деформаций. Так, например, для детальной реконструкции термальной и динамической истории гранулитовых комплексов, особенно полиметаморфических, необходимо особое внимание уделять зонам пластических деформаций, сложенных прямыми гнейсами (straight gneisses) — массивными породами с ярко выраженной линейной

гнейсовидностью и бластомилонитовой структурой (Перчук и др., 2006).

В литературе последних лет особое внимание уделяется окраинно-континентальным сдвиговым зонам — областям объемного хрупко- и вязкопластического течения метаморфических пород, которые локализованы вдоль узких линейных структур земной коры. Эти зоны являются обязательным элементом структуры орогенных поясов. Они встречаются в различных геодинамических обстановках и, как правило, контролируются комплексами орогенных или рифтогенных бластомилонитов.

В последнее время выявлена важная роль синсдвиговых метаморфических процессов в формировании структур складчатых поясов, что

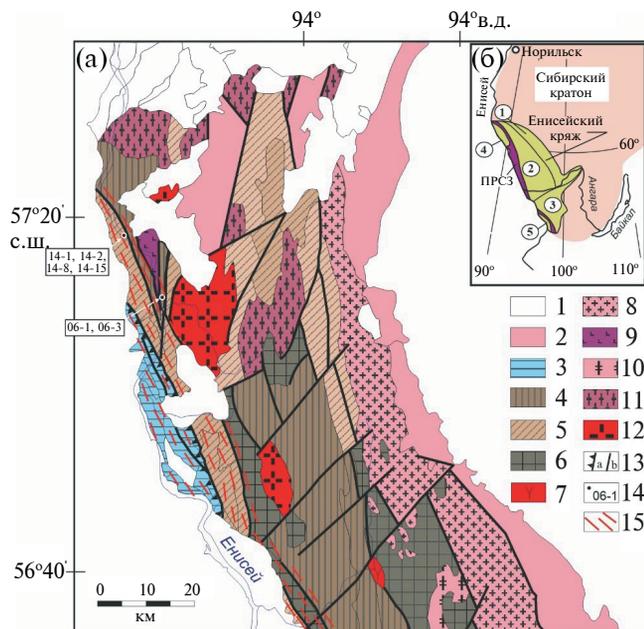


Рис. 1. (а) Схема геологического строения Ангаро-Канского выступа Енисейского кряжа и местоположение объекта исследования. (б) — положение ПРСЗ (фиолетовый оттенок) и тектонических блоков на западной окраине Сибирского кратона: 1 — Восточный (приплатформенный), 2 — Центральный Заангарский сегмент; 3 — Южно-Енисейский (Ангаро-Канский) сегмент, 4 — Исаковский и 5 — Предвинский островодужные блоки.

1, 2 — отложения фанерозойского (1) и позднепротерозойского (2) возраста; 3 — офиолиты и островодужные комплексы (NP_3); 4 — кузеевский гранулит-метабазит-гнейсовый комплекс (AR_1); 5 — енисейский амфиболит-гнейсовый комплекс (PR_1); 6 — атамановский гранулит-гнейсовый комплекс ($AR_?$); 7 — сиениты и щелочные граниты (D_2-T_{1-2}); 8 — таракский гранито-гнейсовый комплекс (PR_1); 9 — кимбирский комплекс расслоенных габброноритов (PR_1); 10 — мигматит-гнейсовый комплекс (PR_1); 11 — гранито-гнейсовый комплекс (MP_3-NP_1); 12 — комплекс аллохтонных гранитов (PZ_1); 13 — тектонические нарушения: надвиги (а), крутопадающие разломы (б); 14 — точки отбора образцов; 15 — бластомилониты и катаклазиты Приенисейской региональной сдвиговой зоны.

обусловило использование продуктов динамометаморфизма для решения многих петрогенетических задач. В ряде работ детально изучены процессы фрагментации вещества с обособлением реологически контрастных доменов с индивидуальной $P-T-t-d$ историей формирования (Aerden et al., 2013; Bell et al., 2013), выявлены соотношения литостатического и тектонического давления в глубинных зонах пластических сдвиговых деформаций (Burg, Schmalholz, 2008; Gerya, 2015; Schmalholz, Podladchikov, 2013). В отношении механизма генерации надлитостатического давления

рассматривается несколько подходов, описывающих поведение вещества либо в микромасштабе на уровне минеральных зерен (Тен, 1993; Vrijmoed et al., 2009; Moulas et al., 2013; Vrijmoed, Podladchikov, 2015; Tajchmanova et al., 2015), либо в масштабе блоков коры или литосферы в целом (Schmalholz, Podladchikov, 2014; Gerya, 2015). Особенно активно в современной литературе обсуждается роль тектонического стресса как дополнительного фактора метаморфизма в связи с вопросами генерации сверхдавлений в субдукционных и сдвиговых зонах (Schmalholz, Podladchikov, 2013). На основе модельных примеров удалось создать современную теоретическую концепцию тектонического сверхдавления и вариаций давления в связи с деформациями пород и их реологическими свойствами (Mancktelow, 2008). Эти представления подтверждены результатами численного моделирования динамики сдвиговых зон (Petrini, Podladchikov, 2000; Li et al., 2010; Schmalholz, Podladchikov, 2013), что позволяет говорить о возможном двукратном превышении тектонического сверхдавления над литостатическим в зоне пластического сдвига на уровне верхней и средней коры. Результаты цитируемых авторов позволяют предполагать, что тектоническое сверхдавление, вызванное гетерогенным стрессом в процессе сдвиговых деформаций, может быть существенно выше литостатической нагрузки. Недавние наблюдения показывают, что механически устойчивые отклонения давления от литостатического могут быть значительными даже в микромасштабе, т.е. в масштабе зерен минералов (Tajchmanova et al., 2015).

Тем не менее, несмотря на возрастающий интерес к этой проблеме, природные наблюдения сверхдавления при изучении метаморфических пород пока еще достаточно редки (например, Беляев и др., 1998; Кулаковский и др., 2015; Лиханов и др., 2018a; Likhanov, 2019, 2022; Chu et al., 2017; Pleuger, Podladchikov, 2014). Прямые доказательства сверхлитостатического давления удается получить в редких случаях, когда совместно определяется давление по минеральной термобарометрии, а глубина погружения пород устанавливается по геологическим данным (Pleuger, Podladchikov, 2014; Zusa et al., 2022).

Вопрос о соотношении литостатического и избыточного давления имеет ключевое значение для реконструкции условий петрогенезиса в глубинных зонах сдвиговых деформаций. В настоящей статье на примере приразломных тектонитов контрастного химического состава Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) приведены структурно-петрологические свидетельства таких превышений давления и температуры при интенсивных сдвиговых деформациях в неоднородной среде, что может свидетельствовать о тектоническом контроле стресс-метаморфизма в шовных зонах коры. Цель данного исследования — разработать новый подход

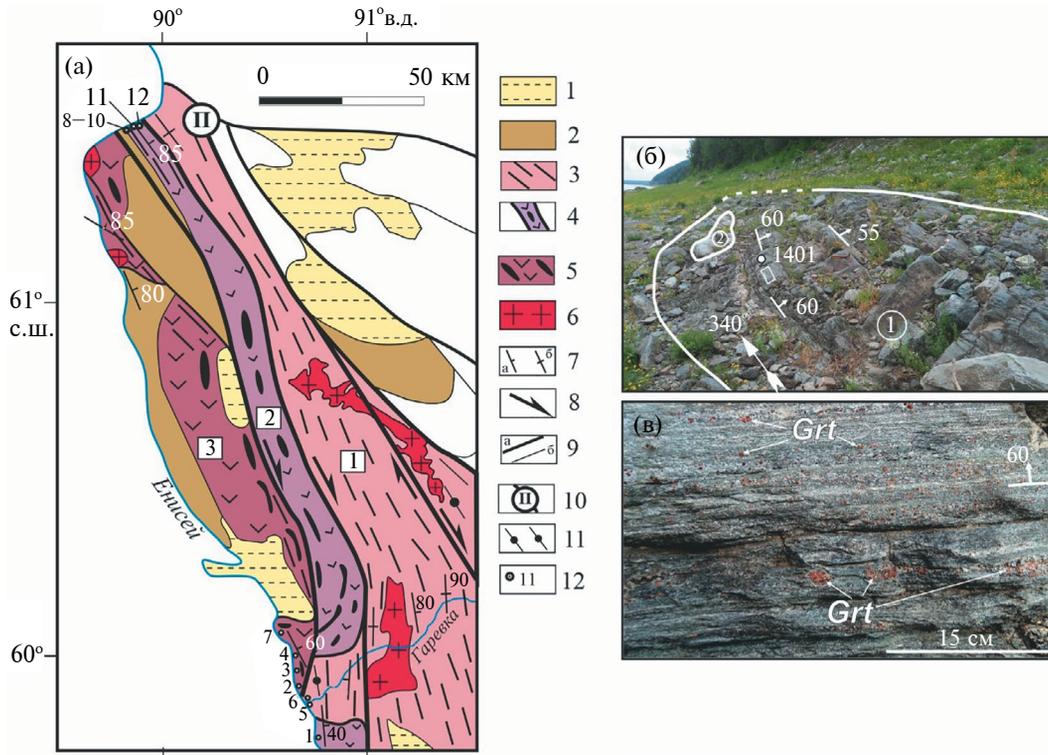


Рис. 2. (а) Схема геологического строения северной части Енисейского кряжа; (б) ключевое обнажение синдвиговых гранат-амфиболовых апобазитовых blastомилонитов и (в) его фрагмент (т.н. 1401, обр. 3) в зоне меланжа Исаковской сутуры. Правый берег р. Енисей, выше устья р. В. Сурниха.

1 – чехол (Pz–Kz); 2 – молассы (NP₂₋₃); 3 – blastомилониты (NP) по породам гаревского комплекса (PP) (зона 1); 4 – высокотемпературные метабазит-ультрабазитовые и апогнейсовые blastомилониты (зона 2); 5 – метабазитовые и молассовые комплексы Исаковского террейна (зона 3); 6 – гранитоидные комплексы; 7 – элементы залегания сланцеватости: наклонные (а) и вертикальные (б); 8 – направление тектонических движений (NP); 9 – тектонические нарушения: разломы (а), прочие границы (б); 10 – Приенисейский разлом; 11 – ставролит-гранат-кианитовые тектониты; 12 – точки отбора образцов. Цифры в кружках на рис. 2б: 1 – гранат-амфиболовые blastомилониты; 2 – будины ультрабазитов.

для описания поведения поликристаллического агрегата на основе численного моделирования методами механики деформируемого твердого тела (МДТТ), который дает возможность определить условия и факторы генерации сверхдавления.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж расположен на западной окраине Сибирского кратона вдоль р. Енисей и имеет протяженность 700 км при ширине от 50 до 200 км. В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента – Южно-Енисейский и Северо-Енисейский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом (Ножкин и др., 2016а). На юг от этого разлома прослеживается два структурных элемента – архей-палеопротерозойский кратонный Ангаро-Канский блок, образованный канским гранулитогнейсовым

и енисейским гнейсово-сланцевым комплексами и гранитоидами, и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн (Лиханов и др., 2016) (рис. 1). К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный (приплатформенный) и Центральный кратонные блоки, и Исаковский (западный) террейн, представленный неопротерозойскими офиолитами и островодужными комплексами (Лиханов и др., 2001) (рис. 2а).

Объекты исследования расположены в южной и северной частях Енисейского кряжа в пределах ПРСЗ, являющейся продолжением Байкало-Енисейского разлома (рис. 16). Эта крупнейшая деформационно-метаморфическая линеamentная структура региона разделяет кратонные блоки и островодужные террейны. Она хорошо прослеживается вдоль Енисейского кряжа по исчезновению нескольких сейсмических поверхностей и уходит на большую глубину с падением плоскости сместителя

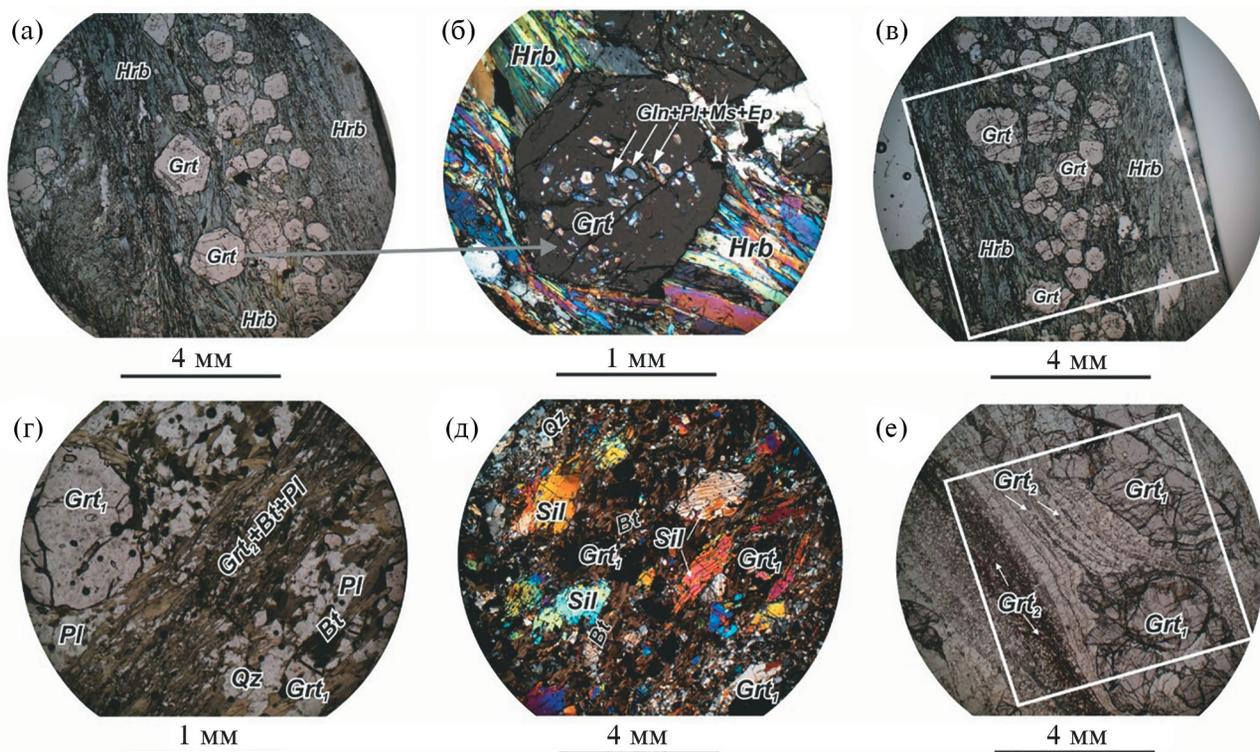


Рис. 3. (а–в) Поздние сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии гранат-амфиболовых агрегатов blastsмилонитов из северной части Приенисейской сдвиговой зоны (обр. 3) и (г–е) структурно-текстурные особенности тектонитов Ангаро-Канского блока со свидетельствами процессов фрагментации в системе гнейсы–тектониты. На микрофотографиях Grt_1 и Grt_2 – гранаты из реликтовых гнейсов и blastsмилонитов соответственно; другие пояснения см. в тексте. Прямоугольниками на рис. 3в, 3е показаны области моделирования, соответствующие рис. 7.

на восток (Козлов и др., 2020). В полосах концентрации деформации наблюдаются признаки приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма. Ее протяженность определяется сотнями километров при ширине зон стресс-метаморфизма до первых десятков километров. Зона играет роль шва, разделяющего тектонические блоки региона. Значительная часть пород входит в состав субдукционно-аккреционного комплекса в виде тектонических пластин, линз или блоков в серпентинитовом меланже (Likhonov, Santosh, 2019). Характерны кинематические индикаторы сдвига, которые широко проявлены как на мезо- (породно), так и на микроуровнях (Price, Cosgrove, 1990): линейная деформационная гнейсовидность, наличие упорядоченных структур пластического течения, растяжение и разрыв складок течения с кулисообразной морфологией, полоски излома в слюдах, “тени давления” перекристаллизованного кварца, S-образные и сильно деформированные зерна граната со структурами “снежного кома”, разрывы минеральных зерен со смещением и формированием “лоскутных” полосок, развитие деформационных двойников и ламелей в плагиоклазах, параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных

агрегатов, а также рассланцевание, катаклаз и будинаж. Сдвиговые зоны проявлены структурами преимущественно правосдвиговой и подчиненной левосдвиговой кинематики и blastsмилонитами с преобладающими элементами ламинарного течения (Козлов и др., 2012).

Пояс приразломных тектонитов образует секущую шовную зону (относительно генеральных структур северо-западного простирания) мощностью около 15–20 км между континентальным и вулканоплутоническим блоками (рис. 1). Контакты пояса тектонитов с вмещающими блоками проходят по морфологически выраженным разломам. Интерпретация геохронологических данных разновозрастных популяций монацитов в тектонитах, испытавших перекристаллизацию в ходе последовательных деформационных процессов, указывает на неоднократную активизацию ПРСЗ в диапазоне 1.54–0.6 млрд лет (Лиханов и др., 2015). Об этом же свидетельствует тектонический меланж разновозрастных и разномасштабных блоков высоко- и слабометаморфизованных пород разного состава в серпентинитовом матриксе. Формирование наиболее интенсивно деформированных тектонитов

коррелирует с временем завершения аккреции Исаковского террейна к западной окраине Сибирского кратона на рубеже около 630–600 млн лет назад (Ножкин и др., 2016).

Геологическими объектами моделирования являются два локальных участка тектонической пластины, расположенных в Северо-Енисейском сегменте ПРСЗ и в пределах Ангаро-Канского выступа (рис. 1 и 2).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ И МИНЕРАЛОГ-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Северо-Енисейский блок. Первый объект исследования расположен на северо-западе Енисейского кряжа. В этом районе в строении ПРСЗ выделено три крупных блока (с востока на запад): (1) континентальный гнейсо-амфиболитовый, (2) метабазит-ультрабазитовый и (3) вулканоплутонический. Континентальный блок сложен породами гаревского метаморфического комплекса, в составе которого наиболее распространены биотитовые плагиогнейсограниты немтихинской толщи и порфиروبластические гранитогнейсы и гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы малогаревской толщи палеопротерозоя (Козлов и др., 2012; Лиханов, 2023). Последние два блока относятся к Исаковскому террейну. Офиолитовые ассоциации второго блока состоят из меланжированных пластин и линз амфиболитованных толеитовых метабазальтов и метабазит-ультрабазитов (антигоритовых метадунитов и метагарцбургитов с подчиненным количеством антигоритизированных пироксенитов) и относятся к фирсовской толще раннего рифея и сурнихинскому комплексу раннего–среднего рифея. Вулканоплутонический блок сложен породами метадацит-андезит-базальтовой ассоциации, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев киселихинской толщи позднего рифея (Качевский, 2002). В пределах северного сегмента ПРСЗ изучены метапелитовые и метабазитовые тектониты шовной зоны, различающиеся по характеру и интенсивности деформации. В самой северной части пояса в составе меланжа характерны будинированные реликтовые крутопадающие (85°–90°) блоки и пластины метапелитовых гнейсов палеопротерозоя $Grt^1 + Bt + Ms + Pl + Qz \pm Kfs \pm Chl$ состава, и будины апобазитовых амфиболитов $Grt + Amp + Pl + Ep + Chl + Ph + Spn + Rt$ состава. В районе устья р. В. Сурниха картируется меланжевая линзовидно-пластинчатая структура, характеризующаяся чередованием тел бластомилонитов и гранатовых амфиболитов с ассоциацией $Grt + Amp + Pl + Ph + Pg + Ep + Spn + Cb + Chl + Rt$ с пластинами будинированных интенсивно серпентинизированных

дунитов, реже гарцбургитов и пироксенитов (рис. 2б, 2в). В тонкокристаллических апобазитовых амфиболитах локально развиты изометричные и деформированные зональные гранаты, образующие локальные тонкие (не более 1–3 см) полоски и линзы в ассоциации с $Amp + Ab + Chl + Ep + Spn$ агрегатом.

Типичной минеральной ассоциацией базитовых тектонитов является $Grt + Amp + Pl + Ep + Chl + Ph + Qz + Spn + Rt + Ilm \pm Cb$. По микротекстурам и соотношениям между минералами метабазитов выделяется две стадии развития. Кульминационная ассоциация представлена интенсивно деформированными минералами бластомилонитов (рис. 3а, 3в). Ядра граната часто содержат мелкие реликтовые включения глаукофана, альбита, фенгита, эпидота и хлорита, что свидетельствует об участии последних в ранней допиковой ассоциации (рис. 3б). Глаукофан также был обнаружен в зернах титанита (рис. 4). Обнаружение минералов глаукофансланцевого парагенезиса в тектонитах ПРСЗ свидетельствует о проявлении субдукции на западе Сибирского кратона.

Ангаро-Канский блок. Другой объект представляет собой фрагмент палеопротерозойских (1.9–1.75 млрд лет) метаморфических пород Южно-Енисейского кряжа, расположенных в зоне сочленения канской и енисейской серий (рис. 1). В составе канской серии развиты преимущественно $Sil-Opx-Grt-Bt-Pl-Qz$ гнейсы. В составе енисейской серии наиболее распространены глиноземистые метапелиты, представленные $Sil + Grt + Bt + Pl + Qz$ гнейсами и кристаллическими сланцами. Сдвиги в приразломных полях сопровождалась формированием зон деформаций, отличающихся значительной неоднородностью, чередованием разномасштабных интенсивно деформированных и недеформированных участков, что является характерным признаком зон стресс-метаморфизма. Это выражено в структурно-текстурных особенностях пород с характерной полосчатой текстурой и одновременным присутствием реликтовых текстур исходных пород и развитых по ним бластомилонитов (рис. 3г–3е). Полосчатость в бластомилонитах (gibbon structure) связана с дифференциацией однородного субстрата на обогащенные и обедненные кварц-полевошпатовыми и слюдястыми агрегатами слои в условиях регионального сдвига. Такое перераспределение материала происходило одновременно с перекристаллизацией породообразующих фаз и ориентированным упорядочиванием.

Основными породообразующими минералами бластомилонитов являются гранат, биотит, силлиманит, кварц и плагиоклаз; непрозрачные минералы представлены ильменитом и рутилом. Изометричные и линзовидные порфиробласты граната часто трещиноваты и содержат мелкие включения кварца, плагиоклаза, биотита, циркона, монацита.

¹ Аббревиатура минералов согласно (Whitney, Evans, 2010).

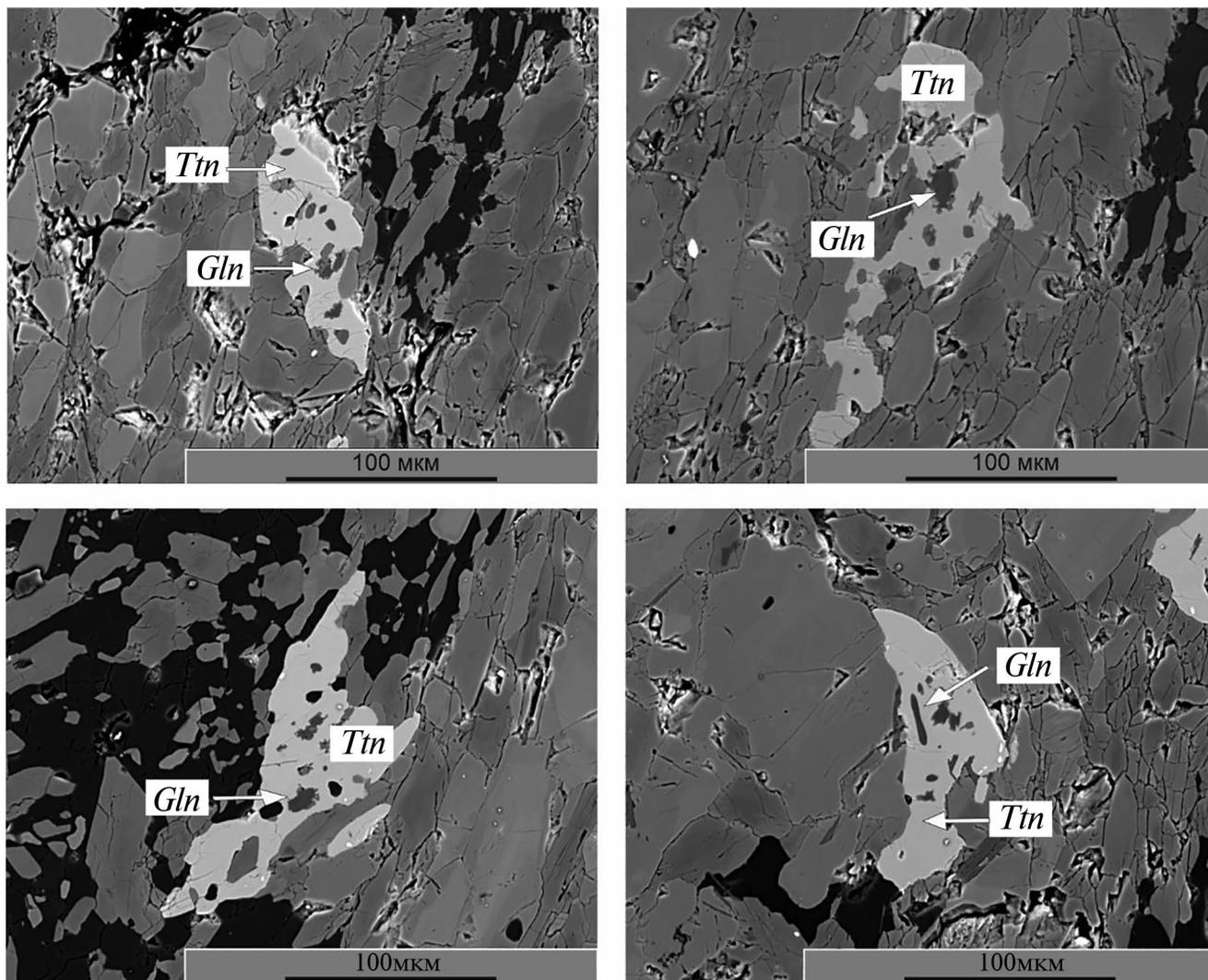


Рис. 4. Реликтовые включения глаукофана разной формы (темно-серые) в титаните (светло-сером), изображения в обратнорассеянных электронах (BSE).

Среди гранатов отчетливо выделяются крупная (3–5 мм) и мелкая (до 1 мм) генерации (рис. 3г, 3е). В крупном гранате иногда наблюдаются микротрещины отрыва, характерные для сдвиговых деформаций. Трещинки в гранате часто выполнены биотитом и кварцем. Мелкий синтетектонический гранат более поздней генерации обрастает крупные порфиробласты граната ранней генерации, образует скопления в “тнях” давления или самостоятельные сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии, ориентированные вдоль плоскостей скольжения в blastsмилонитах (рис. 3е). Зерна биотита также различаются по размерам и оттенкам плеохроизма в бурых (крупночешуйчатый) и оранжевых (тонкочешуйчатый) тонах. Призматические порфиробласты силлиманита обособляются в существенно биотитовых полосах в парагенезисе с гранатом. Они часто пластически

деформированы с характерным изгибом пластинок роста (kink-bands) (рис. 3д). Для кварца характерно волнистое угасание и развитие деформационных ламелей; в большинстве случаев он формирует линзовидные сегрегационные обособления так называемого ленточного кварца. Зерна плагиоклаза изгибаются в процессе сдвигового течения материала с характерным для них вращением. Монацит присутствует в виде включений как в зернах крупного граната, так и в тонких прослоях раздробленного и интенсивно перетертого матрикса, где по периферии замещается апатитом.

ЭТАПЫ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОРОД

Северо-Енисейский блок. Совокупность имеющих датировок цирконов по магматическим

комплексам Исаковского террейна (701.6 ± 8.4 ; 697.2 ± 3.6 ; 691.8 ± 8.8 ; 682 ± 13 млн лет) в Заангарье Енисейского кряжа совместно с датировками вулканитов Предивинского террейна, расположенного на юге Енисейского кряжа (637 ± 5.7 млн лет), указывает на формирование офиолитов и островных дуг Приенисейской зоны в интервале 700–640 млн лет (Верниковский и др., 1994). В последовательности тектонических событий в эволюции Енисейского кряжа изученные проявления основного магматизма могли отражать различные этапы растяжения вдоль западной окраины Сибирского кратона (Likhanov, Santosh, 2017). Образование более примитивных по химическому составу базальтов происходило на начальных этапах спрединга, когда плавлению подвергались верхние горизонты деплетированной мантии. А более высокотитанистые базальты образовались как продукты плавления обогащенного мантийного субстрата (менее истощенных горизонтов мантии) на более поздних этапах спрединга (Likhanov, 2022).

В конце неопротерозоя в диапазоне времени 640–600 млн лет океаническая литосфера, фрагментом которой являлись базиты Исаковского террейна, субдуцировала под активную окраину Сибирского континента. Об этом свидетельствует обнаружение в регионе эксгумированных блоков с проявлениями глаукофансланцевого метаморфизма – метаморфизованных комплексов офиолитовых разрезов, формирующихся в зоне палеосубдукции и являющихся ее прямым индикатором. На основании оценок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста фенгитов и скорости погружения и эксгумации глаукофансланцевых пород показано, что прогрессивная (погружение) и регрессивная (эксгумация) стадии субдукции имеют разрыв во времени от 20 до 38 млн лет (Fornash et al., 2016). С учетом этих данных предполагаемый возраст процессов субдукции базитов Исаковского террейна, ответственных за формирование глаукофановых сланцев, может отвечать интервалу 640–620 млн лет.

На постсубдукционном этапе при эксгумации глаукофановые сланцы попали в Приенисейскую сдвиговую зону, где подверглись интенсивным деформациям с полной перекристаллизацией субстрата и образованием новых высокобарических минеральных парагенезисов. В результате изотопно-геохронологического датирования биотитов и мусковитов из *Grt-Pl-Bt-Ms-Kfs-Qz* тектоносланцев было установлено время наиболее позднего импульса динамометаморфических структурно-вещественных преобразований, который произошел в эдиакарии (венде) 595–608 млн лет назад (Лиханов и др., 2013). Выявленный синхронный этап вендских деформационно-метаморфических событий в северном и южном сегментах ПРСЗ маркирует завершающую стадию неопротерозойской истории Енисейского кряжа, связанную с интенсивной

тектонической переработкой пород меланжа шовной зоны после проявления аккреционно-субдукционных процессов.

Ангаро-Канский блок. На основе геохронологических данных, полученных при изучении гнейсов ПРСЗ, выделяется несколько деформационно-метаморфических этапов в докембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа от позднего палеопротерозоя до венда. Первый этап формирования реликтовых гнейсов (~1.73 млрд лет) соответствует времени проявления гранулит-амфиболитового метаморфизма пород. Эти датировки хорошо согласуются с возрастом формирования аллохтонных гиперстен-ортоклазовых гранитов – чарнокитов Ангаро-Канского выступа (Попов и др., 2020). На втором этапе в результате растяжения коры эти породы подверглись прогрессивному динамометаморфизму с трансформацией от реликтовых к бластомилонитовым гнейсам и образованием комплексов высокобарических тектонитов. Эти процессы контролировались системой дискретных сдвиговых зон, обусловивших многократную деструкцию пород во время трех пиков деформации: 1.54, 1.38 и 1.25 млрд лет. Поздние деформации при тектонической активизации в регионе, связанные с коллизией мезопротерозойских террейнов, произошли в интервале 1.17–1.03 млрд лет назад (Лиханов и др., 2015). Заключительный импульс динамометаморфических структурно-вещественных преобразований ПРСЗ проявлен в эдиакарии (615–603 млн лет) в связи с аккрецией Исаковского и Предивинского островодужных террейнов к западной окраине Сибирского кратона.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Химический состав минеральных фаз определялся в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) (Analytical Center for multi-elemental and isotope research SB RAS) с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100. Для амфиболов общее количество FeO пересчитано на содержания FeO и Fe₂O₃ с учетом стехиометрии. Расчеты составов катионов, включающие стехиометрическую оценку содержания Fe³⁺, проводились с использованием программы MFC (<http://cub.geoloweb.ch/>). В настоящей статье приведены только выборочные микронзондовые анализы ключевых минералов для интерпретации *P-T* эволюции пород, полная информация по химизму всех породообразующих минералов региона приведена в (Лиханов и др., 2015, 2018б; Likhanov et al., 2018 в Supplementary Tables 1–5).

Северо-Енисейский блок. Компонентный состав гранатов в метабазитах пиковой ассоциации изменяется в диапазоне: *Alm*_{55–66}, *Prp*_{5–11}, *Grs*_{22–32}, *Sps*_{5–9}, с $X_{\text{Fe}} = 0.84–0.92$ (табл. 1; Likhanov et al., 2018).

Амфиболы представлены роговой обманкой и актинолитом с высокой железистостью ($X_{Fe} = 0.34–0.53$), реже барруазитом с повышенным содержанием Na_2O (до 2.8 мас. %) (табл. 2; рис. 5). Плагноклаз относится к альбит-олигоклазу с $X_{An} = Ca/(Ca+Na+K) = 0.04–0.17$. Белая слюда представлена фенгитом с высоким содержанием селадонитового (3.4–3.5 Si в форм. ед.) компонента и ($FeO + MgO$) до 5.5 мас. % при незначительных изменениях парагонитовой составляющей ($X_{Na} = 0.03–0.08$) (табл. 1; Likhanov et al., 2018). Железистость хлорита варьирует от 0.34 до 0.49. Карбонаты представлены кальцитом с содержанием FeO до 2.8 мас. % и MgO до 1.6 мас. % и железистым (FeO до 10 мас. %) доломитом. Составы аксессуарных эпидота, титанита, ильменита и рутила близки к стехиометрическим формулам (Likhanov et al., 2018).

Реликтовые включения глаукофана с максимальным содержанием Na_2O до 7.76 мас. % при содержании $CaO = 0.51$ мас. % были впервые обнаружены в зернах граната (рис. 3б) и в титаните (рис. 4) (Likhanov et al., 2018). Натровые амфиболы представлены преимущественно глаукофаном и ферроглаукофаном. Содержание $Na(M4)$ в них варьирует от 1.62 до 1.86 форм. ед., железистость – от 0.32 до 0.64 (табл. 2; Likhanov et al., 2018). Иногда наблюдается зональность, проявленная в виде увеличения общей железистости. Мусковиты характеризуются пониженными содержаниями фенгитового компонента (3.35 форм. ед. Si), парагонитовой составляющей ($X_{Na} = 0.01$) и повышенными концентрациями ($FeO + MgO$) до 6.86 мас. % по сравнению с составами мусковитов в пиковой генерации. Ранний плагноклаз представлен альбитом, содержащим менее 1% анортитового минала (Likhanov et al., 2018). Химический состав граната на контакте с реликтовыми минералами отличается повышенной железистостью ($X_{Fe} = 0.93–0.95$) по сравнению с краями граната из пиковой генерации (табл. 1).

Компонентный состав граната в метапелитовых тектонитах варьирует в более широком диапазоне: $Alm_{60–76}$, $Prp_{4–9}$, $Grs_{14–28}$, $Sps_{1–7}$ с незначительным изменением железистости ($X_{Fe} = 0.88–0.95$). Состав плагноклаза и железистость биотита изменяется в следующих диапазонах: $X_{An} = 0.14–0.34$ и $X_{Fe} = 0.55–0.71$ соответственно. Для мусковита характерно высокое содержание фенгитового компонента (3.3–3.4 форм. ед. Si) (Лиханов и др., 2015).

Ангаро-Канский блок. Компонентный состав гранатов в метапелитах варьирует в диапазоне: $Alm_{57–72}$, $Prp_{16–36}$, $Grs_{5–10}$, $Sps_{1–5}$. Исходные метаморфические породы енисейской серии отличаются более железистыми составами гранатов ($X_{Fe} = 0.7–0.82$) и биотитов ($X_{Fe} = 0.35–0.5$) в сравнении с менее железистыми гранатами ($X_{Fe} = 0.61–0.69$) и биотитами ($X_{Fe} = 0.24–0.3$) канской серии, т.е. имеется положительная корреляция между составами пород и минералов. В зоне сдвиговых деформаций

характерны более низкие содержания анортитового минала ($X_{An} = 0.26$ vs $X_{An} = 0.38$) в плагноклазах бластомилонитов, пониженные концентрации альмандинового (Alm) и спессартинового (Sps) компонента, а также повышенное содержание гроссуляра (Grs) в гранатах в отличие от недеформированных пород (Лиханов и др., 2018б). Слабое уменьшение железистости и Sps в перекристаллизованных гранатах, наблюдаемое в зонах интенсивных деформаций, может быть связано с незначительным увеличением температуры; а существенное повышение содержания Grs компонента граната при одновременном уменьшении X_{An} в плагноклазах определяется ростом давления. Это свидетельствует о проявлении в зонах разломов более высокобарического метаморфизма.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Минеральная геотермобарометрия

Ангаро-Канский блок. Оценки P - T параметров метаморфизма пород Ангаро-Канского блока получены на основе составов породообразующих минералов при совместном использовании взаимосогласованных калибровок и соответствующих моделей смещения для Grt - Bt геотермометра (Holdaway, 2000) и двух калибровок для Grt - Rt - Ilm - Pl - Qz (Wu, Zhao, 2006) и Grt - Bt - Pl - Qz (Wu et al., 2004) геобарометров. P - T параметры метаморфизма пород были рассчитаны при совместном использовании геотермометров и геобарометров в пакете MATHEMATICA 5.0. Результаты геотермобарометрии приведены в табл. 3. Ошибки определения P - T параметров при совместном использовании таких геотермометров и геобарометров, рассчитанные с учетом аналитических погрешностей и энтальпии реакций, не превышают $\pm 30^\circ C$ и ± 0.5 кбар² (Likhanov et al., 2001), что согласуется с неточностями геотермобарометров (Kohn, Spear, 1991).

Расчеты показали, что средние значения P - T условий метаморфизма, вычисленные в разных доменах (5.9 кбар/635 $^\circ C$ – исходные породы; 7.4 кбар/660 $^\circ C$ – бластомилониты), имеют значимые различия по давлению в пределах ошибок метода (табл. 3). Таким образом, наложенные сдвиговые деформации могли привести к локальному обособлению реологически контрастных доменов в зонах тектонитов, где исходные породы подверглись динамометаморфизму с повышением давления на 1.4–1.7 кбар при незначительном повышении температуры на 20–30 $^\circ C$ (табл. 3, рис. 6). Низкие величины метаморфического градиента ($dT/dz < 10^\circ C/km$) и слабое развитие температурной зональности в коллизионных комплексах

² В этом разделе и далее давление традиционно приводятся в кбар вместо системы единиц СИ (100 МПа = 1 кбар).

Таблица 1. Химический состав и структурные формулы минералов метабазитов, обр. 3 и 11, используемые при построении *P-T* трендов

Компо- ненты	11	11	3	3	11	11	11	11	11	3	3	3	3	3
	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Pl</i>	<i>Ms</i>	<i>Ep</i>	<i>Chl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Ep</i>	<i>Chl</i>	<i>Pl</i>	<i>Ms</i>
	ядро	край	ядро	край	вкл.	вкл.	вкл.	вкл.	матр.	вкл.	вкл.	вкл.	матр.	матр.
SiO ₂	37.14	38.63	37.61	37.60	67.80	49.37	38.87	26.90	64.57	69.20	39.27	26.95	67.89	52.23
TiO ₂	0.14	0.15	0.10	0.12	0.02	0.21	0.11	0.06	0.11	0.02	0.15	0.12	—	0.22
Al ₂ O ₃	20.41	20.65	20.24	20.13	19.39	27.37	24.94	20.68	21.89	18.08	27.22	21.15	19.98	26.74
Fe ₂ O ₃	2.03	—	0.83	0.79	0.19	0.91	11.94	0.21	0.10	0.13	8.12	—	0.12	—
FeO	26.46	25.63	27.66	29.50	—	3.48	0.21	19.27	—	—	0.07	19.82	—	2.36
MnO	1.88	2.16	1.99	1.43	—	0.01	0.22	0.07	0.09	—	0.06	0.06	—	0.01
MgO	1.17	2.71	0.92	2.18	0.06	2.56	0.03	20.35	0.06	—	0.05	19.74	0.01	3.18
CaO	10.95	10.13	10.68	7.88	1.78	0.02	22.75	0.02	2.40	0.18	23.25	0.03	0.86	0.02
Na ₂ O	—	0.10	—	0.03	10.14	0.07	0.02	—	10.95	12.33	—	0.01	11.10	0.30
K ₂ O	0.02	0.01	0.02	—	0.17	10.82	0.01	0.01	0.13	0.04	—	0.01	0.05	9.45
Сумма	100.19	100.17	100.05	99.66	99.55	94.82	99.1	87.57	100.3	99.98	98.19	87.89	100.01	94.51
(O)	12	12	12	12	8	11	12.5	14	8	8	12.5	14	8	11
Si	2.97	3.04	3.01	3.02	2.98	3.35	3.03	2.74	2.85	3.03	3.05	2.74	2.97	3.48
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	—	0.01	0.01	0.01	—	—	0.01	0.01	—	0.01
Al	1.92	1.92	1.91	1.91	1.00	2.19	2.29	2.49	1.14	0.93	2.49	2.54	1.03	2.10
Fe ³⁺	0.12	—	0.05	0.05	0.01	0.05	0.70	0.02	—	—	0.47	—	—	—
Fe ²⁺	1.77	1.69	1.85	1.98	—	0.20	0.01	1.64	—	—	0.01	1.69	—	0.13
Mn	0.13	0.14	0.14	0.10	—	—	0.02	0.01	—	—	—	0.01	—	—
Mg	0.14	0.32	0.11	0.26	—	0.26	—	3.09	—	—	0.01	2.99	—	0.32
Ca	0.94	0.86	0.92	0.68	0.08	—	1.90	—	0.11	0.01	1.93	—	0.04	—
Na	—	0.02	—	—	0.86	0.01	—	—	0.94	1.05	—	—	0.94	0.04
K	—	—	—	—	0.01	0.94	—	—	0.01	—	—	—	0.00	0.80
Сумма	8.00	8.00	8.00	8.00	4.95	7.00	7.97	10.00	5.05	5.03	7.97	9.98	4.99	6.881
Fe ^{tot} / (Fe ^{tot} + Mg)	0.93	0.84	0.95	0.89	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca/(Fe ^{tot} + + Mg + Ca)	0.32	0.30	0.31	0.23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Fe}	0.61	0.56	0.62	0.66	—	0.43	—	0.35	—	—	—	0.36	—	0.29
X _{Ca}	0.30	0.28	0.30	0.22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Mg}	0.04	0.11	0.04	0.09	—	0.57	—	0.65	—	—	—	0.64	—	0.71
X _{Mn}	0.04	0.05	0.04	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Вкл. — включение в гранате, матр. — матрикс.

Таблица 2. Химический состав и структурные формулы амфиболов метабазитов, обр. 3 и 11

Компо- ненты	11	11	3	3
	Глауко- фан	Актино- лит	Глауко- фан	<i>Hrb</i>
	включе- ние	матрикс	включе- ние	матрикс
SiO ₂	55.38	52.87	54.70	46.60
TiO ₂	0.03	0.14	0.20	0.39
Al ₂ O ₃	7.71	7.83	5.28	12.16
Fe ₂ O ₃	2.86	2.77	6.06	2.63
FeO	16.41	10.42	15.68	15.32
MnO	0.13	0.16	0.18	0.25
MgO	6.98	13.79	6.74	8.67
CaO	0.52	8.21	1.54	9.04
Na ₂ O	7.76	2.58	6.66	2.80
K ₂ O	0.02	0.22	0.03	0.20
Сумма	97.81	98.99	97.07	98.06
(O)	23	23	23	23
Si	7.96	7.43	8.00	6.84
Ti	—	0.02	0.02	0.04
Al	1.31	1.30	0.91	2.10
Fe ³⁺	0.31	0.29	0.67	0.29
Fe ²⁺	1.97	1.22	1.92	1.88
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03
Mg	1.50	2.89	1.47	1.90
Ca	0.08	1.24	0.24	1.42
Na	2.16	0.70	1.89	0.80
K	—	0.04	0.01	0.04
Сумма	15.31	15.14	15.14	15.34
Fe ^{tot} / (Fe ^{tot} + Mg)	0.60	0.34	0.64	0.53
Mg/(Mg + + Fe ²⁺)	0.43	0.70	0.43	0.50
X _{Al} (M2)	0.63	0.36	0.45	0.47
X _{Ca} (M4)	0.04	0.62	0.12	0.71
X _{Na} (M4)	0.93	0.30	0.88	0.25
X _{Na} (A)	0.31	0.10	0.13	0.30
Si(T12)	7.96	7.43	8.00	6.84
Al ^{IV} (T1)	0.04	0.58	0.00	1.16
Σ	8.00	8.00	8.00	8.00

связывают с относительной кратковременностью событий и тепловой инерцией относительно давления (Likhonov et al., 2004).

Северо-Енисейский блок. Величины *P-T* условий формирования пород метapelитового состава были рассчитаны при совместном использовании *Grt-Bt* геотермометра (Perchuk, Lavrent'eva, 1983) с *Grt-Bt-Pl-Qz* геобарометром (Wu et al., 2004) и с помощью *Grt-Ms* геотермометра и *Grt-Ms-Pl-Qz* геобарометра (Wu, Zhao, 2006). Для более высокотемпературных метабазитов, образованных при $T \geq 500^\circ\text{C}$, термодинамические данные получены с использованием калибровки и соответствующих моделей состав-активность для *Amp-Pl* геотермометра (Holland, Blundy, 1994) и *Grt-Amp-Pl* геобарометра (Dale et al., 2000). Для независимого контроля *P-T* параметров эти значения сопоставлялись с оценками давлений и температур, полученными с помощью фенгитового (Massonne, Schreyer, 1987), *Grt-Amp-Pl-Qz* геобарометров (Kohn, Spear, 1989, 1990) и двух эмпирических Na-Ca *Amp-Pl* (Spear, 1980) и Na-Ca *Amp-Pl-Chl-Ep-Qz* (Triboulet, 1992) геотермобарометров. Для оценки достоверности результатов геотермобарометрии эти *P-T* значения, с учетом точности определений, сопоставлялись с таковыми, полученными при использовании программы THERMOCALC 3.2 (Powell, Holland, 1994), базирующейся на согласованных базах термодинамических данных для миналов (Holland, Powell, 1998). Расчеты активностей миналов для THERMOCALC проводились с помощью программы AX2. Результаты минеральной геотермобарометрии приведены в табл. 4 и на рис. 6. Расчеты показали значимые различия параметров метаморфизма для различных генераций пород в пределах погрешности методов.

P-T параметры допиковой ассоциации метаморфизма, представленной фазами-включениями и контактирующего с ними граната, нельзя оценить с использованием вышеприведенного набора геотермобарометров, откалиброванных при $T \geq 500^\circ\text{C}$. Другие независимые геотермобарометры для рассматриваемых пород отсутствуют. Тем не менее отсутствие некоторых индекс-минералов помогает ограничить *P-T* условия формирования более низкотемпературных метабазитов. Отсутствие во включениях Na-пироксена (омфацита или жадеита) указывает на то, что давление было менее 9–10 кбар (El-Shazly, 1994). Отсутствие метаморфической роговой обманки свидетельствует о том, что температура не превышала 500°C (Winkler, 1976). Отсутствие олигоклаза/анортита позволяет еще больше ограничить температуру метаморфизма, не более $450\text{--}500^\circ\text{C}$ (Miyuama et al., 1996). В связи с дефицитом геотермобарометров для оценки *P-T* параметров пород низких ступеней метаморфизма наиболее перспективен метод “средних *P-T*”, который на базе внутренне

согласованных термодинамических данных позволяет рассчитать их для независимого набора мультиминеральных равновесий. Согласованная термодинамическая база едина для высоко- и низкотемпературных минеральных равновесий, и это позволяет корректно провести сравнение условий формирования различных метаморфических пород. Причем, точность определения P - T при помощи программы THERMOCALC в настоящее время превосходит другие описанные методы. Например, рассчитанная максимальная ошибка при построении изоплет состава некоторых зональных минералов в псевдосечении не превышает 0.3 кбар и 10°C (Kelsey, 2008).

P - T параметры допиковой ассоциации, полученные с использованием программы THERMOCALC, оцениваются в 8.9 кбар/441°C для обр. 3/1 и 7.9 кбар/433°C для обр. 11/1 (табл. 4, рис. 6). Эти оценки соответствуют условиям формирования глаукофановых сланцев на петрогенетической решетке для метабазитов железистого состава (Evans, 1990). Отсутствие во включениях метаморфической роговой обманки, олигоклаза и Na-пироксена указывает на то, что температуры метаморфизма не превышали 450°C при давлении менее 9–10 кбар (Miyamoto et al., 1996). Кульминационные термодинамические условия в тектонитах шовной зоны, рассчитанные по составу минералов матрикса и контактирующей с ними каймы граната с помощью геобарометров и программы THERMOCALC, характеризуются параметрами 10–11 кбар/560–600°C для обр. 11 и 14–16 кбар/620–640°C для обр. 3 (табл. 4, рис. 6), что свидетельствует о наложении более высокотемпературных и высокобарических минеральных ассоциаций на ранние парагенезисы в сдвиговых зонах. Отсутствие глаукофана в пиковом парагенезисе объясняется его замещением роговой обманкой в ходе динамометаморфизма при температуре около 500°C (Ernst, 1988).

Чтобы уточнить P - T параметры, которые преобладали при образовании метабазитов обр. 11 и 3, наблюдаемые минеральные ассоциации и составы минералов ранее сравнивались со стабильностью полей и составом фаз (т.е. с минеральными изоплетами) в псевдосечениях P - T - X (Likhanov et al., 2018). Псевдосечения были рассчитаны с помощью программы THERMOCALC и внутренне согласованной термодинамической базы данных в версии 5.5 для системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (NCKFMASH). Было показано, что наблюдаемая ассоциация гранат + роговая обманка + актинолит + хлорит + эпидот + мусковит + кварц в матриксе обоих образцов стабильна при 500–550°C и 12–14 кбар для обр. 11 и 550–600°C и 12–15 кбар для обр. 3. Область P - T параметров для пиковой ассоциации сравнительно хорошо определяется по отсутствию клинопироксена. P - T параметры, вычисленные при помощи

Таблица 2. (Окончание)

Компоненты	11	11	3	3
	Глаукофан	Актинолит	Глаукофан	<i>Hrb</i>
	включение	матрикс	включение	матрикс
Al ^{VI} (M2)	1.27	0.72	0.91	0.94
Fe ³⁺ (M2)	0.31	0.29	0.67	0.29
Ti(M123)	—	0.02	0.02	0.04
Mg(M123)	1.50	2.89	1.47	1.90
Fe ²⁺ (M123)	1.93	1.09	1.92	1.83
Mn(M123)	—	—	0.02	—
Σ	5.00	5.00	5.00	5.00
Mn(M4)	0.02	0.02	—	0.03
Fe ²⁺ (M4)	0.05	0.14	—	0.05
Ca(M4)	0.08	1.24	0.24	1.42
Na(M4)	1.86	0.61	1.76	0.50
Σ	2.00	2.00	2.00	2.00
Na(A)	0.31	0.10	0.13	0.30
K(A)	—	0.04	0.01	0.04
□(A)	0.70	0.86	0.87	0.66
Σ	1.00	1.00	1.00	1.00

псевдосечений и с использованием методов минеральной геотермобарометрии, в целом хорошо согласуются между собой. Все P - T тренды имеют почти одинаковые наклоны для проградного участка метаморфизма и отличаются главным образом длиной P - T траектории эволюции метаморфизма.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ P - T ЭВОЛЮЦИИ: ВОЗМОЖНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Результаты геотермобарометрии, полученные с использованием классических геотермобарометров, методами мультитравновесной геотермобарометрии и фазовых диаграмм, показали видимые различия по P - T параметрам формирования тектонитов шовной зоны, что свидетельствует о существенной неоднородности и контрастности проявления деформаций вкрест и по простиранию ПРСЗ. В целом формирование бластомилонитов на разных участках происходило с повышением давления от 2–3 до 5–6 кбар при незначительном повышении температуры (табл. 4, рис. 6). Более интенсивно деформированные тектониты, приуроченные к приразломным зонам или полосам локализации деформаций, показывают повышенные

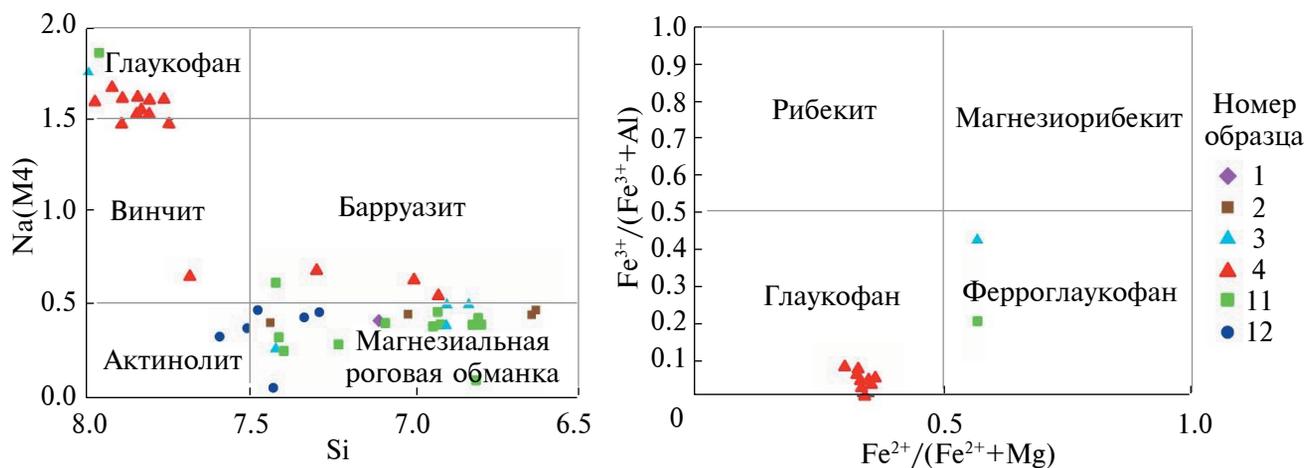


Рис. 5. Классификационные диаграммы Si–Na(M4) (а) и $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al})$ – $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ (б), показывающие химический состав амфиболов из метабазитовых тектонитов. Номенклатура амфиболов по (Leake et al., 1997). Глаукофан обнаружен только во включениях в гранате и титаните, тогда как составы других амфиболов в матриксе находятся в области перехода от барруазита/катофорита к магнезиальной роговой обманке.

значения давления (10–16 кбар в метабазитах и 8–13 кбар в метапелитах) в сравнении с фоновыми (литостатическими) значениями (6–8 кбар), определенными для менее деформированных участков гаревского комплекса (Козлов и др., 2012; Лиханов и др., 2021).

Максимальное превышение давления (до 5 кбар) отмечено в породах метабазит-ультрабазитового блока (обр. 3), залегающих внутри зоны серпентинитового меланжа на границе Сибирского кратона и Исаковского островодужного террейна. Интенсивная деформация пород приводила к практически полной перекристаллизации субстрата и образованию новых высокобарических минеральных парагенезисов в условиях фации амфиболовых эклогитов (рис. 6). Поэтому отчетливая запись ранних процессов формирования глаукофановых сланцев была стерта и сохранилась только в виде реликтовых включений в минералах поздних метаморфических этапов. Формирование этих бластомилонитов в ходе наложенных сдвиговых деформаций происходило с максимальным повышением давления на 3–5 кбар с одновременным ростом температуры на 180–240°C. Прогрессивное увеличение P - T параметров в ходе перекристаллизации вещества, контролируемой деформацией, хорошо согласуется с вычисленной траекторией с ходом “по часовой стрелке”. Подобный механизм хорошо объясняет наблюдаемые микротекстуры и химические особенности изученных пород. Дополнительным источником тепла для проградного метаморфизма мог служить диссипативный разогрев пород при вязких деформациях (Burg, Gerya, 2005; Burg, Schmalholz, 2008; Полянский и др., 2021).

Выявленные различия в P - T параметрах метаморфизма между сильно- и слабдеформированными породами и конфигурации P - T - t - d трендов, рассчитанные с использованием минеральной геотермобарометрии и псевдосечений в системе NCKFMASH, можно интерпретировать в рамках геодинамических моделей, контролируемых разными тектоническими механизмами.

(1) Рост литостатического давления мог являться результатом нормального погружения протолита метапелитовых бластомилонитов с ростом давления и температуры. При погружении пород в этом случае происходило бы повышение температуры минимально на 100–120°C, если принять градиент давления 1 кбар/3.7 км и температурный градиент 15–20°C/км, что противоречит вышеприведенным термобарометрическим данным.

(2) Увеличение давления в зоне сдвига могло быть обусловлено дифференциальным движением блоков земной коры, эксгумированных с различной глубины (Beaumont et al., 2001). Однако модель “последовательного структурного сдвига” не имеет в данном случае таких геологических свидетельств, как тектонические контакты и высокие латеральные градиенты температуры между породами соседних блоков.

(3) Увеличение литостатического давления могло происходить под действием магматической “нагрузки” вблизи интрузивного тела, величина избыточного давления оценивается до 5 кбар по данным (Brown, 1996). В отличие от указанного примера в ПРСЗ не наблюдается пространственно-временной связи областей избыточного давления с наличием какого-либо плутона. Кроме того, в этом случае должно иметь место значимое

Таблица 3. Оценки *P-T* условий метаморфизма реликтовых гнейсов и тектонитов Ангаро-Канского блока пород по минеральным геотермобарометрам

Параметры	Реликтовые гнейсы				
	14-1*	14-2	14-8	06-3	06-1
<i>T</i> ^{°C} / <i>P</i> , кбар	5.8/657	5.6/655	6.0/651	6.5/614	5.7/615
* <i>T</i> ^{°C} / <i>P</i> , кбар	5.9/648	5.6/640	6.2/626	6.5/577	5.8/572
	Тектониты				
<i>T</i> ^{°C} / <i>P</i> , кбар	7.3/674	6.8/673	7.4/664	8.2/645	7.3/634

Примечание. *T*^{°C}/*P*, кбар и **T*^{°C}/*P*, кбар – значения *P-T* параметров, полученные при совместном решении *Grt-Bt* геотермометра (Holdaway, 2000) с *Grt-Bt-Pl-Qz* (Wu et al., 2004) и *Grt-Rut-Ilm-Pl-Qz* (Wu, Zhao, 2006) геобарометрами, соответственно.

*Номер образца.

Таблица 4. Оценки *P-T* условий динамометаморфизма тектонитов и регионального метаморфизма по минеральным геотермобарометрам и THERMOCALC

Номер образца	Минеральная ассоциация	<i>T</i> ^{°C} / <i>P</i> , кбар	<i>P</i> , кбар	<i>P</i> , кбар	<i>T</i> ^{°C} / <i>P</i> , кбар	<i>T</i> ^{°C} / <i>P</i> , кбар	<i>T</i> ^{°C} / <i>P</i> , кбар
		<i>Grt-Pl-Amp-Qz</i>	<i>Grt-Pl-Amp-Qz</i>	(Si в <i>Ph</i>)	<i>Grt-Ms-Pl-Qz</i>	<i>Grt-Bt-Pl-Qz</i>	THERMOCALC
		1/2	3	4	5	6/7	8
Метабазиты							
Тектониты							
1	<i>Grt-Amp-Pl-Chl-Ep-Spn</i>	537/7.7	9.13	8.6 (3.30)			600/8.9
2	<i>Grt-Amp-Pl-Ph-Pg-Ep-Spn-Cb-Chl-Rt</i>	657/12.4	12.7	12.6 (3.4)			672/11.4
3	<i>Grt-Amp-Pl-Spn-Ilm-Zo-Ph</i>	625/14.0	15.4	14.8 (3.5)			633/16.0
4	<i>Grt-Amp-Pl-Spn</i>	642/11.8	12.3				693/10.9
11	<i>Grt-Amp-Pl-Ep-Chl-Spn-Rt</i>	563/10.5	10.4				602/11.1
Реликтовые голубые сланцы							
3/1	<i>Grt-Gln-Ab-Ph-Ep</i>						441/8.9
11/1	<i>Grt-Gln-Ab-Ph-Ep</i>			7.5 (3.35)			433/7.9
	Метабазиты*			7.7–8.3			
Метапелиты							
Тектониты							
5	<i>Grt-Pl-Ms-Chl-Qz</i>			12.4 (3.4)	586/12.8		
6	<i>Grt-Pl-Bt-Ms-Kfs-Qz</i>			8.8 (3.3)	574/8.4	612/8.8	
7	<i>Grt-Pl-Bt-Ms-Qz</i>			11.1 (3.4)	614/11.4	576/11	
8	<i>Grt-Ms-Pl-Qz</i>			9.5 (3.3)	627/9.3		
9	<i>Grt-Pl-Bt-Ms-Qz</i>			8.3 (3.2)	570/8.7	591/9.0	
10	<i>Grt-Ms-Pl-Qz</i>			9.0 (3.3)	554/9.4		
	Метапелиты**				580–630/7.1–8.2		

Примечание. Геотермобарометры: 1 – (Holland, Blundy, 1994), 2 – (Dale et al., 2000), 3 – (Kohn, Spear, 1989, 1990), 4 – (Massonne, Schreyer, 1987), 5 – (Wu, Zhao, 2006), 6 – (Perchuk, Lavrent'eva, 1983), 7 – (Wu et al., 2004), 8 – результаты, полученные методом “средних *P-T*” по программе THERMOCALC (Powell, Holland, 1994). В конце каждой группы пород приведены *P-T* параметры фонового регионального метаморфизма для исходных пород – метабазитов* и метапелитов** по (Козлов и др., 2012; Лиханов и др., 2021).

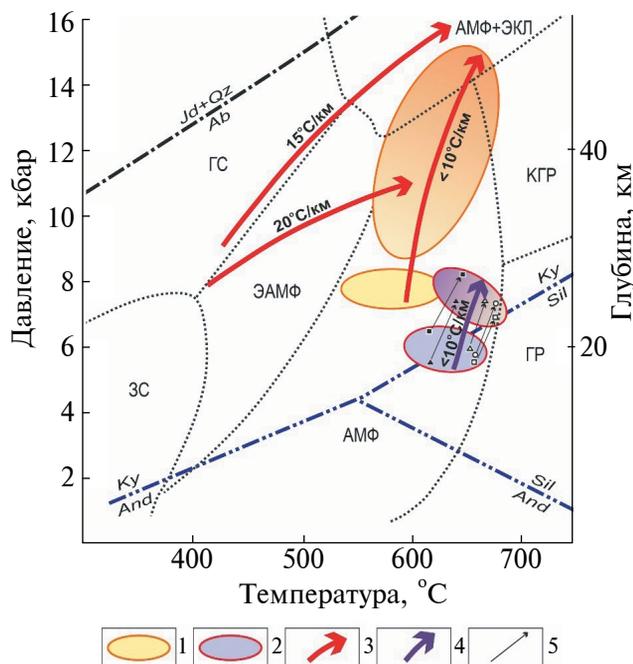


Рис. 6. *P-T* условия и *P-T* тренды эволюции метаморфизма для исходных пород и тектонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны.

1, 2 – *P-T* области исходных гнейсов и развитых по ним тектонитов для пород Заангаря (светло-коричневые) и Ангаро-Канского блока (сиреневые эллипсы); 3, 4 – усредненные по всем использованным геотермобарометрам *P-T* тренды (жирные стрелки) эволюции стресс-метаморфизма со значениями метаморфического градиента. Для метабазатов обр. 3 и 11 с $dT/dH = 15^\circ\text{C}/\text{км}$ и $dT/dH = 20^\circ\text{C}/\text{км}$ соответственно, *P-T* тренды получены методом “средних *P-T*” по программе THERMOCALC; 5 – локальные вариации (тонкие стрелки) *P-T* параметров между реликтовыми гнейсами и тектонитами в разных доменах пород Ангаро-Канского блока; штрихпунктирные линии – положение моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 и равновесия альбит = жадеит + кварц; точечные линии – границы метаморфических фаций для метабазитовой системы, по (Ernst, 2010), где сланцы: зеленые – ЗС, голубые – ГС; эпидотовые амфиболиты – ЭАМФ, амфиболиты – АМФ, гранулиты – ГР, кианитовые гранулиты – КГР, эклогиты – ЭКЛ.

повышение температуры пород за счет магматического тепла, что не согласуется с реконструкциями *P-T* эволюции.

Исходя из результатов термобарометрии и вычисленных *P-T* трендов, поздний этап метаморфизма не сопровождался существенным увеличением температуры и происходил в условиях очень низкого геотермического градиента ($dT/dH < 10^\circ\text{C}/\text{км}$). Поэтому необходимо предложить такой механизм, при котором рост давления происходил в условиях, приближающихся к изотермическим. Это

возможно при быстром надвиге/подвиге блоков при коллизии с последующей быстрой эксгумацией пород (Коробейников и др., 2006; Лиханов, 2020; Jamieson et al., 2002). Теплофизические модели (Shi, Wang, 1987; Karabinos, Ketchum, 1988) показали, что породы нижней плиты приразломной структуры могут подвергаться изотермическому погружению только при повышенной скорости надвига верхней плиты порядка нескольких сотен метров за миллион лет. В соответствии с моделью тектонического утолщения земной коры в результате тепловой инерции температура погруженных на глубину пород не успевает повыситься до равновесной, прежде чем они оказываются поднятыми к поверхности. В этом случае продолжительность постколлизии эксгумации обычно не превышает 15–20 млн лет, что соответствует быстрой скорости подъема метаморфических пород около 500–700 м/млн лет (Likhanov et al., 2015). Эти значения хорошо согласуются со скоростью эксгумации (400 м/млн лет), рассчитанной для коллизионных метаморфических комплексов Заангаря Енисейского кряжа, по результатам термомеханического численного моделирования (Likhanov et al., 2004).

При тектонической интерпретации надвиговых структур Новой Англии в США авторы (Spear et al., 2002) продемонстрировали, что изотермическое погружение могло происходить в средней плите, расположенной между нижней и верхней плитами, если движение по разломам происходило одновременно. Температуры в такой плите при этом остаются относительно постоянными, так как прогрев сверху уравновешивается остыванием снизу. Однако для применения этой модели к рассматриваемому случаю необходимо, чтобы под континентальной плитой находились аллохтонные породы, разделенные еще одним разломом, что противоречит геологической ситуации в регионе.

Также несостоятельна для интерпретации метаморфической эволюции региона модель субизотермического увеличения давления при быстром надвиге пластин с контрастной теплопроводностью и теплогенерацией за счет радиоактивных источников тепла, разработанная для случая коллизионного метаморфизма вблизи Панимбинского надвига Енисейского кряжа (Лиханов и др., 2001).

Так как большинство из приведенных выше моделей не подкреплены геологическими и структурными наблюдениями для изученных пород, мы рассматриваем альтернативный механизм, предусматривающий значительные превышения давления. Имеющиеся оценки отклонения давления от литостатического, т.е. наличие избыточного тектонического давления из-за девиаторного напряжения, указывают на распространенность подобных явлений в различных временных и пространственных масштабах при метаморфизме

и конвергентных процессах, включая столкновение плит (Gerya, 2015). В рассмотренных случаях величины избыточного давления могут сильно изменяться и достигать до 100% от величины литостатического (Pleuger, Podladchikov, 2014) в зависимости от реологии и природы деформированных пород. Реологическая гетерогенность деформирующихся блоков имеет тенденцию усиливать избыточное давление (Schmalholz, Podladchikov, 2014), что наиболее характерно для реологически жестких (сухих) блоков мантийной литосферы (Burov, Yamato, 2008; Faccenda et al., 2009). Однако есть свидетельства, что и небольшие локальные тектонические напряжения могут также способствовать генерации сверхдавлений в бластомилонитах (Li et al., 2010), что подтверждает представления о роли тектонического стресса как дополнительного термодинамического фактора метаморфических преобразований в шовных зонах земной коры.

Наши термобарометрические исследования показывают, что оценки P - T параметров значительно различаются между тектонитами непосредственно внутри ПРСЗ и менее деформированными породами на удалении от нее (табл. 3, 4, рис. 6). Установленные вариации давления могли быть вызваны локальной сдвиговой деформацией в неоднородной среде на позднем этапе метаморфической эволюции.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИМИНЕРАЛЬНОГО ГРАНАТ-АМФИБОЛОВОГО АГРЕГАТА ИЗ БЛАСТОМИЛОНИТОВ ПРСЗ

Для тектонитов Ангаро-Канского и Северо-Енисейского Исаковского и гаревского блоков методами геотермобарометрии установлены два параллельных тренда с ростом давления и почти постоянной температурой (рис. 6). В тектонитах Заангарья и Ангаро-Канского блока локально фиксируются повышенные значения давления в сравнении с фоновыми (литостатическими), определенными для менее деформируемых участков. В исследуемых породах были обнаружены новообразованные высокобарические минеральные ассоциации в условиях фации амфиболовых эклогитов. Из геологических данных следует, что изменения P - T параметров происходили в условиях транспрессии на постсубдукционном этапе, в связи с чем возникает вопрос о механизме генерации высокого давления. Поэтому для обоснования пиковых параметров метаморфизма требуется привлечение подходящей модели, альтернативной субдукционной. В работах (Лиханов, 2020, 2021) было высказано предположение, что локальные касательные напряжения могли быть причиной давления, превышающего литостатическое. Мы считаем, что, как и в отношении температуры, минеральная ассоциация фиксирует общее давление (включая

его нелитостатическую компоненту), независимо от причин, которые его создали. Таким образом, тождественность величин термодинамического и давления, определяемого из тензора напряжений (динамического), в настоящей работе не оспаривается. Для проверки этой гипотезы нами разработан новый подход для описания поведения поликристаллического агрегата, который на основе численного моделирования методами МДТТ позволяет описать условия генерации сверхдавления.

Разработаны две термомеханические численные модели поведения полиминерального агрегата в масштабе шлифа с характерным размером 1×1 см. Первая модель построена для описания эволюции глаукофансодержащих метабазитов Исаковского террейна (Северо-Енисейский кряж) и соответствует P - T трендам с градиентами 15 – $20^\circ\text{C}/\text{км}$ (красные стрелки на рис. 6). Вторая модель отражает эволюцию бластомилонитов в условиях сдвиговых деформаций и соответствует трендам с градиентами $<10^\circ\text{C}/\text{км}$ на P - T диаграмме для бластомилонитов Заангарской и Ангаро-Канской зоны тектонической пластины ПРСЗ (рис. 6).

Цель моделирования состоит в том, чтобы показать, как распределяются напряжения, деформации и давление, испытываемые полиминеральной средой при двух возможных сценариях:

- в условиях постоянного всестороннего однородного давления (9 кбар) и нагревания от 400 до 650°C при отсутствии внешних наложенных деформаций (модель а);

- под воздействием сдвиговых деформаций в течение геологически значимого интервала времени (1 млн лет) и последующей релаксации при постоянном внешнем давлении и температуре (модель б).

Расчетная область в обеих моделях представляет собой цифровой образ изображений шлифов бластомилонитов. Начальная конфигурация модельной среды в двух вариантах показана на рис. 7. Модели (а) и (б) полиминерального агрегата, состоящего из шести минеральных фаз Grt_1 , Grt_2 – гранаты первой и второй генерации, Bt – биотит, Pl – плагиоклаз, Amp – амфибол, Qz – кварц, построены на основе изображений шлифов гранат-амфиболовых бластомилонитов, приведенных на рис. 3е и 3в соответственно. В модели (а) дополнительно рассмотрено влияние наличия мелких включений плагиоклаза, фенгита, амфибола в гранатах первой генерации (крупные зерна на рис. 3а). В качестве аналогов природным гранатам первой и второй генерации мы использовали данные по свойствам граната состава $Pyr_{23}Alm_{20}Grs_{57}$, содержащего до 300 мас. % H_2O (Xu et al., 2013), и состава $Pyr_{31}Alm_{32}Grs_{37}$ (Mei et al., 2010) соответственно.

Решалась система уравнений в двухмерной постановке, включающая уравнение механического

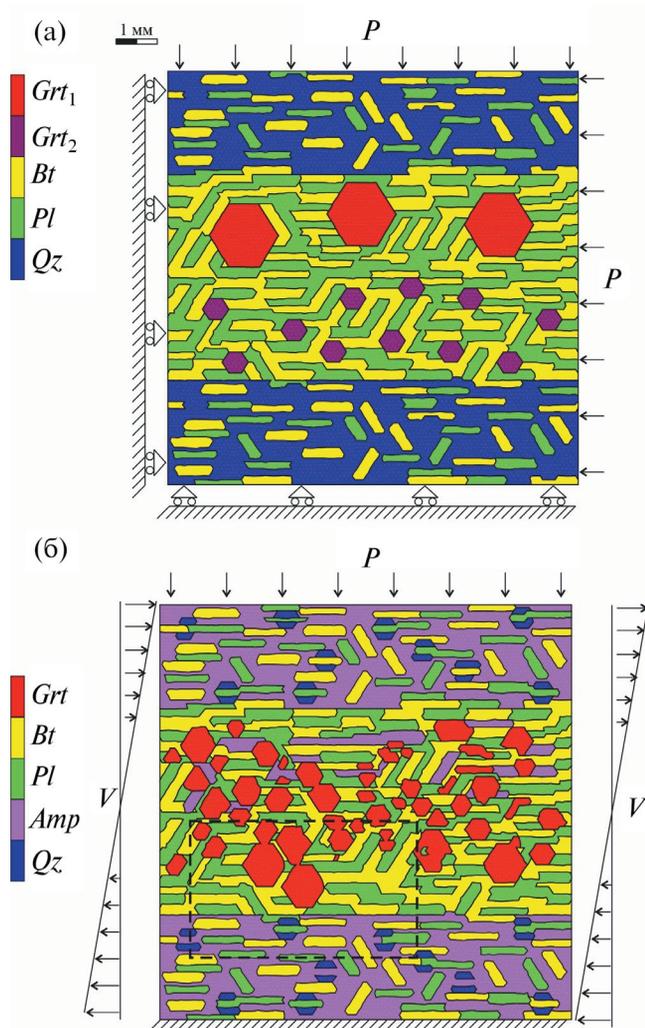


Рис. 7. Две цифровые модели, используемые для термомеханического 2D-моделирования напряженно-деформированного состояния. Полимнеральный агрегат состоит из шести минеральных фаз (шкала обозначений слева): Grt_1 и Grt_2 – гранаты первой и второй генерации, Bt , Pl , Amp и Qz . Размер модельной области 1×1 см.

(а) Модель бластомилонита из Ангаро-Канского блока (обр. 06–1). Показаны граничные условия при отсутствии сдвиговых деформаций. Нижняя и левая границы являются горизонтальной и вертикальной осью симметрии, соответственно, правая и верхняя границы изобарические, подвижные. (б) Модель гранат-амфиболового бластомилонита Северо-Енисейского кряжа (обр. 3). Граничные условия правостороннего сдвига в условиях постоянного внешнего давления (P) и температуры с заданной скоростью перемещениями (V) на боковых границах (горизонтальные стрелки).

равновесия, уравнение теплопроводности и определяющее соотношение, которое описывает реологические свойства материалов. Рассматривалась 2D-постановка связной термомеханической задачи

в приближении плоских деформаций. Численное моделирование выполнялись с использованием пакета программ MSC.Marc с учетом реологических свойств минеральных фаз. Использовалась комбинированная вычислительная сетка из 24 тыс. плоских 3- и 4-угольных элементов с 12 тыс. узлов, средний размер элемента равен 0.1 мм. Подробные формулировки уравнений и описание численного метода приведены в работах (Коробейников и др., 2000; Полянский и др., 2010; Reverdatto et al., 2019) и здесь не повторяются. Реологическое поведение метаморфической породы при умеренных и высоких P - T параметрах описывается законом течения упруго-вязко-пластического тела аналогично (Полянский и др., 2012). Для описания пластического поведения использована модель материала с функцией текучести Друкера–Прагера в виде:

$$f(\sigma) \equiv \alpha J_I + J_{II}^{\frac{1}{2}} - \frac{\sigma_y}{\sqrt{3}} = 0, \quad (1)$$

модифицированная для закона пластичности Мизеса, где J_I и J_{II} – первый и второй инвариант тензора напряжений, α и σ_y – эмпирические константы, аналогичные параметрам сцепления и угла трения в законе Кулона–Мора (Коробейников и др., 2011).

Для описания дислокационной ползучести (крипа) использовался закон течения для модели материала Максвелла (Ranalli, 1995) в виде:

$$\dot{\epsilon}^c = 3^{-\frac{n+1}{2}} 2^{1-n} A \bar{\sigma}^n e^{\frac{H}{RT}}, \quad (2)$$

где $\dot{\epsilon}^c$ – скорость деформации крипа, $\bar{\sigma}^n$ – дифференциальное напряжение, A – масштабный коэффициент, n – показатель нелинейности ($n = 1$ для ньютоновой вязкости), H – энергия активации деформации. Температурная зависимость дифференциального напряжения, способного поддерживаться в конкретной минеральной фазе, приведена на рис. 8, реологические коэффициенты фаз использованы согласно (Wang et al., 2020 и ссылки там). Другие теплофизические свойства минеральных фаз характеризуются параметрами, указанными в табл. 5.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Модель однородного давления в отсутствие деформаций сдвига

Данная модель разработана с целью оценки величины возникающих напряжений при нагревании в отсутствие наложенных деформаций сдвига. Цифровая модель соответствует текстуре породы, показанной на рис. 7а, граничные условия задачи приведены на рис. 7а. Учитывалось наличие включений плагиоклаза, фенгита и других минералов в центрах гранатов первой генерации, моделирующее зональность порфиробластов граната на

рис. 3б. Начальные условия модели соответствуют P - T параметрам субдукционного этапа (9 кбар, 400°C), показанным трендами с градиентами 15 и 20°C/км на рис. 6. В этой модели граничные условия задаются посредством приложения давления к верхней и правой границам области, которые способны перемещаться в зависимости от давления. На левой и нижней границах выполняется условие симметрии, тем самым предполагается периодическая структура полосчатого гранат-амфиболового агрегата бластомилонита.

Задавалось нагревание объема среды от 400 до 650°C. Результаты моделирования приведены на рис. 9. Показаны поля распределения давления (рис. 9а, 9б), эквивалентных деформаций пластичности (рис. 9в) и эквивалентных деформаций ползучести (рис. 9г) на момент окончания нагревания до температуры 650°C. Цветом показаны области превышения давления над литостатическим, светло-серые области на рис. 9а, 9б – участки не превышающие литостатическое давление.

Фрагмент модели постоянного давления без деформаций сдвига, в которой учитывается наличие включений, приведен на рис. 9б. Показано поле неоднородного давления в диапазоне выше литостатического (цветовая шкала в кбар), в сером поле вне гранатов давление не превышает литостатическое. Наблюдается зональность в распределении параметра давления: близкое к литостатическому (9 кбар) в ядерной части граната и повышенное (14–15 кбар) – в краевой.

В терминах механики сплошных сред давление равно среднему значению главных компонент (т.е. первому инварианту) тензора напряжений:

$$P = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}. \quad (3)$$

При росте температуры объем вещества увеличивается ввиду теплового расширения, таким образом, все деформации в среде определяются термической релаксацией вещества на изменение температуры. Ввиду различия в коэффициентах теплового расширения и реологических параметров крипа в разных минералах напряжения и, следовательно, давление и деформации распределены неравномерно. Максимальные деформации испытывают наиболее пластичные материалы: кварц в режиме ползучести (крипа) и биотит в режиме пластичности. Гетерогенное распределение деформаций в полиминеральном агрегате определяется различием в прочности минеральных фаз, характеризующейся кривыми напряжения крипа на рис. 8.

Зерна граната второй генерации (мелкие гранаты и краевые части более крупных) ведут себя как концентраторы высоких напряжений и давления. В крупных гранатах, ядра которых представляют первую генерацию, а каймы – вторую, в краевых

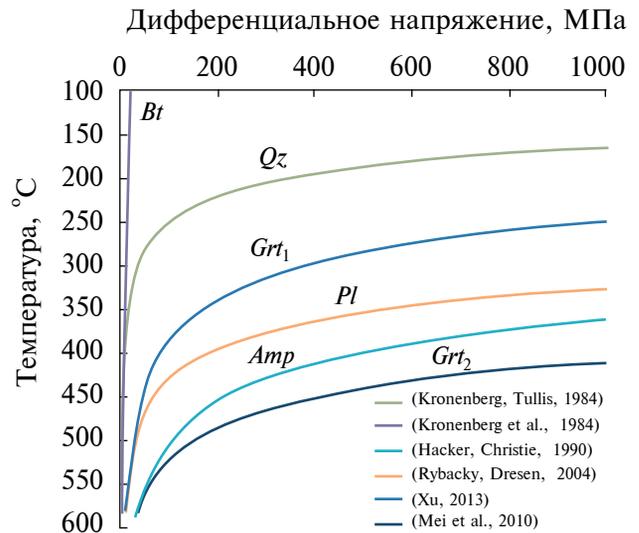


Рис. 8. Экспериментальные кривые, приведенные для скорости деформаций $\epsilon = 10^{-13}$ (1/с) в законе течения (2), показывающие зависимость напряжения от температуры для минеральных фаз, применяемые в моделях. Использованы экспериментальные данные зависимости напряжение–скорость деформации для мономинеральных агрегатов из работ, указанных в легенде (Wang et al., 2020; Полянский и др., 2022).

частях зерен наблюдаются повышенные значения давления (рис. 9а, 9б).

Модель изотермических сдвиговых деформаций

В отличие от предыдущего варианта во второй модели рассматривалась задача генерации напряжений при деформации сдвига при постоянной температуре. Согласно оценкам параметров метаморфизма, по минеральным равновесиям задавалась температура 600°C при всестороннем давлении 7 кбар. Начальные параметры этой модели соответствуют фоновым значениям параметров регионального метаморфизма (табл. 4), т.е. начальным параметрам трендов с градиентами <10°C/км (рис. 6).

Здесь, во второй модели, режим сдвиговых деформаций задается с помощью кинематических условий на боковых границах. Рассматривается условие правостороннего сдвига со скоростью перемещения верхней и нижней границы области ± 0.5 мм/млн лет относительно неподвижных точек в серединах правой и левой боковых границ. Такая скорость соответствует относительному смещению 1 км при ширине сдвиговой зоны 10 км, что соответствует структурным параметрам ПРСЗ.

Результаты моделирования приведены на рис. 10 в виде полей распределения давления (10а, 10г), эквивалентного напряжения (10б, 10д) и деформации

Таблица 5. Теплофизические свойства минералов указаны для 1 ГПа и 500°C, согласно соотношениям в (Hacker, Abers, 2004)

Минерал	Плотность	Модуль Юнга	Коэф. Пуассона	Тепл. расширение	Теплопроводность	Теплоемкость	Параметры крипа			Предел пластичности*
	ρ , кг/м ³	E, ГПа	ν	α (1e-5 1/К)	λ , Вт/м К	C_p , Дж/кг К	A, Па ⁻ⁿ с ⁻¹	H, кДж/моль	n	σ_y , МПа
<i>Grt</i> ₁	4324	234	0.275	4	5.31	693	1.e-32	215	4.5	—
<i>Grt</i> ₂	3593	270	0.23	3.9	3.56	693	2.50e-19	280	3	—
<i>Bt</i>	2804	55.6	0.325	1.3	2.02	819	1.00e-138	51	18	50
<i>Pl</i>	2635	77	0.285	4.6	1.35	780	3.16e-20	235	3	—
<i>Amp</i>	3200	137	0.26	2.8	1.6	807	6.30e-27	244	3.7	—
<i>Qz</i>	2711	946	0.127	6.9	4.3	742	4.00e-21	134	2.6	—

Примечание. Параметры крипа указаны для температурно-зависимого, степенного закона ползучести (крипа) (соотношение 2), где A, H, n – реологические коэффициенты, согласно (Wang et al., 2020 и ссылкам там). Состав гранатов *Pyr*₂₃*Alm*₂₀*Grs*₅₇ (*Grt*₁) и *Pyr*₃₁*Alm*₃₂*Grs*₃₇ (*Grt*₂) (Xu et al., 2013; Mei et al., 2010).

*Предел пластичности Мизеса биотита по (Shea, Kronenberg, 1992).

ползучести (крипа) (10в, 10е). На рис. 10а, 10г показано поле распределения давления, рассчитанного по уравнению (3), которое интересно сравнить с полученными оценками пикового давления с помощью традиционной минеральной термобарометрии. Эти оценки составляют 11–15 кбар в metabазитах и 8–13 кбар в метapelитах (Лиханов и др., 2021). Отметим, что сверхлитостатическое давление охватывает участки зерен граната, плагиоклаза, амфибола, биотита, т.е. фиксируется в минералах, используемых для геобарометрии (см. табл. 4). Области развития максимального давления (темно-серые участки) соответствуют приконтактовым зонам вокруг граната и контролируются ориентацией главных максимальных напряжений. Там, где зерна гранатов расположены вдоль направления максимальных главных напряжений (СЗ-ЮВ направление в координатах шлифа), можно видеть полосы повышенных значений давления. Основная деформация происходит вдоль границ пластинок биотита и амфибола, расположенных параллельно направлению сдвига.

На рис. 11а приведена увеличенная область центральной части рис. 10г с целью детализации картины распределения давления между минеральными фазами. Максимальные значения давления (не менее 18 кбар) достигаются в области между порфиробластами граната, которую занимают минералы матрикса (рис. 11б). В пределах порфиробластов наблюдается зональное распределение давления, с пониженным значением в ядерной части и повышенным – в краевой. В крупных гранатах зональность может не быть концентрической, разделяя зерно на высокобарную и низкобарную область.

Важным вопросом является не только способ генерации сверхдавления в деформированных породах, но и способность поддерживать высокое давление в течение интервала времени, достаточного для его фиксации в стресс-метаморфических минералах. Для этого было проведено тестирование модели при конечной длительности деформации сдвига. Производился расчет, когда деформирование продолжалось 1 млн лет, а затем следовал этап релаксации в течение 2 млн лет в неподвижной среде. На рис. 11в показана эволюция локального динамического давления в точках зерен минералов граната (2, 3, 4), плагиоклаза (1, 7), амфибола (5, 6) и биотита (8, 9), участвовавших при оценках термодинамического давления по геобарометрам (табл. 4). Рассчитанные модельные значения давления могут рассматриваться как результат виртуальной (численной) геобарометрии и сравниваться с традиционным методом минеральных равновесий.

Эволюционные кривые на рис. 11в состоят из двух сегментов – начальные отрезки отражают повышение давления в ходе сдвиговой деформации в интервале от 0 до 1 млн лет (прогрессивный этап), после прекращения деформаций кривые характеризуют снижение давления за счет релаксации напряжений во всех минеральных фазах (регрессивный этап). В течение 2 млн лет устанавливается квазистационарное состояние за счет деформаций крипа по границам и внутри зерен, происходит релаксация напряжений и, соответственно, давления. Пиковые модельные значения давления в разных минеральных фазах составляют от 9 до 18 кбар и затем постепенно снижаются до 9–14.5 кбар. Разница между пиковым давлением

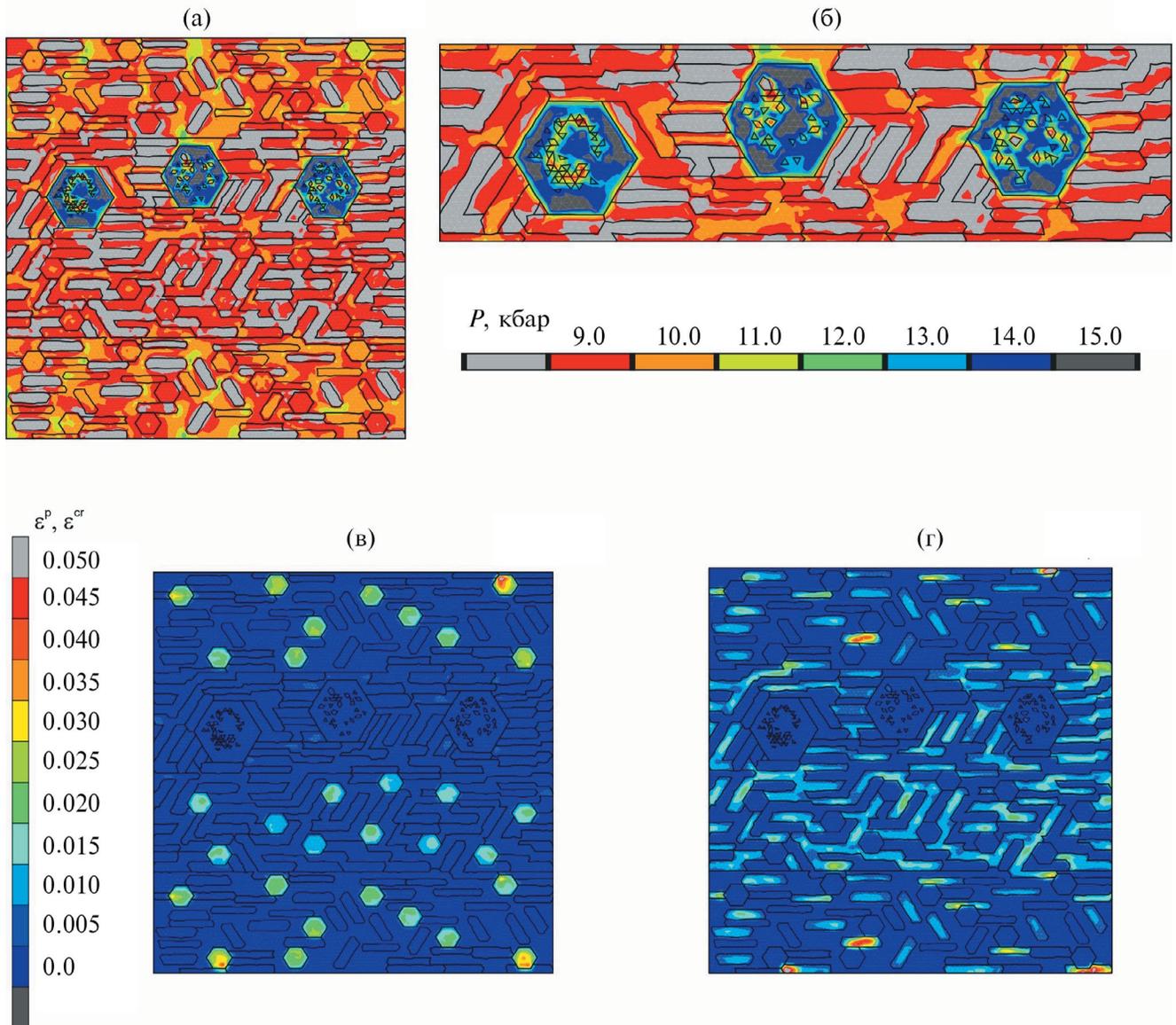


Рис. 9. Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния в поликристаллическом агрегате с учетом наличия включений плагиоклаза и фенгита в гранатах первой генерации при нагревании от 400 до 600°C, внешнем давлении 9 кбар, в отсутствии деформаций сдвига.

(а) Поле распределения давления (среднего главных компонент тензора напряжений), варианты модели с реологией граната (Mei et al., 2010). (б) Фрагмент модели рис. 7а. Показано поле неоднородного давления в диапазоне выше литостатического в цветовой гамме; в сером поле вне порфиробластов граната давление не превышает литостатическое. Шкала давления в кбар. (в) Поле эквивалентных деформаций ползучести, (г) эквивалентных деформаций пластичности.

в момент окончания деформаций и в стационарном состоянии через 3 млн лет не превышает 20%. Снижение давления до значений, предшествующих деформациям, не происходит, что показывают эволюционные кривые всех минеральных фаз. Таким образом, моделирование предсказывает устойчивую картину распределения давления во времени, и это позволяет говорить о возможности существования сверхдавления в геологическом

масштабе времени уже после прекращения сдвиговых деформаций.

Проведена серия расчетов, результаты которых характеризуют возможность генерации свехлитостатического давления при повышенных скоростях деформаций (десятки см/млн лет–м/млн лет), т.е. в условиях, приближающихся к высокоскоростным (сейсмогенным) деформациям. Для этого выполнены расчеты для той же модели,

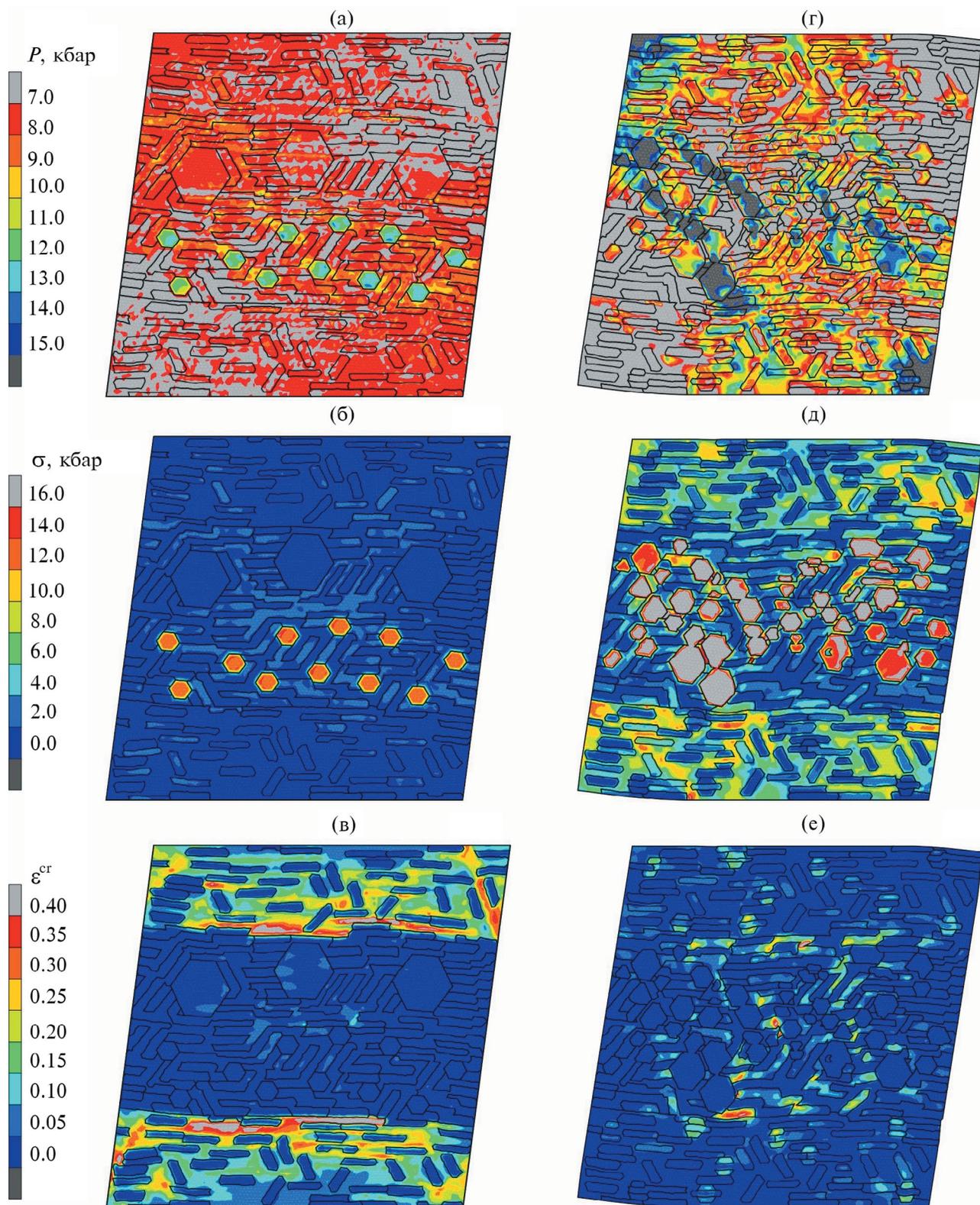


Рис. 10. Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния в поликристаллическом агрегате при сдвиговых деформациях. Картины приведены для длительности деформаций 1 млн лет в поликристаллическом агрегате при температуре 600°C , внешнем давлении 7 кбар и с реологией граната первой (а–в) и второй генерации (г–е); (а, г) – поле распределения давления, кбар; (б, д) – эквивалентного напряжения, кбар; (в, е) – деформации крипа в безразмерных единицах.

показанной на рис. 10г–10е, но со скоростью сдвига на три порядка выше. Перемещения, равные предыдущей модели, достигались на три порядка быстрее, т.е. за 1 тыс. лет. При этом происходило вращение тела как жесткого целого, без деформаций сдвига, а избыточное давление на момент прекращения движения не возникало. Далее тело вязким образом деформировалось и приобретало форму параллелограмма за 100 тыс. лет, возникала картина с наличием локальных областей сверхлитостатического давления, аналогичная “медленной” модели. Таким образом, при скоростях сдвига, близких к сейсмогенным, выбранная реологическая модель материала не соответствует быстропротекающим процессам. В случае высокоскоростных деформаций требуется адекватный выбор описания среды и модификация модели в рамках механики твердого тела, что выходит за рамки настоящей работы.

Было определено, как изменятся оценки избыточного давления в случае деформирования при низких температурах (например, при $T \sim 300^\circ\text{C}$) в режиме хрупких деформаций в верхней коре и, наоборот, при высоких $T \sim 800^\circ\text{C}$, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма, т.е. условиям нижней коры. Мы провели дополнительные численные эксперименты с указанными параметрами. На рис. 12 сравниваются расчеты при 300, 600, 800 $^\circ\text{C}$. Установлено, что при высоких температурах (близких к солидусным для данного состава пород) напряжения релаксируют и сверхдавления не возникают.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Разработанная микромасштабная модель, учитывающая контрастные реологические свойства отдельных минеральных фаз и межзерновое взаимодействие, построена, опираясь на развиваемые в последние годы подходы к решениям задач о роли неоднородного давления/напряжения при деформации метаморфических пород. Особенностью подобного рода задач является определение динамического давления как среднего значения главных компонент тензора напряжений (уравнение (3)) в отличие от классического термодинамического определения. Подобный подход с учетом нелитостатической компоненты (девиаторного стресса) использовался в ряде работ: для решения проблемы определения глубины при метаморфизме (Moulas, 2013; Bauville, Yamato, 2021), при учете гетерогенного давления в задачах минимизации энергии Гиббса (Vrijmoed, Podladchikov, 2015), проблемы влияния тектонического стресса на термодинамическое равновесие (Wheeler, 2018), для задачи о генерации избыточного давления в модели “автоклава” (Vrijmoed et al., 2009) или “мульти-анвильной” модели (Tajchmanova et al., 2014).

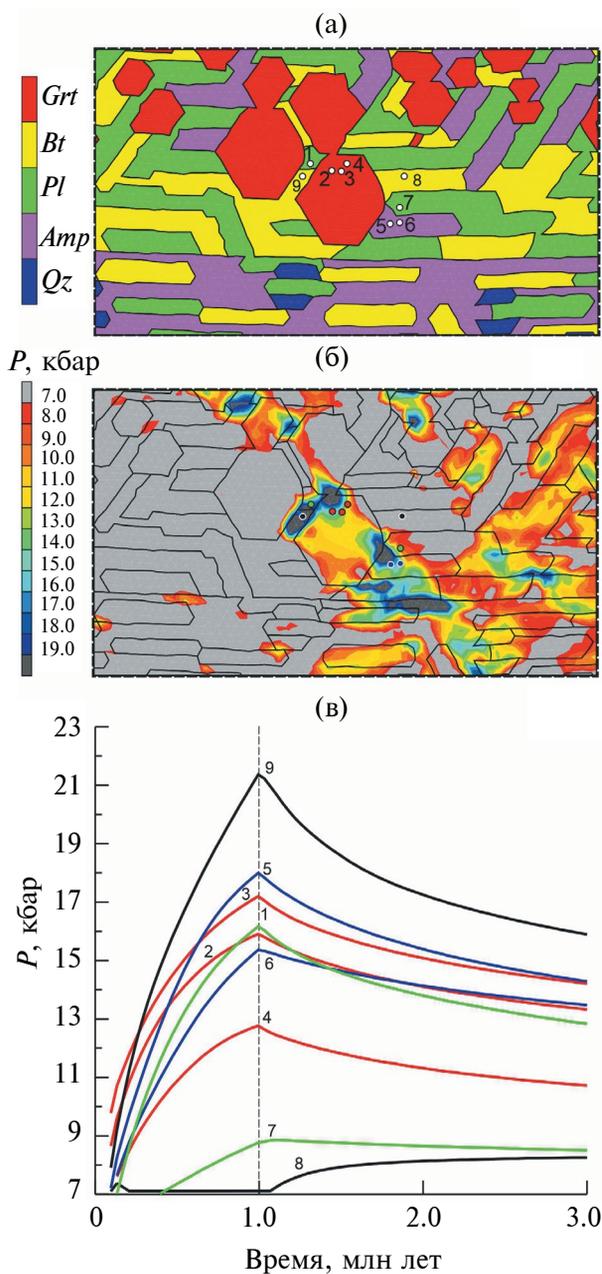


Рис. 11. Результаты моделирования, показывающие эволюцию напряжений после прекращения деформирования. Приведен увеличенный фрагмент модели сдвига (показан пунктирным прямоугольником на рис. 7б) с указанием контуров минеральных зерен (а), областей сверхлитостатического давления (б) (цветовая шкала), (в) эволюционные кривые давления в точках, показанных на рис. (а), на этапе сдвига (0–1 млн лет) и релаксации напряжений после прекращения действия внешних сил (1–3 млн лет).

Мы полагаем, что сравнение разработанной численной модели с оценками P - T параметров по минеральным равновесиям является новым эффективным подходом для верификации гипотезы

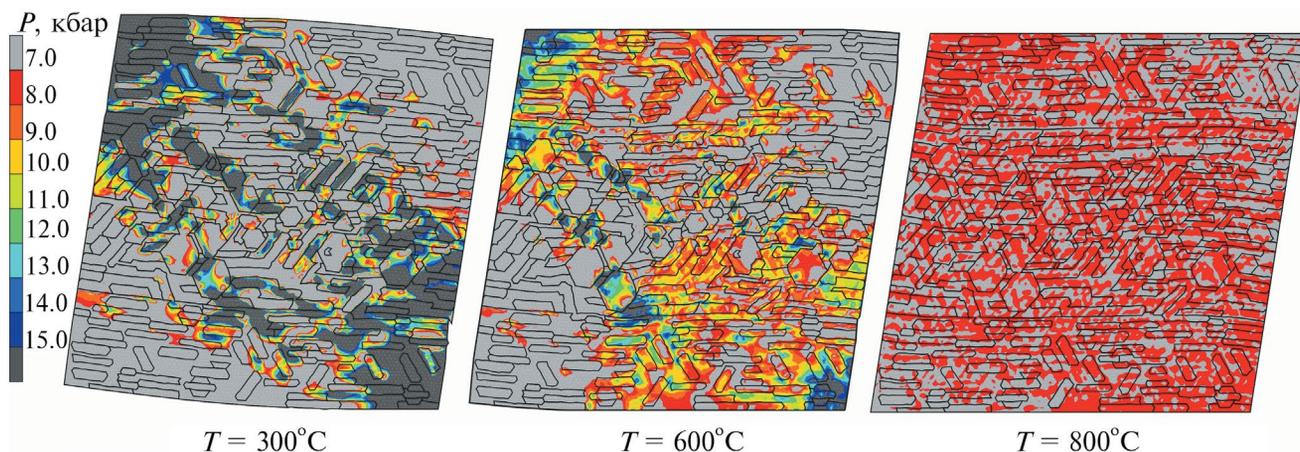


Рис. 12. Сравнение результатов моделирования при разной температуре деформируемой среды: 300, 600 и 800°C. Шкала давления (слева) — единая для трех вариантов.

об избыточном давлении при формировании тектонитов в сдвиговых зонах. Предложенный метод моделирования, по-видимому, является первой попыткой рассмотреть поведение на микроуровне поликристаллического и многоминерального агрегата, несмотря на недостаток экспериментальных реологических данных для ряда минеральных фаз. Наиболее детально изучены основные породообразующие минералы или мономинеральные агрегаты, такие как кварц (природный или синтетический кварцит), плагиоклаз (базальт), амфиболы (амфиболит), кальцит (мрамор), мантийные минералы и породы (гранат, оливин, дунит, эклогит) и др. В то же время для некоторых минеральных фаз экспериментальные данные единичны и показывают значительный разброс параметров, например для слюды (Shea, Kronenberg, 1992; Hacker, Christie, 1990). Модельные ограничения не позволяют в рамках рассматриваемой постановки учесть рост новообразованного граната в процессе нагревания или сдвиговых деформаций. Поэтому мы рассматриваем модели с разным по составу гранатом в предположении о более высоких скоростях минеральных преобразований относительно скорости деформаций и нагревания. Ввиду того, что границы минеральных зерен и цифровой “двойник” метаморфической породы заданы в упрощенном виде, мы не ставили своей задачей получить полное соответствие модельных значений давления и локальных микрондовых определений методом минеральной термобарометрии. Однако полученная картина распределения давления хорошо соответствует геобарометрическим оценкам давления в тектонитах приразломных зон и полосах интенсивных деформаций Енисейского кряжа.

Модель, в которой рассматривается только нагревание без влияния деформаций (модель рис. 7а), показала, что избыточное давление развивается

только в порфиробластах граната как наиболее реологически прочной минеральной фазы. Полученные оценки напряжений в одиночных порфиробластах граната по порядку величины соответствуют наблюдаемым касательным напряжениям 50–350 МПа в гроссуляр-андрадитовых гранатах, вызванных напряжением гетерометрии (несоответствия параметров элементарной ячейки) в зернах с неоднородностями (Shtukenberg et al., 2001). Следует отметить, в остальных минеральных фазах, кроме граната, в модели нагревания в отсутствие сдвиговых деформаций давление не превышало литостатическое. По-видимому, одних термоупругих напряжений недостаточно, чтобы давление в породе оказалось превышенным на 4–5 кбар относительно окружающего. Другая картина наблюдается по результатам численного эксперимента в модели рис. 7б сдвиговой деформации в гранат-амфиболитовых протолитах бластомилонитов. Различия в картине распределения на рис. 10а и 10г говорит о том, что избыточное давление существенно зависит от состава минералов (в рассмотренном примере от граната). Так, максимальное избыточное давление достигает $\Delta P = 2\text{--}3$ и $4\text{--}5$ кбар в моделях с гранатами первой и второй генерации. Детальный анализ влияния составов минералов твердых растворов, однако, выходит за рамки настоящей статьи. Обзор современных работ по этому направлению и обсуждение о применимости экспериментальных результатов для описания природных сред приведено в (Wang et al., 2020).

Наличие водного флюида как самостоятельной фазы в модели не учитывается ввиду вычислительных ограничений из-за огромного контраста вязкости минеральной и флюидной фаз. Однако влияние флюида на качественном уровне вполне очевидно из экспериментальных данных о влиянии на вязкость и скорость деформации крипа в водных

и безводных условиях, а также в присутствии и без расплава. Так, по данным (Mei et al., 2002), отношение скорости крипа для образцов, деформированных при водонасыщенных условиях, к скорости деформаций того же вещества в безводных условиях составляет 10–20 в режиме дислокационной ползучести. Это означает, что при деформациях в водонасыщенных условиях материал становится более текучим и напряжения будут сильнее релаксировать. Соответственно, следует ожидать, что сверхдавления в последнем случае не возникнет или их величина будет незначительна. Аналогичный эффект оказывает связанная вода, присутствующая в минералах. Например, в случае граната в экспериментах (Xu et al., 2013) разница напряжений в сухом и влажном гранате достигает почти порядка величины при одинаковой скорости деформаций.

Интересно сравнить полученные результаты с моделированием условий неоднородного давления в среде с наличием единичного жесткого включения или пары жестких порфириобластов граната в мягком кварц-полевошпатовом матриксе (Tajchmanova et al., 2015; Vrijmoed, Podladchikov, 2015). Важно отметить, что учет неоднородно-слоистой текстуры породы с наличием множества порфириобластов в поликристаллическом матриксе позволяет установить, что область избыточного давления может захватывать матрикс, а не ограничиваться самой прочной минеральной фазой либо жестким включением.

Полученные распределения нелитостатического давления при стресс-метаморфизме в гранат-амфиболовых тектонитах и оценки его максимальной величины позволяют предложить новые свидетельства неоднородности давления в природных минеральных ассоциациях. Полученные результаты согласуются с численными экспериментами, согласно которым динамическое давление, генерированное в зонах пластического сдвига, в 1.4–2 раза превышало литостатическое (Тен, 1993; Moulas, 2013; Petrini, Podladchikov, 2000; Schmalholz, Podladchikov, 2013). Эти результаты вносят вклад в дискуссию о возможных причинах нелитостатического давления, а также в решение проблемы соответствия давления и глубины проявления метаморфических процессов (Moulas et al., 2013; Gerya, 2015).

ВЫВОДЫ

На основании предложенной оригинальной модели напряженно-деформированного состояния полиминерального вещества показана возможность превышения давления над литостатическим в локальном масштабе в породах, попавших в условия сдвиговых деформаций. Для тектонитов южного и северного сегментов ПРСЗ получены значения максимального избыточного давления от 2–3 до

4–5 кбар, что составляет от 25 до 50% от литостатического. Обязательным условием для генерации сверхдавления в породе должно быть наложение деформации сдвига на структурно-неоднородные породы.

Показано, что избыточные давления могут сохраняться в локальном объеме вещества в геологическом масштабе времени, достаточном для их фиксации в метаморфических минералах.

Используя результаты моделирования эволюции бластомилонитов ПРСЗ, можно заключить, что сверхлитостатическое давление на стадии син-деформационного метаморфизма возможно при температурах 600–650°C и не достигающих 800°C; наличие флюида или частичного расплава препятствуют возникновению сверхдавления. Величина избыточного давления за счет напряжений сдвига зависит от минерального состава и структуры породы.

Благодарности. Авторы благодарят чл.-корр. РАН Ю. А. Морозова, профессора, А. Л. Перчука и канд. геол.-мин. наук П. Я. Азимова за ценные обсуждения, замечания и интерес к выполненному исследованию.

Источники финансирования. Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018), с дополнительной поддержкой полевых работ по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Петров В.П. Локальные вариации *PT*-параметров тектонометаморфизма в зоне пластического сдвига // Докл. АН. 1998. Т. 361. № 3. С. 370–374.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 169–181.
- Качевский Л.К. Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (второе издание). Красноярск: ПГО Красноярскгеология, 2002. 200 с.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектоно-метаморфическая эволюция габрevesкого полиметаморфического комплекса как свидетельство проявления гренвилльских событий на западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476–1496.
- Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палесубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. Т. 54. № 1. С. 62–78.

- Коробейников С.Н.* Нелинейное деформирование твердых тел. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 262 с.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И. и др.* Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 4. С. 512–516.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Ревердатто В.В. и др.* О влиянии выбора реологического закона на результаты компьютерного моделирования субдукции плит // Сиб. журн. вычисл. математики. 2011. Т. 14. № 1. С. 71–90.
- Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смольская А.И.* Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44–68.
- Лиханов И.И.* Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- Лиханов И.И.* Свидетельства гренвилльских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология. 2023. Т. 31. № 1. С. 49–80.
- Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В. и др.* Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метапелитов вблизи Панимбинского надвига (Енисейский кряж): минеральные ассоциации, *P-T* параметры и тектоническая модель // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1205–1220.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д.* Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизийных событий на западной окраине Сибирского кратона // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 2. С. 199–203.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. и др.* *P-T-t* реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1031–1056.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В. и др.* Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А.* Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018а. Т. 52. № 1. С. 28–51.
- Лиханов И.И., Крылов А.А., Рень Ж.-Л.* Приразломные тектониты Енисейского кряжа. Статья 1: геолого-структурные, минералогические и геохронологические свидетельства полиметаморфизма // Вест. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2018б. № 2. С. 56–71.
- Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С.* Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55. № 1. С. 41–65.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В.* Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016а. Т. 57. № 2. С. 312–332.
- Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И. и др.* Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа) // Геология и геофизика. 2016б. Т. 57. № 11. С. 1992–2014.
- Перчук Л.Л., Геря Т.В., ван Ринен Д.Д., Смит С.А.* *P-T* тренды и проблемы высокотемпературного полиметаморфизма // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 131–167.
- Полянский О.П., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В.* Компьютерное моделирование гранитоидного диапиризма в земной коре: контролирующие факторы, длительность и температурный режим // Петрология. 2010. № 4. С. 450–466.
- Полянский О.П., Коробейников С.Н., Бабичев А.В., Ревердатто В.В.* Формирование и подъем мантийных диапиров через литосферу кратонов на основе численного термомеханического моделирования // Петрология. 2012. Т. 20. № 2. С. 136–155.
- Полянский О.П., Бабичев А.В., Семенов А.Н., Ревердатто В.В.* Моделирование теплогенерации при трении и вязкопластической деформации на примере Приенисейской сдвиговой зоны (Восточная Сибирь) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 4. С. 909–928.
- Полянский О.П., Ножкин А.Д., Сокол Э.В. и др.* Псевдотахилиты Главного Анабарского разлома (Северная Якутия) – петрологические и хронологические индикаторы плавления при высокоскоростных тектонических деформациях // Докл. АН. 2022. Т. 503. № 1. С. 18–25.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Савко К.А.* Палеопротерозойский гранитоидный магматизм в тектонической истории Ангаро-Канского блока юго-западного обрамления Сибирской платформы // Докл. АН. 2020. Т. 490. № 2. С. 39–44.
- Тен А.А.* Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного эксперимента) // Докл. АН. 1993. Т. 328. № 3. С. 322–324.

- Aerden D.G.A.M., Bell T.H., Puga E. et al.* Multi-stage mountain building vs. relative plate motions in the Betic Cordillera deduced from integrated microstructural and petrological analysis of porphyroblast inclusion trails // *Tectonophysics*. 2013. V. 587. P. 188–206.
- Bauville A., Yamato P.* Pressure-to-depth conversion models for metamorphic rocks: Derivation and applications // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2021. V. 22. e2020GC009280.
- Beaumont C., Jamieson R.A., Nguyen M.H., Lee B.* Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation // *Nature*. 2001. V. 414. P. 738–742.
- Bell T.H., Rieuwers M.T., Cihan M. et al.* Inter-relationships between deformation partitioning, metamorphism and tectonism // *Tectonophysics*. 2013. V. 587. P. 119–132.
- Brown E.H.* High-pressure metamorphism caused by magma loading in Fiordland, New Zealand // *J. Metamorph. Geol.* 1996. V. 14. P. 441–452.
- Burg J.-P., Gerya T.V.* The role of viscous heating in Barrovian metamorphism: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps // *J. Metamorph. Geol.* 2005. V. 23. P. 75–95.
- Burg J.-P., Schmalholz S.M.* Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 274. P. 189–203.
- Burov E., Yamato P.* Continental plate collision, *P-T-t-z* conditions and unstable vs. stable plate dynamics: insights from thermo-mechanical modeling // *Lithos*. 2008. V. 103. P. 178–204.
- Chu X., Ague J.J., Podladchikov Y.Y., Tian M.* Ultrafast eclogite formation via melting-induced overpressure // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 479. P. 1–17.
- Dale J., Holland T., Powell R.* Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 140. P. 353–362.
- El-Shazly A.E.K.* Petrology of lawsonite-pumpellyite, and sodic amphibole-bearing metabasites from northeast Oman // *J. Metamorph. Geol.* 1994. V. 12. P. 23–48.
- Ernst W.G.* Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist *P-T* paths // *Geology*. 1988. V. 16. P. 1081–1084.
- Evans B.W.* Phase relations of epidote-blueschists // *Lithos*. 1990. V. 25. P. 3–23.
- Faccenda M., Gerya T.V., Burlini L.* Deep slab hydration induced by bending related variations in tectonic pressure // *Nature Geosci.* 2009. V. 2. P. 790–793.
- Fornash K.F., Cosca V.F., Whitney D.L.* Tracking the timing of subduction and exhumation using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phengite ages in blueschist- and eclogite-facies rocks (Sivrihisar, Turkey) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. V. 171. P. 67.
- Gerya T.* Tectonic overpressure and underpressure in lithospheric tectonics and metamorphism // *J. Metamorph. Geol.* 2015. V. 33. P. 785–800.
- Hacker B.R., Abers G.A.* Subduction Factory 3: An Excel worksheet and macro for calculating the densities, seismic wave speeds, and H₂O contents of minerals and rocks at pressure and temperature // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2004. V. 5. Q01005. <https://doi.org/10.1029/2003GC000614>
- Hacker B.R., Christie J.M.* Brittle/ductile and plastic/cataclastic transitions in experimentally deformed and metamorphosed amphibolite // *Geophys. Monograph Ser.* 1990. V. 56. P. 127–147.
- Holdaway M.J.* Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // *Amer. Mineral.* 2000. V. 85. P. 881–889.
- Holland T.J., Blundy J.D.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase geothermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 433–447.
- Holland T.J., Powell R.* An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.* 1998. V. 16. P. 309–343.
- Jamieson R.A., Beaumont C., Nguyen M.H., Lee B.* Interaction of metamorphism, deformation and exhumation in large convergent orogens // *J. Metamorph. Geol.* 2002. V. 20. P. 9–24.
- Karabinos P., Ketchum R.* Thermal structure of active thrust belts // *J. Metamorph. Geol.* 1988. V. 6. P. 559–570.
- Kelsey D.E.* On ultrahigh-temperature crustal metamorphism // *Gondwana Res.* 2008. V. 13. P. 1–29.
- Kohn M.J., Spear F.S.* Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz // *Amer. Mineral.* 1989. V. 74. P. 77–84.
- Kohn M.J., Spear F.S.* Two new barometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont // *Amer. Mineral.* 1990. V. 75. P. 89–96.
- Kohn M.J., Spear F.S.* Error propagation for barometers // *Amer. Mineral.* 1991. V. 76. P. 138–147.
- Li Z.H., Gerya T.V., Burg P.* Influence of tectonic overpressure on *P-T* paths of HP-UHP rocks in continental collision zones: thermomechanical modeling // *J. Metamorph. Geol.* 2010. V. 28. P. 227–247.
- Likhanov I.I.* Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2019. V. 478. P. 89–115.
- Likhanov I.I.* Provenance, age and tectonic settings of rock complexes (Transangarian Yenisey Ridge, East Siberia): Geochemical and geochronological evidence // *Geosciences (Switzerland)*. 2022. V. 12. № 11. P. 402.

- Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precamb. Res.* 2017. V. 300. P. 315–331.
- Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precamb. Res.* 2019. V. 328. P. 128–145.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S. et al.* Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // *Lithos.* 2001. V. 58. P. 55–80.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *J. Metamorph. Geol.* 2004. V. 22. P. 743–762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. et al.* P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 113. P. 391–410.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos.* 2018. V. 304–307. P. 468–488.
- Mancktelow N.S.* Tectonic pressure: Theoretical concepts and models // *Lithos.* 2008. V. 103. P. 149–177.
- Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M.* Blueschists and eclogites of the world and their exhumation // *Int. Geol. Rev.* 1996. V. 38. P. 485–594.
- Massonne H.J., Schreyer W.* Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 96. P. 212–224.
- Mei S., Suzuki A.M., Kohlstedt D.L., Xu L.* Experimental investigation of the creep behavior of garnet at high temperatures and pressures // *J. Earth Sci.* 2010. V. 21. P. 532–540.
- Moulas E., Podladchikov Y.Y., Aranovich L.Y., Kostopoulos D.* The problem of depth in geology: When pressure does not translate into depth // *Petrology.* 2013. V. 21. № 6. P. 577–587.
- Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V.* Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite // *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions.* Berlin–Heidelberg–New York: Springer, 1983. P. 199–239.
- Petrini K., Podladchikov Y.Y.* Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust // *J. Metamorph. Geol.* 2000. V. 18. P. 67–77.
- Pleuger J., Podladchikov Y.Y.* A purely structural restoration of the NFP20-east cross section and potential tectonic overpressure in the Adula nappe (central Alps) // *Tectonics.* 2014. V. 33. P. 656–685.
- Powell R., Holland T.J.B.* Optimal geothermometry and geobarometry // *Amer. Mineral.* 1994. V. 79. P. 120–133.
- Price N.J., Cosgrove J.W.* *Analysis of Geological Structures.* Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 502 p.
- Ranalli G.* *Rheology of the Earth.* London: Chapman & Hall, 1995. 413 p.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P. et al.* Causes, geodynamic factors and models of metamorphism // *The Nature and Models of Metamorphism.* Switzerland: Springer Geology, 2019. Cham. P. 83–228. https://doi.org/10.1007/978-3-030-03029-2_3
- Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y.* Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for exhumation of high-pressure rocks // *Geoph. Res. Lett.* 2013. V. 40. P. 1984–1988.
- Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y.* Metamorphism under stress: The problem of relating minerals to depth // *Geology.* 2014. V. 42. P. 733–734.
- Shea W., Kronenberg A.K.* Rheology and deformation mechanisms of an isotropic mica schist // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. B11. P. 15201–15237.
- Shi Y., Wang C.* Two-dimensional modeling of the P-T paths of regional metamorphism in simple overthrust terranes // *Geology.* 1987. V. 15. P. 1048–1051.
- Shtukenberg A.G., Punin Yu.O., Frank-Kamenetskaya O.V. et al.* On the origin of anomalous birefringence in grandite garnets // *Mineral. Mag.* 2001. V. 65. № 3. P. 445–459.
- Spear F.S.* NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: an empirical model // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. V. 72. P. 33–41.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T., Florence F.* Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England // *J. Petrol.* 2002. V. 43. P. 2097–2120.
- Tajchmanova L., Podladchikov Y., Powell R. et al.* Grain-scale pressure variations and chemical equilibrium in high-grade metamorphic rocks // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. P. 195–207.
- Tajchmanova L., Vrijmoed J., Moulas E.* Grain-scale pressure variations in metamorphic rocks: implications for the interpretation of petrographic observations // *Lithos.* 2015. V. 216–217. P. 338–351.
- Triboulet C.* The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-Na-H₂O. 1. An empirical calibration // *J. Metamorph. Geol.* 1992. V. 10. P. 545–556.
- Vrijmoed J.C., Podladchikov Y.Y.* Thermodynamic equilibrium at heterogeneous pressure // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015. V. 170. P. 10. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1156-1>

- Vrijmoed J.C., Podladchikov Y.Y., Andersen T.B., Hartz E.H.* An alternative model for ultra-high pressure in the Svartberget Fe-Ti garnet-peridotite, Western Gneiss Region, Norway // *Eur. J. Mineral.* 2009. V. 21. P. 1119–1133.
- Wang Z.H., Shi F., Zhang J.F.* Effects of water on the rheology of dominant minerals and rocks in the continental lower crust: a review // *J. Earth Sci.* 2020. V. 31. № 6. P. 1170–1182.
- Wheeler J.* The effects of stress on reactions in the Earth: Sometimes rather mean, usually normal, always important // *J. Metamorph. Geol.* 2018. V. 36. № 4. P. 439–461.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Winkler H.G.F.* Petrogenesis of metamorphic rocks. New York: Springer-Verlag, 1976. 348 p.
- Wu C.M., Zhang J., Ren L.D.* Empirical garnet–biotite–plagioclase–quartz (GBPQ) geobarometry in medium–to high–grade metapelites // *J. Petrol.* 2004. V. 45. P. 1907–1921.
- Wu C.M., Zhao G.C.* Recalibration of the garnet–muscovite geothermometer and the garnet–muscovite–plagioclase–quartz geobarometer for metapelitic assemblages // *J. Petrol.* 2006. V. 47. P. 2357–2368.
- Xu L., Mei Sh., Dixon N. et al.* Effect of water on rheological properties of garnet at high temperatures and pressures // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 379. P. 158–165.
- Zuza A.V., Levy D.A., Mulligan S.R.* Geologic field evidence for non-lithostatic overpressure recorded in the North American Cordillera hinterland, northeast Nevada // *Geosci. Frontiers.* 2022. V. 13. 101099.

Fault Tectonites of the Yenisei Shear Zone (Yenisei Ridge): Evidence and Thermomechanical Numerical Model of Generation of Tectonic Overpressure

O. P. Polyansky¹, I. I. Likhanov¹, A. V. Babichev¹, P. S. Kozlov¹, S. V. Zinoviev¹, V. G. Sverdlova¹

¹ *Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch,*

Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

Based on the proposed numerical model of the stress-strain state of polymineral rocks, which describes the formation of blastomylonites in the Yenisei Regional Shear Zone (PRSZ) in the Yenisei Ridge, the possibility of local tectonic overpressure exceeding the lithostatic pressure in rocks subjected to shear deformations is shown. For tectonites of the southern (Angara-Kan block) and northern (Isakovka terrane and Garevka complex) segments of the PRSZ, estimates of the maximum overpressure were obtained from 2–3 to 4–5 kbar, which range from 25 to 50% of the lithostatic pressure. It is shown that excess pressures can be preserved in a local volume on a geological time scale sufficient for their fixation in metamorphic minerals. Model values of overlithostatic pressure in garnet-amphibole tectonites and geobarometric estimates of peak values during stress metamorphism allow us to offer new evidence of pressure inhomogeneity in natural mineral associations. Using the results of numerical modeling for the evolution of fault metabasite blastomylonites, it was established that the overpressure at the stage of syn-deformation metamorphism in the shear zone are possible at temperatures up to 600–650°C and not reaching 800°C; the presence of fluid or partial melt prevents the occurrence of overpressure. The amount of excess pressure due to shear stresses depends on the mineral composition and structure of the rock.

Keywords: overlithostatic pressure, numerical modelling, fault tectonites, geothermobarometry, rheology, Yenisei Ridge

УДК 550.4:552.11

РАСТВОРИМОСТЬ ХЛОРА В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ: НОВЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СМЕШЕНИЯ¹

© 2024 г. Л. Я. Аранович^{a, b, *}, М. А. Голунова^{a, b}, Дж. А. Д. Коннолли^c, М. В. Иванов^d

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва, Россия

^bИнститут экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского, Черноголовка, Московская обл., Россия

^cInstitute of Geochemistry and Petrology, Swiss Federal Institute of Technology, CH-8092 Zurich, Switzerland

^dИнститут геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: lyaranov@igem.ru

Поступила в редакцию 22.06.2023 г.

После доработки 24.08.2023 г.

Принята в публикацию 16.09.2023 г.

В температурном интервале 900–1200°C при 4 кбар получены новые экспериментальные данные по растворимости Cl в гаплогбазальтовых расплавах эвтектических составов диопсид (*Di*)–альбит (*Ab*) и *Di*–анортит + кварц в равновесии с водно-солевыми флюидами H₂O–NaCl–CaCl₂. Установлено, что с возрастанием концентрации NaCl во флюиде растворимость Cl в гаплогбазальтовом расплаве снижается. Получены данные по распределению Ca и Na между расплавом и флюидом, позволяющие моделировать эволюцию Ca/Na отношения в ходе кристаллизации базальтовых расплавов. Результаты этих экспериментов, а также полученные ранее данные по плавлению модельного гранита в присутствии рассолов (Na, K)Cl (Aranovich et al., 2013) использованы для расчета термодинамических параметров солевых частиц (NaCl, KCl, CaCl₂) в силикатных расплавах. Показано, что в гаплогранитном расплаве растворимость Cl уменьшается с ростом K/Na отношения в расплаве и флюиде. При высоком давлении (10 кбар) растворимость Cl в модельном граните возрастает с увеличением содержания H₂O. Расчеты для простейшей флюидно-магматической системы *Ab*–H₂O–NaCl указывают на сложность фазовых отношений и, соответственно, эволюции содержания H₂O и NaCl в расплаве. Эта сложная эволюция прослежена на примере данных по составу расплавных и флюидных включений в кварце гранитов Верхнеурмийского массива Баджальской вулcano-плутонической зоны.

Ключевые слова: силикатный расплав, растворимость хлора, водно-солевой флюид, эксперимент, флюидно-магматическая эволюция

DOI: 10.31857/S0869590324010043

ВВЕДЕНИЕ

Хлор, наряду с H₂O, CO₂, S и F, является одним из важнейших летучих компонентов, растворенных в магмах. Во флюидно-магматических системах влияние хлора на фазовые равновесия (Filiberto, Treiman, 2009; Аранович, 2017), эволюцию магматогенных флюидов (Луканин, 2015, 2016) и метасоматические преобразования (Aranovich, Safonov, 2018; Kusebauch et al., 2015; Safonov, Aranovich, 2014) намного превосходит его сравнительно

незначительную планетарную распространенность (Patiño Douce et al., 2011). Хлоридные лиганды определяют растворимость большинства рудных металлов во флюидах магматогенных месторождений (Рубцова и др., 2023 и ссылки там). Присутствие Cl и его растворимых солей также контролирует кислотность–щелочность (pH) магматогенного флюида (Holland, 1972; Рябчиков, 1975). Вариации этого параметра, обусловленные процессами магматической дифференциации на фоне остывания и/или подъема расплавов, а также вызванные взаимодействием магматогенного флюида с вмещающими породами и экзогенными растворами, оказывают первостепенное влияние на метасоматоз и перенос, и осаждение рудных металлов.

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590324010089 для авторизованных пользователей.

Растворимость Cl в силикатных расплавах исследовалась в многочисленных экспериментальных работах (Webster et al., 2015; Dolejš, Zajacz, 2018; Чевычелов, 2019; Hsu et al., 2019; Thomas, Wood, 2023 и ссылки там). На основе большого набора экспериментальных данных, полученных для сложных по составу систем, предложены эмпирические уравнения, описывающие растворимость Cl как функцию температуры, давления и состава кислых (Луканин, 2015; Dolejš, Zajacz, 2018) и основных (Webster et al., 2015; Thomas, Wood, 2023) расплавов. В работе (Witham et al., 2012) была предложена модель разделения Cl между расплавами основного состава и сложным C-O-H-S-Cl флюидом. Гораздо менее изученным является распределение катионов между флюидами и хлорсодержащими расплавами – проблема, имеющая принципиальное значение для моделирования эволюции состава флюида, отделяющегося при магматической дегазации. Отсутствуют и модели растворимости хлора в расплавах, которые можно было бы использовать в наиболее распространенных петрологических пакетах программ по расчетам фазовых равновесий в природных системах, что затрудняет или делает невозможным строгий учет эволюции флюидно-магматических систем.

В настоящей работе представлены новые экспериментальные данные по растворимости Cl в гаплогбазальтовых расплавах в зависимости от состава и концентрации хлоридов с известными значениями активности солей во флюидной фазе и оценки распределения Ca и Na между расплавом и водно-солевым флюидом. Эти данные, наряду с полученными ранее результатами экспериментов по плавлению модельного гранита в присутствии водных растворов (K, Na)Cl (Aranovich et al., 2013), использованы для создания термодинамической модели силикатных расплавов, содержащих хлориды K, Ca и Na, и для оценки распределения Ca и Na между базальтовым расплавом и флюидом и K и Na – между гранитным расплавом и флюидом, что принципиально важно для реконструкции эволюции состава флюида, отделяющегося от магмы в процессе кристаллизации, а также для понимания характера метасоматических процессов, протекающих при взаимодействии вмещающих пород с магматоге́нным флюидом.

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Техника эксперимента

Эксперименты проводили на установке высокого газового давления с внутренним нагревом, с использованием Ag в качестве среды, передающей давление. Давление измерялось с помощью трубчатого манометра с точностью ± 20 МПа. Все опыты проведены при давлении 400 МПа. Температура

в ходе опытов измерялась с помощью двух Pt-PtRh10 термопар, горячие спаи которых были расположены на верхнем и нижнем концах медного контейнера, в который помещали от четырех до шести Pt-ампул размером $50 \times 5 \times 0.2$ мм с исходными веществами. Контроль и регулировка температуры в ходе опытов осуществлялись автоматически с помощью терморегулятора “Минитерм”, точность определения температуры в опытах составляла $\pm 5^\circ\text{C}$. Опыты проведены в температурном интервале 900–1200°C. Продолжительность опытов составляла 5 дней, что достаточно для достижения равновесия в исследуемой системе (Шапошников, Аранович, 2015).

Исходные вещества

В качестве исходных веществ в опытах использовали стекла, по составу соответствующие эвтектикам диопсид (Di)–анортит (An) ($Di_{58}An_{42}$, мас. %) с переменным содержанием кварца (0–20 мас. % Qtz), Di–альбит (Ab) ($Di_{11}Ab_{89}$, мас. %) и $Di_{11}Ab_{89} + 2$ мас. % NaCl. Стекла соответствующего состава наплавляли в открытых Pt-ампулах при 1450°C в высокотемпературной трубчатой печи (Borisov, Aranovich, 2019) в течение 24 ч из смесей реактивов Na_2CO_3 , Al_2O_3 , SiO_2 , $CaCO_3$, $Mg(OH)_2$ и NaCl (все марки х.ч.), тщательно смешанных в агатовой ступке с ацетоном в необходимой пропорции. Приготовленные таким образом стекла (25–30 мг) и необходимое количество деионизированной H_2O и тщательно просушенную перед загрузкой соль (NaCl или $CaCl_2$) загружали в Pt-ампулы. Загрузка осуществлялась весовым методом. Все взвешивания проводились на аналитических весах Mettler-Toledo, воспроизводимость которых составляет ± 0.02 мг. После загрузки ампулы заваривали электродуговой сваркой в Ag и взвешивали, чтобы убедиться в отсутствии потери веса при заварке. Условия опытов и весовые соотношения исходных веществ приведены в табл. 1. От 4 до 6 ампул одновременно помещались в аппарат высокого давления. Закалка опытов осуществлялась при помощи быстрого сброса ампул в холодную воду. После опытов ампулы высушивали и взвешивали для контроля отсутствия потери веса.

Анализ продуктов опытов

Содержимое ампул после опытов (силикатные стекла и растворы) тщательно собирали в чашки Петри. Растворы отбирали методом декантации, собирали в мерные пробирки и доводили до аликвоты 5 ± 0.1 мл добавлением необходимого количества деионизированной H_2O . Анализ растворов на содержание катионов натрия выполнен методом фотометрии пламени на пламенном

Таблица 1. Условия опытов по растворимости Cl в гаплобазальтовых расплавах при 4 кбар

Номер опыта	T, °C	Исходное стекло	Стекло	CaCl ₂	NaCl	H ₂ O
1-3	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	29.9	3		13.5
1-4	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉ + NaCl	30	3		13.7
1-7	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	29.9		2	17.2
1-8	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉ + NaCl	30		2	17.2
2-1	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	24.8		4.9	17.1
2-2	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	25		8	17.2
2-3	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	25.3		12.1	17.1
2-4	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉ + NaCl	25.2		4.9	17
2-5	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉ + NaCl	25.4		8.2	17
2-6	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉ + NaCl	24.8		12	17
2-7	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	25.1	7.2		14.2
2-8	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	25	10		14.1
2-9	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	25.1	15.1		14
2-10	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉ + NaCl	25.2	7		14.1
2-11	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉ + NaCl	25	10.1		14.2
2-12	1000	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉ + NaCl	24.8	15		14
2-13	1000	<i>Di</i> ₅₈ <i>An</i> ₄₂ + 10% <i>Qtz</i>	25		5.2	17.1
2-14	1000	<i>Di</i> ₅₈ <i>An</i> ₄₂ +10% <i>Qtz</i>	25.1		8	17.2
2-15	1000	<i>Di</i> ₅₈ <i>An</i> ₄₂ +10% <i>Qtz</i>	25		12.1	17
2-16	1000	<i>Di</i> ₅₈ <i>An</i> ₄₂ +20% <i>Qtz</i>	25.4		5.1	17.2
2-17	1000	<i>Di</i> ₅₈ <i>An</i> ₄₂ +20% <i>Qtz</i>	25.6		8.2	17.1
2-18	1000	<i>Di</i> ₅₈ <i>An</i> ₄₂ +20% <i>Qtz</i>	25		12.1	17
3-1	1100	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	20.3		5.1	17.2
3-2	1100	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	20		8	17.1
3-3	1100	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	20.2		12.2	17.2
3-4	1100	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉ + NaCl	23.3		5	17
3-5	1100	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉ + NaCl	22.9		7.9	17
3-6	1100	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉ + NaCl	23.4		12	17.1
4-1	1200	<i>Di</i> ₅₈ <i>An</i> ₄₂	25.4	3.1		13.7
4-2	1200	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	25	3.1		13.5
4-3	1200	<i>Di</i> ₅₈ <i>An</i> ₄₂	25.3		2	17.2
4-4	1200	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	25		2.2	17.3
4-5	1200	<i>Di</i> ₅₈ <i>An</i> ₄₂	25.3	9.2		13.6
4-6	1200	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	25	9		13.6
4-7	1200	<i>Di</i> ₅₈ <i>An</i> ₄₂	25.4		6.1	17.4
4-8	1200	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	25.4		6	17.2
5-1	900	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	26.7		5.1	20.2
5-2	900	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	25.6		8.1	20
5-3	900	<i>Di</i> ₁₁ <i>Ab</i> ₈₉	25.9		12.1	20

Примечание. Длительность всех опытов – 5 сут. Все веса в табл. 1 приведены в мг.

фотометре ФПА-2-01 в пламени природный газ–воздух; определение кальция выполнено методом атомно-абсорбционной спектроскопии на спектрометре Shimadzu 7000 в пламени ацетилен–воздух. Стекла (закаленные расплавы) высушивали в муфельной печи при 110°C и запечатывали в таблетки из эпоксидной смолы, которые тщательно полировали для последующего рентгено-спектрального микроанализа (РСМА). Анализ стекол проводился на приборе JEOL Superprobe 8200, оборудованном пятью спектрометрами (ИГЕМ РАН). Условия съемки: ускоряющее напряжение 15–20 кВ, ток на образце 10 нА, диаметр сфокусированного пучка 5–10 мкм. Природные диопсид и санидин использовались в качестве стандартов при анализе на Si, Al, Ca и K, $\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$ – на Na (с поправкой на возможные потери Na см. в (Andreeva et al., 2018)) и синтетический атакамит, $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$ – на Cl.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В большинстве опытов силикатные расплавы закаливались в однородные стекла с переменным количеством флюидных включений, захваченных как в ходе опытов, так и при закалке (рис. 1а). В некоторых опытах при 900 и 1000°C присутствовало небольшое (до 10%) количество закалочных кристаллов клинопироксена, близкого по составу к диопсиду (рис. 1б). В продуктах опытов серии 4 с исходным стеклом $\text{Di}_{38}\text{An}_{42} + \text{Qtz}$ (табл. 1) количество закалочных зерен клинопироксена составляло до 80–90 об. % навески, по визуальной оценке фотографий в обратнорассеянных электронах (рис. 1в). Закалочная природа клинопироксена отчетливо устанавливается по морфологии “перьевидных” (рис. 1б) или дендритовых (рис. 1в) зерен, а также по характерному составу с неравновесным отношением $\text{Ca}/\text{Mg} > 1$.

Состав стекол, определенный с помощью РСМА, и составы равновесных растворов приведены в табл. 2. Для опытов, в продуктах которых присутствовал закалочный клинопироксен, истинный состав расплава пересчитывался с учетом количества выпавших при закалке зерен. Это, безусловно, вносит дополнительную ошибку в его определение, особенно в опытах с большим количеством закалочной фазы (рис. 1в; эти опыты помечены звездочкой в табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Диаграмма распределения Ca и Na между расплавом и флюидом представлена на рис. 2. Видно, что распределение неидеально и слабо зависит от температуры. Изотерма распределения 1200°C, проведенная ориентировочно, достаточно хорошо описывает эксперименты и очень близка к кривой,

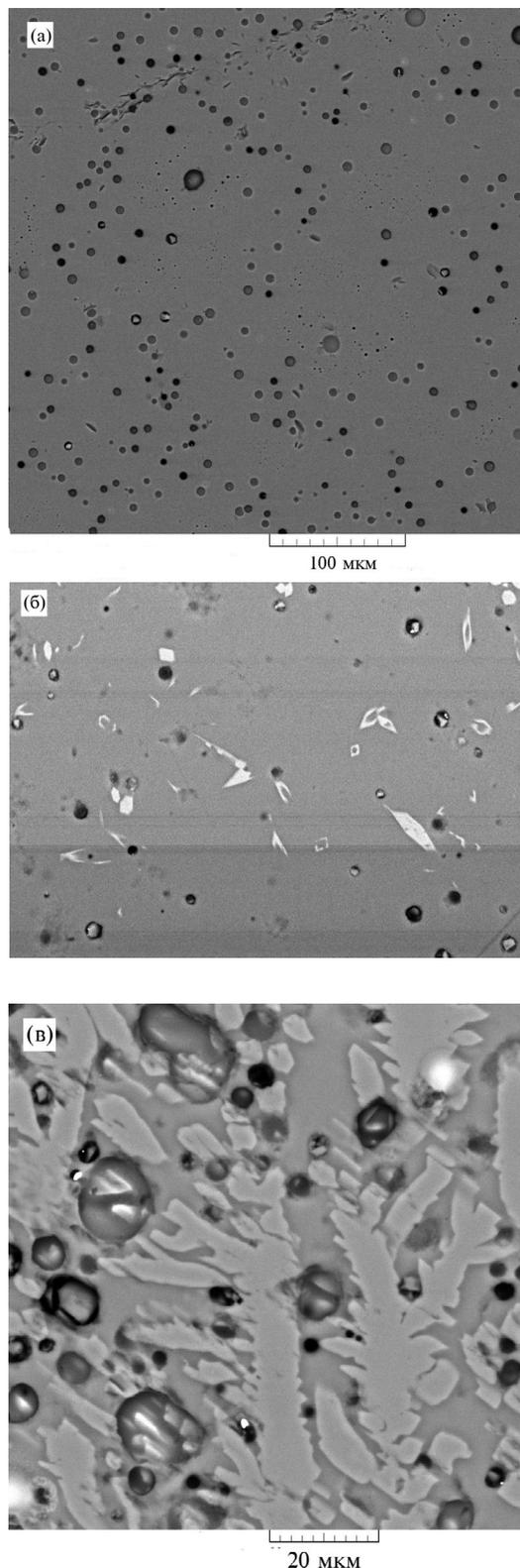


Рис. 1. Фото в обратнорассеянных электронах стекол из продуктов опытов 2-8 (а), 5-3 (б) и 4-5 (в). Более яркие зерна на рисунках (б) и (в) – закалочный клинопироксен, близкий по составу к диопсиду. Масштаб рисунков (б) и (в) одинаковый.

Таблица 2. Состав стекла (мас. % элементов) и мольная доля Ca в стекле (*m*) и во флюиде (*f*) в продуктах опытов по растворимости Cl в гапlobазальтовых расплавах при 4 кбар

Номер опыта	T, °C	Na	Mg	Al	Si	Cl	Ca	O	Ca/(Ca + Na), <i>m</i>	Ca/(Ca + Na), <i>f</i>
1-3	1000	2.84	1.16	9.14	29.66	0.27	5.07	45.70	0.412	0.098
1-4	1000	2.59	0.52	8.79	30.34	0.43	4.88	45.58	0.519	0.088
1-7	1000	4.50	1.26	9.08	29.72	0.30	2.89	45.49	0.122	0.055
1-8	1000	4.28	1.25	8.15	30.79	0.15	2.76	45.74	0.110	0.038
2-1	1000	5.85	1.01	11.38	27.33	0.58	2.37	44.95	0.189	0.025
2-2	1000	7.26	0.91	9.37	28.73	0.89	1.62	44.72	0.114	0.011
2-3	1000	7.37	0.95	9.86	29.24	0.67	1.25	45.69	0.089	0.008
2-4	1000	6.15	0.93	10.40	28.65	0.54	1.90	45.45	0.151	0.011
2-5	1000	6.63	0.98	11.35	27.20	0.67	1.95	44.86	0.144	0.002
2-6	1000	7.38	0.95	8.68	29.26	0.97	1.56	44.88	0.107	0.001
2-7	1000	1.15	0.72	9.45	27.33	1.85	9.05	44.07	0.820	0.457
2-8	1000	0.96	0.69	10.01	26.28	2.06	9.34	43.37	0.848	0.518
2-9	1000	0.65	0.51	9.44	27.61	1.92	8.48	43.82	0.883	0.696
2-10	1000	1.67	0.76	9.14	26.87	1.83	8.80	43.36	0.751	0.270
2-11	1000	0.90	0.52	9.35	27.37	1.69	8.85	43.73	0.850	0.456
2-12	1000	3.58	2.14	9.73	24.21	1.26	9.12	42.54	0.593	0.428
3-1	1100	5.53	0.50	8.76	30.61	0.56	1.88	45.73	0.163	0.004
3-2	1100	6.11	0.97	8.90	29.90	0.69	1.97	45.64	0.155	0.008
3-3	1100	6.37	0.81	8.88	30.25	0.61	1.50	45.79	0.120	0.006
3-4	1100	5.70	1.03	8.62	30.59	0.41	2.11	46.11	0.175	0.007
3-5	1100	5.69	0.77	9.06	29.93	0.57	2.53	45.73	0.205	0.009
3-6	1100	6.12	1.02	8.87	30.34	0.48	1.69	46.01	0.137	0.005
4-1*	1200	0.00	5.97	6.63	21.37	1.35	18.33	41.60	0.983	0.755
4-2	1200	4.47	0.82	7.66	30.22	1.39	4.70	45.28	0.376	0.073
4-3*	1200	1.17	3.35	8.18	22.48	0.57	16.66	42.23	0.899	0.470
4-4	1200	6.35	0.78	8.18	30.76	0.32	1.95	45.90	0.150	0.012
4-5*	1200	0.06	5.33	7.25	21.58	1.08	17.85	41.75	0.993	0.801
4-6	1200	1.57	0.58	7.91	29.03	1.76	9.12	44.69	0.769	0.355
4-7*	1200	2.64	1.55	10.01	23.73	0.74	13.18	43.16	0.742	0.214
4-8	1200	5.60	0.69	8.23	31.43	0.40	1.78	46.27	0.155	0.022
5-1	900	6.07	1.47	7.80	30.54	0.19	2.64	45.87	0.084	0.004
5-2	900	6.51	0.74	8.18	31.28	0.21	1.54	46.28	0.081	0.007
5-3	900	6.60	0.91	8.06	30.99	0.63	1.54	46.00	0.078	0.005

*В продуктах этих опытов большое количество закалочных кристаллов.

характеризующий обмен между флюидом и плагиоклазом при 700°C, по данным (Shmulovich, Graham, 2008), что указывает на близость свойств смешения компонентов $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ и $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ в гапlobазальтовом расплаве и анортитового и альбитового миналов в твердом растворе плагиоклаза. Из-за значительного разброса результатов опытов

при различных температурах, вероятно, связанного как с ошибками анализа фаз, так и, главным образом, с образованием закалочных кристаллов, нам не удалось установить четкой температурной зависимости распределения.

Важным результатом, полученным в настоящей работе, является установление зависимости

концентрации Cl в гапобазальтовом расплаве от отношения $Ca/(Ca + Na)$ в нем (рис. 3а) и в сосуществующем флюиде (рис. 3б): растворимость Cl возрастает нелинейно от 0.2–0.3 мас. % в бедных кальцием расплавах и до > 2 мас. % в бедных натрием. Этот результат хорошо согласуется с экспериментальными данными, полученными при более низком давлении (Чевычелов, 2019; Chevychelov, Suk, 2003), а также с эмпирическим уравнением зависимости емкости расплавов по хлору (chlorine capacity) от состава (Thomas, Wood, 2023); он указывает на то, что при глубинной кристаллизации базальтовой магмы с фиксированным исходным содержанием Cl первые порции отделяющегося от нее флюида должны быть обогащены Na, т.е. вызывать “ранний” натровый профиль метасоматоза при взаимодействии с вмещающими породами.

Концентрация Cl в расплавах отрицательно коррелирует с отношением $Mg/(Mg + Ca)$ (рис. 3в). Эта корреляция, хотя и неярко проявленная в наших опытах, указывает на то, что ранняя кристаллизация относительно богатых Mg фаз должна приводить к накоплению Cl в остаточном расплаве.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ХЛОРОСОДЕРЖАЩИХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ

Экспериментальные данные, полученные в настоящей работе и в работе (Aranovich et al., 2013; также см. Supplementary² 1, ESM_1 и ESM_2), позволяют рассчитать параметры термодинамических моделей хлорсодержащих базальтового и гранитного расплавов, поскольку эксперименты были проведены в присутствии флюидов с известными свойствами смешения (Aranovich, Newton, 1996, 1997; Иванов и др., 2019; Иванов, 2023), а равновесные составы обеих фаз – стекла (закаленного расплава) и флюида – определялись прямыми анализами.

Исследования хлорсодержащих силикатных расплавов структурно-чувствительными методами (Dalou, Mysen, 2015; Evans et al., 2008) показали, что Cl образует в расплавах кластеры с главными катионами-модификаторами (network-modifying cations). Поэтому за стандартное состояние хлоридов в расплаве и флюиде мы приняли расплав соответствующей чистой соли (NaCl, KCl и $CaCl_2$).

2 В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены:

Supplementary 1:

ESM_1.xlsx – Состав стекол в опытах по плавлению модельного гранита по (Aranovich et al., 2013);

ESM_2.xlsx – Составы растворов из опытов по плавлению модельных гранита и базальтов.

Supplementary 2: Статистические характеристики множественной регрессии.

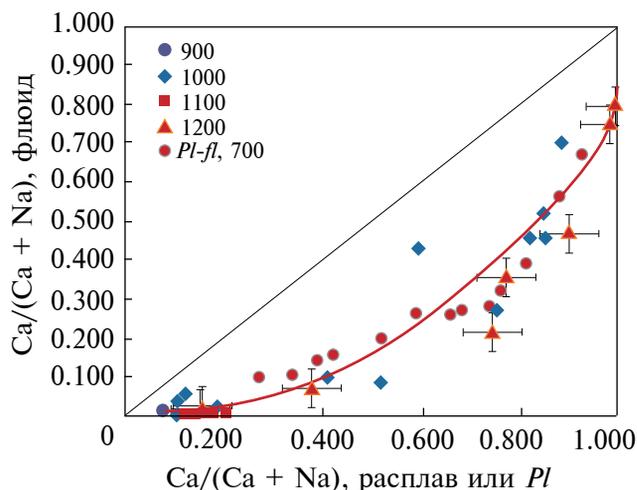


Рис. 2. Распределение Ca и Na между хлорсодержащим гапобазальтовым расплавом и водно-хлоридным флюидом по экспериментальным данным при 4 кбар.

В условных обозначениях температура, °С. Красная кривая – изотерма 1200°С, проведенная ориентировочно; тонкая сплошная – линия равных значений отношения $Ca/(Ca + Na)$. Планки погрешностей показаны для опытов при 1200°С. Красными кружками показаны данные экспериментов по Ca-Na обмену между флюидом и плагиоклазом (PI) по (Shmulovich, Graham, 2008).

Тогда условия равновесия хлоридов в расплаве и флюиде записываются как:

$$a_i(m) = a_i(fl), \quad (1)$$

где a_i – термодинамическая активность i -той соли в расплаве (m) или флюиде (fl),

$$a_i = X_i \times \exp[G^{ex}(i)/(RT)]. \quad (2)$$

В уравнении (2) X_i – мольная доля хлорида, $G^{ex}(i)$ – избыточная парциальная свободная энергия Гиббса i -ой соли, T – температура К, R – универсальная газовая постоянная, 8.314 Дж/(К·моль).

Уравнения для $G^{ex}(i)$ во флюидах состава H_2O -NaCl-KCl и H_2O -NaCl- $CaCl_2$ приведены соответственно в (Aranovich, Newton, 1996, 1997) и (Иванов и др., 2019; Иванов, 2023). Значения активности компонентов флюида в опытах приведены в Supplementary 1, ESM_2.

Валовое содержание Cl в экспериментальных стеклах не превышает 2.15 мас. %, т.е. в отношении хлоридов расплавы можно с уверенностью рассматривать как разбавленные растворы. Для описания их свойств смешения мы использовали эмпирические уравнения, близкие к формализму Даркена (Darken, 1967; Аранович, 1991). Поскольку

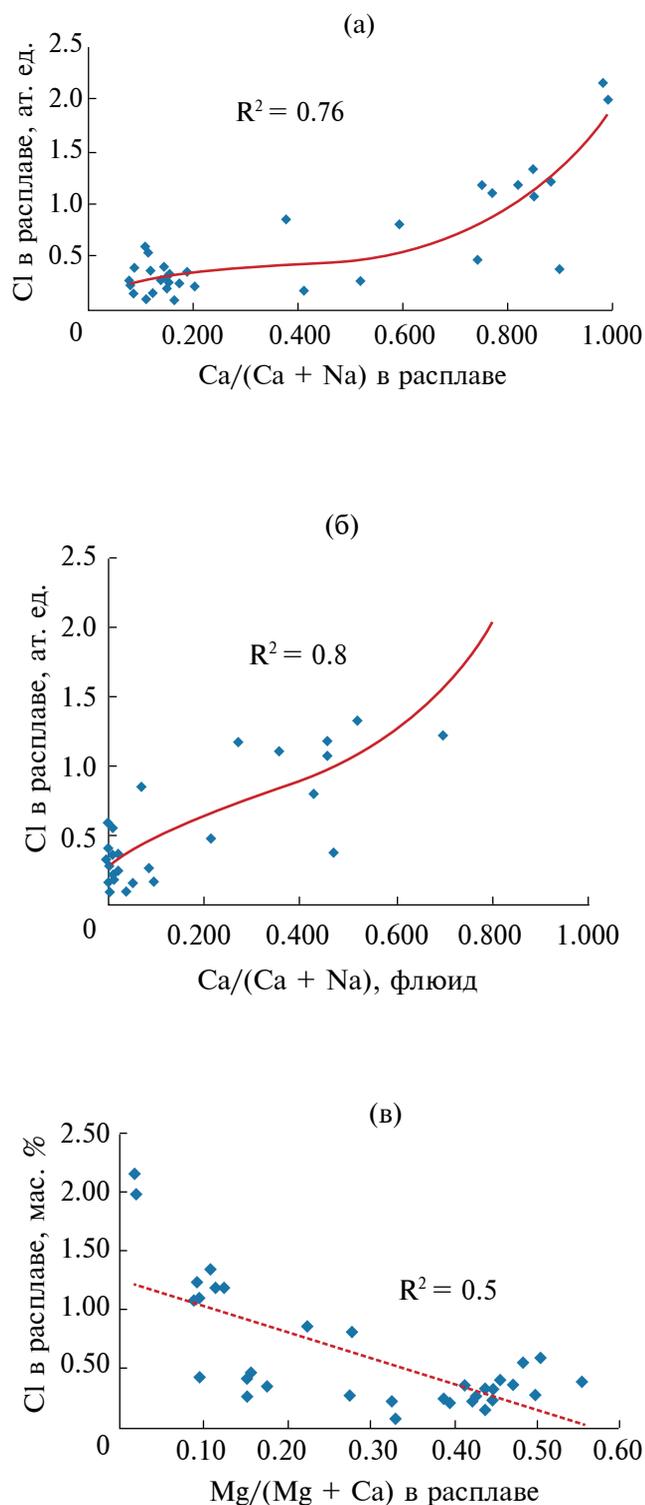


Рис. 3. Зависимость растворимости Cl в гаглобазальтовом расплаве от $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$ отношения в расплаве (а), флюиде (б) и от $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Ca})$ отношения в расплаве (в). Ромбы – эксперимент (с планками погрешностей см. на рис. 3а), красные кривые на рис. (а) и (б) – корреляция по уравнениям 2-й (а) и 3-й (б) степени.

вариации состава в опытах в отношении всех главных компонентов, кроме Na и Ca, для базальтов и Na, K и H_2O для гранитов очень невелики, эти уравнения сводятся к:

$$G_1^{\text{ex}} = J_1 + X_1 W_{1(1)} + X_2 W_{2(1)} + X_{\text{H}_2\text{O}} W_{\text{H}_2\text{O}(1)} \quad (3а)$$

$$G_2^{\text{ex}} = J_2 + X_1 W_{1(2)} + X_2 W_{2(2)} + X_{\text{H}_2\text{O}} W_{\text{H}_2\text{O}(2)} \quad (3б)$$

В уравнениях (3а, 3б) G_i^{ex} – парциальная избыточная свободная энергия Гиббса компонента i , подстрочные индексы 1 и 2 обозначают солевые компоненты расплавов (NaCl и CaCl_2 для базальтов и NaCl и KCl – для гранитов), X_i – мольные доли соответствующих компонентов расплава, $W_{i(j)}$ – энергетические параметры (кДж/моль), относящиеся к описанию избыточной энергии компонента i , которые характеризуют суммарное взаимодействие солей 1 и 2 с главными компонентами расплавов, J_i – постоянные, соответствующие константе Генри. При обработке данных по граниту эту константу представляли по уравнению Гиббса–Гельмгольца в виде линейной функции температуры (К) и давления (кбар):

$$J_i = A_i + B_i \times T + C_i \times P. \quad (4)$$

Эксперименты по растворимости Cl в базальтах выполнены при одном значении $P = 4$ кбар и практически постоянном содержании H_2O в расплаве (около 5–6 мас. % при 900–1200°C и 4 кбар в соответствии с уравнением из (Pirajno et al., 2006)). Поэтому при обработке этих данных последние слагаемые уравнений (3а), (3б) и (4) опускались.

В расчетах принималось, что мольные доли солей в расплавах пропорциональны валовым мольным отношениям соответствующих катионов, что приводит к следующим соотношениям для расчета мольных долей солей в гаглобазальтовом расплаве:

$$X_1 = X(\text{NaCl})^m = \text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})^m \times [\text{Cl}]^m, \quad (5а)$$

$$X_2 = X(\text{CaCl}_2)^m = \text{Ca}/(\text{Na} + \text{Ca})^m \times [\text{Cl}]^m. \quad (5б)$$

Для модельного гранитного расплава выражение мольных долей солей принимает вид:

$$X_1 = X(\text{NaCl})^m = \text{Na}/(\text{Na} + \text{K})^m \times [\text{Cl}]^m, \quad (5в)$$

$$X_2 = X(\text{KCl})^m = \text{K}/(\text{Na} + \text{K})^m \times [\text{Cl}]^m. \quad (5г)$$

В уравнениях (5а)–(5г) символы элементов обозначают их мольные количества в расплавах, нормированные на 8 атомов O.

Экспериментальные данные, приведенные в табл. 2 и в Supplementary 1, использовались для оценки параметров, входящих в уравнения (3)

с учетом (4) и (5а)–(5г). Расчеты проводились с помощью линейной регрессии, поскольку уравнения (3а) и (3б) линейны относительно уточняемых параметров. Результаты расчетов приведены в табл. 3, а в Supplementary 2 даны все статистические характеристики регрессии. В соответствии с ними параметры для базальтов определены со значительными ошибками (коэффициенты множественной регрессии 0.82 и 0.68 соответственно для NaCl и CaCl₂), что связано с отмечавшимися выше погрешностями в определении состава расплавов в опытах. Возможно также, что уравнение, использовавшееся для расчета активности солей во флюиде H₂O–NaCl–CaCl₂ (Иванов, 2023), нуждается в уточнении (Makhluf et al., 2023). Параметры, рассчитанные для модельного гранита, гораздо более надежны (коэффициенты множественной регрессии 0.94 и 0.91 соответственно для NaCl и KCl, см. в Supplementary 2). Некоторые результаты расчетов для гранита с помощью параметров из табл. 3 приведены на рис. 4 и 5.

Для гаплогранита намечается сложная зависимость растворимости Cl от состава расплава (рис. 4а, 4б): при высоком давлении она немного возрастает с увеличением содержания H₂O (рис. 4а), что прямо противоположно зависимости, установленной для малоглубинных расплавов (при 1–3 кбар; например, Webster et al., 2015). Эта особенность обусловлена, скорее всего, резким изменением с ростом давления соотношений активность–состав в водно-солевом флюиде (Agranovich, Newton, 1996, 1997), а также указывает на то, что при высоком давлении часть растворенных в расплаве солей присутствует в виде кластеров, связанных с молекулярной H₂O.

Уменьшение растворимости Cl с ростом отношения K/(K + Na) в расплаве (рис. 4б) хорошо согласуется с результатом, полученным В.Ю. Чевычеловым (2019) в опытах при умеренном давлении (1–3 кбар). Важным следствием этого результата является то, что при достижении насыщения от хлорсодержащих гранитных магм первыми должны отделяться относительно обогащенные калием флюиды, способные вызывать калиевый метасоматоз при взаимодействии с вмещающими породами.

На рис. 5 показано изобарно-изотермическое (800°C, 5 кбар) сечение фазовой диаграммы для системы альбит Ab–H₂O (w)–NaCl (hlt). Расчет проводился с помощью программного комплекса Perple_X (Connolly, 2005, 2017, версия 7.1.0), с термодинамической базой данных по (Holland, Powell, 2011), параметрами смешения для расплава Ab–H₂O по (White et al., 2014) и моделью флюида H₂O–NaCl по (Agranovich, Newton, 1997). В соответствии с моделью (уравнения 3а, 3б) и параметрами из табл. 3 выражение для активности NaCl в этой системе принимает вид (*T* – температура К; *P* – давление, бар):

Таблица 3. Значения термодинамических параметров (кДж/моль), входящих в уравнения (3)

Параметры		Базальт	Гранит
$W_{na(na)}$		–94.0	75.3
$W_{na(ca)}$		8.6	–
$W_{na(k)}$		–	1215
$W_{ca(na)}$		–364.1	–
$W_{ca(ca)}$		172.2	–
$W_{k(na)}$		–	–516
$W_{k(k)}$		–	1098
$W_{h2o(na)}$		–	–3.56
$W_{h2o(k)}$		–	–15.0
J_1	A	2.37	14.072
	B	10.23	13.851
	C	–	–830.0
J_2	A	–130.7	–13.079
	B	64.7	31.22
	C	–	–963.7

Примечание. $W_{i(j)}$ – параметры уравнений (3а, 3б), рассчитанные для солевого компонента *i* в расплаве в равновесии с компонентом (*j*) во флюиде. *na* – NaCl, *k* – KCl, *ca* – CaCl₂, *h2o* – H₂O.

$$RT \cdot \ln a(\text{NaCl})^m = 14072 + 13.851 \times T - 0.83 \times P + 75341 \times X(\text{NaCl})^m - 3561 \times X(\text{H}_2\text{O})^m + RT \cdot \ln X(\text{NaCl})^m. \quad (6)$$

Выражения парциальных избыточных энергий смешения Гиббса для *Ab* и H₂O были дополнены членами, отвечающими взаимодействию с NaCl по модели регулярного раствора.

Диаграмма на рис. 5 иллюстрирует весьма сложные фазовые отношения даже в этой простейшей флюидно-минеральной системе с участием водно-солевого раствора. Важно отметить весьма узкое поле существования альбитового расплава: максимальная концентрация NaCl во флюиде, при которой возможно плавление (при выбранных *P–T* параметрах), соответствует $X(\text{NaCl}) = 0.15$, $X(\text{H}_2\text{O}) = 0.85$, так что в отсутствие воды ($X(\text{H}_2\text{O}) = 0$) никакое вхождение Cl в расплав невозможно (сравните с диаграммой Webster et al., 2015, Fig. 1). Только в области сосуществования флюида и расплава (+ альбит) концентрация NaCl в расплаве уменьшается с ростом содержания H₂O (рис. 6а), что, очевидно, обусловлено понижением концентрации NaCl в сосуществующем флюиде. При этом максимальная (и постоянная) концентрация соли в расплаве (0.76 мас. % NaCl) достигается в инвариантном (при постоянных *P* и *T*) поле F(salt)–Melt–*Ab* (показана красным ромбом на рис. 6а).

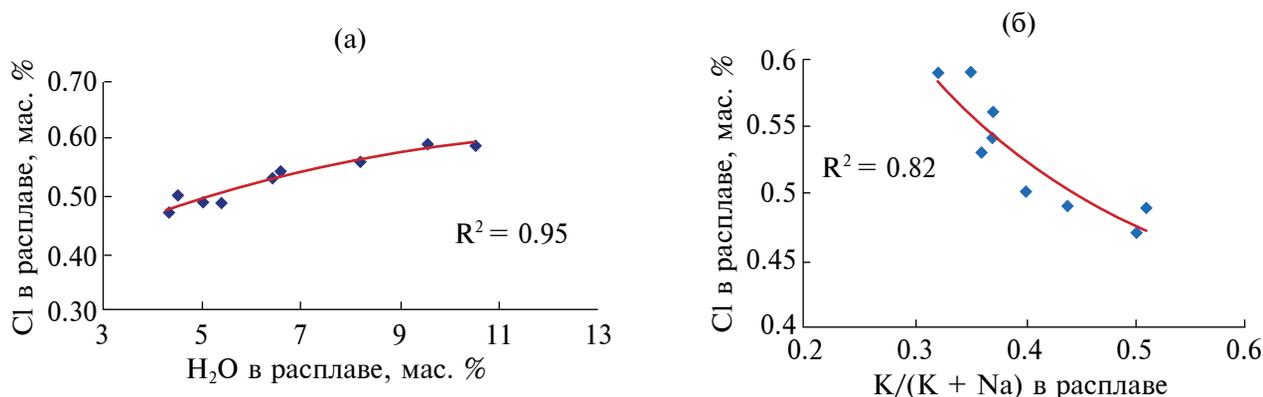


Рис. 4. Содержание Cl в модельных гранитных расплавах при 900°C и 10 кбар в зависимости от содержания H₂O (а) и отношения K/(K + Na) (б).

Синие ромбы – экспериментальные точки (Aranovich et al., 2013; см. Supplementary 1, ESM_1, ESM_2), красные кривые – расчет.

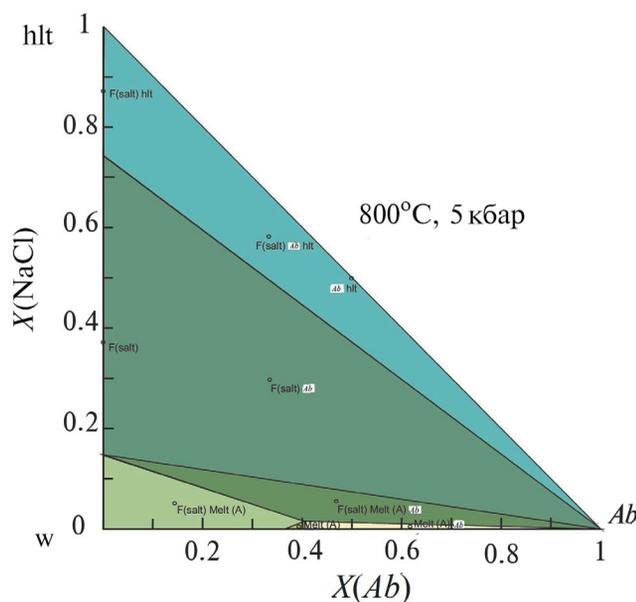


Рис. 5. Изобарно-изотермическое сечение (800°C, 5 кбар) фазовой диаграммы псевдо-тройной системы альбит Ab –H₂O (w)–NaCl (hlt). Разным цветом закрашены поля устойчивости различных фазовых ассоциаций. F(salt) – NaCl-содержащий флюид; Melt – NaCl-содержащий расплав.

Чтобы полнее выявить влияние содержания H₂O на растворимость NaCl в расплаве, мы рассчитали концентрации этих компонентов в альбитовом расплаве при 5 кбар и 1200°C – температуре, при которой силикатный расплав существует при любой концентрации соли во флюиде, вплоть до безводного расплава NaCl (Tenner et al., 2007). На рис. 6б показаны результаты расчета для произвольно выбранного валового содержания соли, $X(\text{NaCl}) = 0.5$ и переменного содержания воды,

$X(\text{H}_2\text{O})$ от 0 до 0.4. Видно, что для выбранных условий расчета зависимость содержания соли в расплаве альбита от содержания воды совсем другая, чем на рис. 6а, – при низком содержании H₂O (до 1 мас. %) концентрация NaCl немного меньше, чем в равновесии с сухим солевым расплавом, а затем медленно возрастает. При этом отношение H₂O/NaCl быстро растет (в пределе приближаясь к бесконечности для чисто водного флюида).

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО ФЛЮИДА, ОТДЕЛЯЮЩЕГОСЯ ОТ ГРАНИТА

На рис. 5 видно, что поле недосыщенных флюидом расплавов (отсутствует F(Salt)) очень невелико и ограничено максимальным содержанием соли $X(\text{NaCl}) = 0.04$ (что соответствует примерно 0.2 мас. % в пересчете на Cl). Даже при такой, весьма умеренной исходной концентрации хлора (значение, близкое к наиболее часто встречаемой в расплавных включениях в гранитах; Kovalenko et al., 2000) первые порции флюида, который отделяется от расплава, представляют собой высококонцентрированный рассол ($X(\text{NaCl}) = 0.15$, около 36 мас. % NaCl). Хотя доля рассола в общем балансе выделяющегося флюида невелика, его экстрагирующая способность в отношении целого ряда рудных металлов может быть очень существенной (например, Tattitch, Blundy, 2017; Kouzmanov, Rokrovski, 2012). По мере уменьшения доли расплава отделяющийся от него флюид должен становиться все более разбавленным (рис. 6а), вплоть до почти чистой H₂O на заключительных стадиях кристаллизации.

Многочисленные эмпирические данные по составу расплавных и флюидных включений в минералах указывают на сложную историю формирования рудных месторождений, так

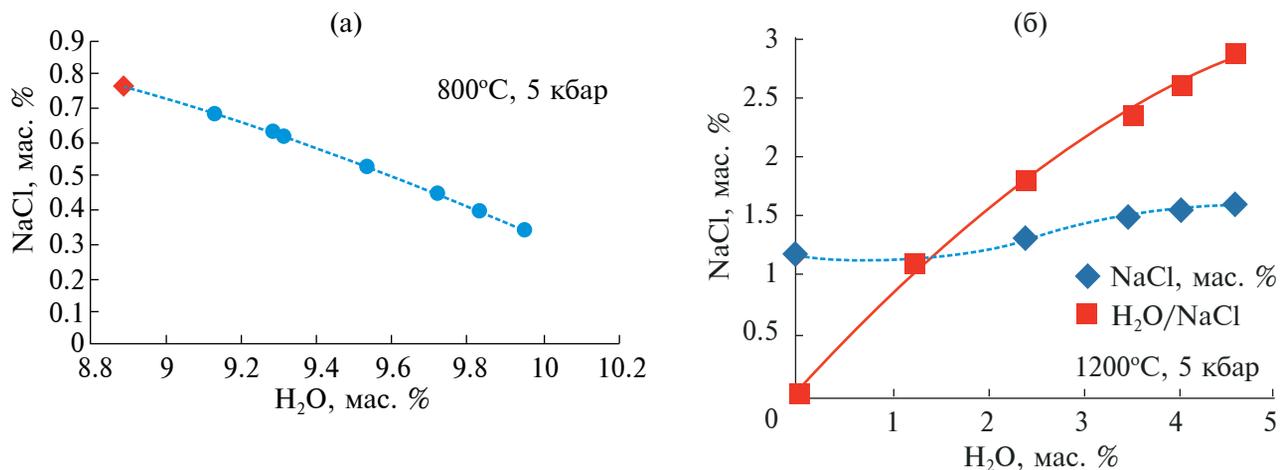


Рис. 6. Соотношения содержания воды и соли во флюдонасыщенных расплавах системы *Ab*–*NaCl*–*H₂O* при 5 кбар, 800°C (а) и 1200°C (б). Символы – расчет, кривые – интерполяция. Ромб на рис. ба – состав в инвариантном поле альбит–расплав–флюид.

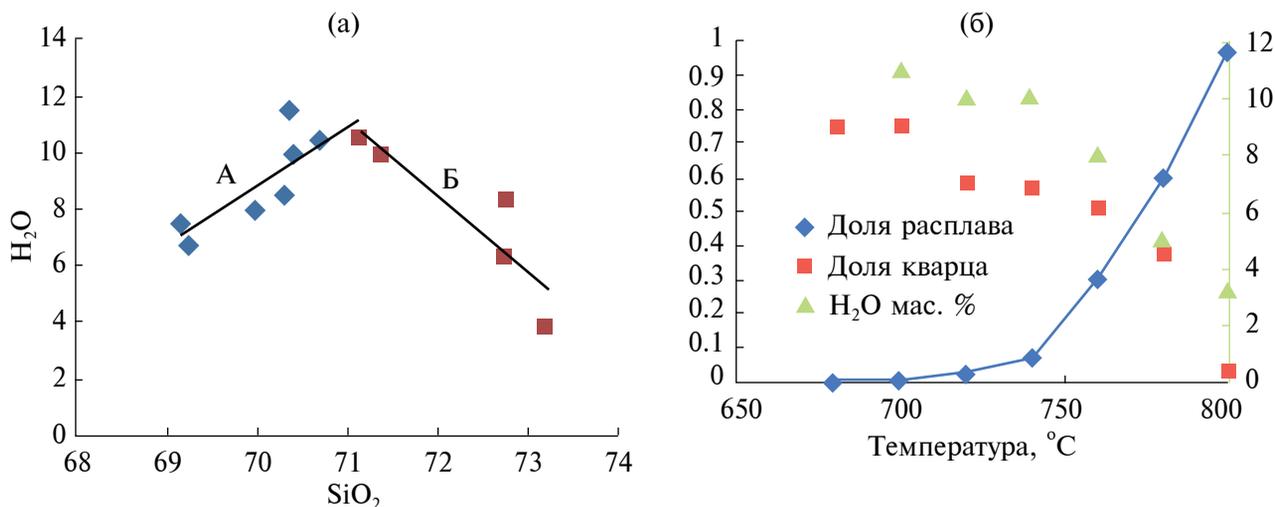


Рис. 7. Тренды корреляции содержания H₂O и кремнезема в расплавных включениях в кварце (а) гранитов Верхнеурмийского массива (данные Бортникова и др., 2019) и модельный расчет изобарической (*P* = 5 кбар) кристаллизации гранитного расплава (б). Доля кварца на рис. (б) показана относительно всего кварца, выделившегося при кристаллизации. Расчет на рис. (б) относится к тренду А на рис. (а).

или иначе связанных с гранитоидным магматизмом (см. недавние обзоры Blundy et al., 2021; Goldfarb, Pitcairn, 2022). В качестве примера на рис. 7а показаны оценки содержания H₂O и кремнезема в расплавных включениях в кварце гранитов Верхнеурмийского массива Баджальской вулcano-плутонической зоны, с которой связаны олово-вольфрамовые месторождения (Бортников и др., 2019). Отчетливо выделяются два разнонаправленных тренда – с положительной (А) и отрицательной (Б) корреляцией между этими параметрами. Тренд А хорошо объясняется

последовательным захватом включений на фоне кристаллизационной дифференциации в глубинном магматическом очаге (рис. 7б): ранний кварц, образовавшийся при 780–760°C, захватил расплав, содержащий примерно 7 мас. % H₂O. По мере уменьшения доли расплава до 5% содержание H₂O в нем увеличивалось до 11 мас. % – максимально возможного значения при соответствующих *P-T* параметрах. Тренд Б на рис. 7а можно объяснить продолжающимся ростом/перекристаллизацией кварца при подъеме магмы из глубинного очага (примерно 16–18 км) к близповерхностным

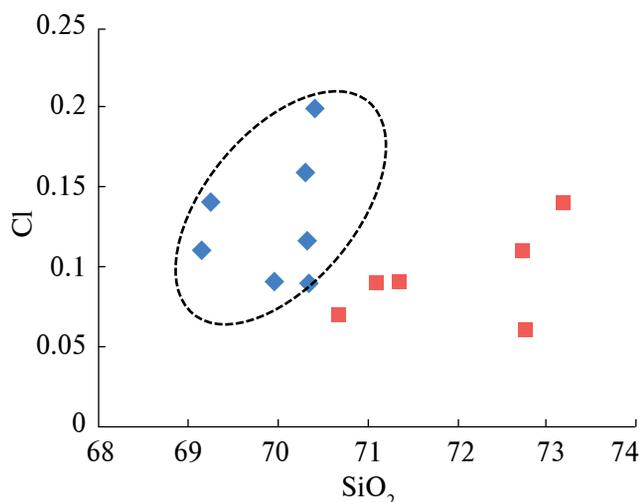


Рис. 8. Тренды корреляции содержаний Cl и кремнезема (мас. %) в расплавных включениях. Ромбы соответствуют составу ранних включений, показанных на рис. 7а и, предположительно, соответствующих эволюции в глубинном очаге; квадраты – включения, захваченные при декомпрессии.

условиям. Этот подъем сопровождался отделением от магмы CO_2 , рассолов и далее все более бедного солями водного флюида. Этот сценарий хорошо согласуется с вариациями содержания Cl в расплавных включениях (рис. 8): в ходе глубинной кристаллизации Cl накапливается в расплаве вплоть до состояния насыщения (0.2 мас. %), а затем удаляется из расплава в виде рассола и/или все более разбавленного раствора.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены новые экспериментальные данные по растворимости Cl в гаплогбазальтовом расплаве. Показано, что с возрастанием концентрации NaCl во флюиде растворимость Cl в расплаве снижается. Получены данные по распределению Ca и Na между расплавом и флюидом, позволяющие моделировать эволюцию Ca/Na отношения в ходе кристаллизации базальтовых расплавов. В гаплогранитном расплаве растворимость Cl уменьшается с ростом K/Na отношения в расплаве и флюиде. Также обнаружено, что при высоком давлении (10 кбар) растворимость Cl в модельном граните возрастает с увеличением содержания H_2O вплоть до максимума при мольной доле H_2O в расплаве около 0.6. Поскольку эксперименты проводились в присутствии водно-хлоридных флюидов с известными термодинамическими свойствами смесения, удалось рассчитать термодинамические параметры солевых частиц (NaCl , KCl , CaCl_2) в силикатных расплавах. Расчеты для простейшей флюидно-магматической системы $\text{Ab}-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ указывают на сложность

фазовых отношений и, соответственно, эволюции содержания H_2O и NaCl в алюмосиликатном расплаве. На примере ранее опубликованных данных по составу расплавных включений в кварце гранитов Верхнеурмийского массива Баджальской вулканоплутонической зоны (Бортников и др., 2019) показан сложный процесс эволюции флюидно-магматической системы.

Благодарности. Авторы благодарны О.Г. Сафонову (ИЭМ РАН) за критические замечания, способствовавшие улучшению первоначального варианта статьи.

Источники финансирования. Исследования выполнены по государственному заданию ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аранович Л.Я.* Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов. М.: Наука, 1991. 253 с.
- Аранович Л.Я.* Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.
- Бортников Н.С., Аранович Л.Я., Кряжев С.Г. и др.* Баджальская оловоносная магматогенно-флюидная система (Дальний Восток, Россия): Переход от кристаллизации гранитов к гидротермальному отложению руд // *Геология рудн. месторождений*. 2019. Т. 61. № 3. С. 3–31.
- Иванов М.В.* Термодинамическая модель флюидной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ при $P-T$ параметрах средней и нижней коры // *Петрология*. 2023. Т. 31. № 4. С. 408–418.
- Иванов М.В., Бушмин С.А., Аранович Л.Я.* Уравнения состояния для растворов NaCl и CaCl_2 произвольной концентрации при температурах 423.15 К–623.15 К и давлении до 5 кбар // *Докл. АН*. 2019. Т. 481. № 6. С. 653–657.
- Луканин О.А.* Распределение хлора между расплавом и водно-хлоридной флюидной фазой в процессе дегазации магм. Сообщение I. Дегазация расплавов при снижении давления // *Геохимия*. 2015. № 9. С. 801–827.
- Луканин О.А.* Распределение хлора между расплавом и водно-хлоридной флюидной фазой в процессе дегазации магм. Сообщение II. Дегазация расплавов при их кристаллизации // *Геохимия*. 2016. № 8. С. 685–707.
- Рубцова Е.А., Тагиров Б.Р., Акинфиев Н.Н. и др.* Совместная растворимость Cu и Ag в хлоридных гидротермальных флюидах (350–650°C, 1000–1500 бар) // *Геология рудн. месторождений*. 2023. Т. 65. № 1. С. 15–31.
- Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 234 с.

- Чевычелов В.Ю.* Распределение летучих компонентов (Cl, F, CO₂) в водонасыщенных флюидно-магматических системах // *Петрология*. 2019. Т. 27. № 6. С. 638–657.
<https://doi.org/10.31857/S0869-5903276638-657>
- Шапошников В.В., Аранович Л.Я.* Экспериментальное изучение условий плавления модельного гранита в присутствии щелочно-карбонатных растворов при давлении 400 Мпа // *Геохимия*. 2015. № 9. С. 855–861.
- Aranovich L.Y., Newton R.C.* H₂O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite-periclase equilibrium // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 125. P. 200–212.
- Aranovich L.Y., Newton R.C.* H₂O activity in concentrated KCl and KCl-NaCl solutions at high temperatures and pressures measured by the brucite-periclase equilibrium // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 127. P. 261–271.
- Aranovich L.Y., Safonov O.G.* Halogens in high-grade metamorphism. The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes. 2018. P. 713–757.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-61667-4_11
- Aranovich L.Y., Newton R.C., Manning C.E.* Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplogranite–H₂O–NaCl–KCl at deep-crustal conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 374. P. 111–120.
- Andreeva O.A., Yarmolyuk V.V., Andreeva I.A., Borisovskiy S.E.* Magmatic evolution of Changbaishan Tianchi Volcano, China–North Korea: evidence from mineral-hosted melt and fluid inclusions // *Petrology*. 2018. V. 26. № 5. P. 515–545.
- Blundy J., Afanasyev A., Tattitch B. et al.* The economic potential of metalliferous sub-volcanic brines // *R. Soc. Open Sci.* 2021. V. 8. № 6.
<https://doi.org/10.1098/rsos.202192>
- Borisov A., Aranovich L.Y.* Zircon solubility in silicate melts: New experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // *Chem. Geol.* 2019. V. 510. P. 103–112.
- Chevychelov V.Y., Suk N.I.* Influence of the composition of magmatic melt on the solubility of metal chlorides at pressures of 0.1–3.0 kbar // *Petrology*. 2003. V. 11. P. 62–74.
- Connolly J.A.D.* Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 524–541.
- Connolly J.A.D.* A primer in Gibbs energy minimization for geophysicists // *Petrology*. 2017. V. 25. P. 526–534.
- Darken L.S.* Thermodynamics of binary metallic solutions // *Metallurgical Society of AIME Transactions*. 1967. V. 239. P. 80–89.
- Dalou C., Mysen B.O.* The effect of H₂O on F and Cl solubility and solution mechanisms of in aluminosilicate melts at high pressure and high temperature // *Amer. Mineral.* 2015. V. 100. P. 633–643.
- Dolejš D., Zajacz Z.D.E.* Halogens in silicic magmas and their hydrothermal systems. The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes / Part of the Springer Geochemistry book series (SPRIGEO). 2018. P. 431–541.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-61667-4_7
- Evans K.A., Mavrogenes J.A., O'Neill H.S. et al.* A preliminary investigation of chlorine XANES in silicate glasses // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. V. 9. № 10.
<https://doi.org/10.1029/2008GC002157>
- Filiberto J., Treiman A.H.* The effect of chlorine on the liquidus of basalt: first results and implications for basalt genesis on Mars and Earth // *Chem. Geol.* 2009. V. 263. P. 60–68.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.025>
- Goldfarb R.J., Pitcairn I.* Orogenic gold: is a genetic association with magmatism realistic? // *Mineral. Deposita*. 2022. V. 58. P. 5–35.
<https://doi.org/10.1007/s00126-022-01146-8>
- Holland H.D.* Granites, solutions, and base metal deposits // *Econom. Geol.* 1972. V. 67. P. 281–301.
- Holland T.J.B., Powell R.* An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *J. Metamorph. Geol.* 2011. V. 29. P. 333–383.
- Hsu Y.-J., Zajacz Z., Ulmer P., Heinrich C.A.* Chlorine partitioning between granitic melt and H₂O–CO₂–NaCl fluids in the Earth's upper crust and implications for magmatic-hydrothermal ore genesis // *Geochim. Cosmochim.* 2019. Acta. V. 261. P. 171–190.
- Kouzmanov K., Pokrovski G.S.* Hydrothermal controls on metal distribution in porphyry Cu(–Mo–Au) systems // *Econom. Geol. Spec. Publ.* 2012. V. 16. P. 573–618.
<https://doi.org/10.5382/SP.16.22>
- Kovalenko V.I., Naumov V.B., Yarmolyuk V.V., Dorofeyeva V.A.* Volatile components (H₂O, CO₂, Cl, F, and S) in magmas of intermediate and acid compositions from distinct geodynamic settings: Evidence from melt inclusions and chill glasses // *Petrology*. 2000. V. 8. P. 525–556.
- Kusebauch C., Timm J., Whitehouse M.J. et al.* Distribution of halogens between fluid and apatite during fluid-mediated replacement processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2015. V. 170. P. 225–246.
- Papale P., Moretti R., Barbato D.* The compositional dependence of the saturation surface of H₂O + CO₂ fluids in silicate melts // *Chem. Geol.* 2006. V. 229. P. 78–95.
- Patiño Douce A.E., Roden M.F., Chaumba J. et al.* Compositional and the halogen and water budgets of planetary mantles // *Chem. Geol.* 2011. V. 288. P. 14–31.

Safonov O.G., Aranovich L.Y. Alkali control of high-grade metamorphism and granitization // *Geoscience Frontiers*. 2014. V. 5. P. 711–727.

<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.010>

Shmulovich K.I., Graham C. Plagioclase–aqueous solution equilibrium: concentration dependence // *Petrology*. 2008. V. 16. P. 177–192.

Tattitch B.C., Blundy J.D. Cu-Mo partitioning between felsic melts and saline-aqueous fluids as a function of $X_{\text{NaCl}}^{\text{aq}}$, f_{O_2} , and f_{S_2} // *Amer. Mineral.* 2017. V. 102. P. 1987–2006.

<https://doi.org/10.2138/am-2017-5998>

Tenner T.J., Lange R.A., Downs R.T. The albite fusion curve re-examined: New experiments and the high-pressure density and compressibility of high albite and $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ liquid // *Amer. Mineral.* 2007. V. 92. P. 1573–1585.

Thomas R.W., Wood B.J. The effect of composition on chlorine solubility and behavior in silicate melts // *Amer. Mineral.* 2023. V. 108. P. 814–825.

Webster J.D., Vetere F., Botcharnikov R.E. et al. Experimental and modeled chlorine solubilities in aluminosilicate melts at 1 to 7000 bars and 700 to 1250°C: Applications to magmas of Augustine Volcano, Alaska // *Amer. Mineral.* 2015. V.100. P. 522–535.

White R.W., Powell R., Holland T.J.B. et al. New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. P. 261–286.

<https://doi.org/10.1111/jmg.12071>

Witham C.S., Webster H.N., Hort M.C. et al. Modeling concentrations of volcanic ash encountered by aircraft in past eruptions // *Atmospheric Environment*. 2012. V. 48. P. 219–229.

Chlorine Solubility in Silicate Melts: New Experiments and Thermodynamic Mixing Model

L. Y. Aranovich^{1, 2}, M. A. Golunova^{1, 2}, J. A. D. Connolly³, M. V. Ivanov⁴

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow region, Russia*

³*Institute of Geochemistry and Petrology, Swiss Federal Institute of Technology, CH-8092 Zurich, Switzerland*

⁴*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia*

We present new experimental data on Cl solubility in model basalt melts of eutectic compositions diopside (*Di*)–albite (*Ab*) and *Di*–anorthite ± quartz (*Qtz*). The starting glasses were equilibrated with aqueous fluid H_2O – NaCl – CaCl_2 at 4 kbar in the temperature range 900–1200°C. The experiments show that the Cl solubility decreases with increasing NaCl in the fluid. Ca–Na partitioning between melts and fluid is weakly temperature dependent and resembles that of the plagioclase–fluid system. The new experimental data, along with the previously published results on the model granite melting in the presence of (Na, K)Cl brines (Aranovich et al., 2013) are used to calibrate an empirical thermodynamic model for the salt species (NaCl , KCl , CaCl_2) in silicate melt. Calculations show that Cl solubility in the haplogranite melt decreases with increasing K/Na ratio in the fluid (and, correspondingly, melt). At high pressure (10 kbar) Cl solubility in the granite increases with increasing H_2O content. Calculated phase diagram for a simple pseudo-ternary system *Ab*– H_2O – NaCl demonstrates complex phase relations and, correspondingly, evolution of the H_2O and NaCl concentrations in the melt. Literature data on the variations of H_2O and NaCl in the melt and fluid inclusions in *Qtz* from the granite of Badzhaltin deposit is used to illustrate complex evolution of a fluid–magmatic system.

Keywords: silicate melt, chlorine solubility, aqueous chloride fluid, experiments, thermodynamics, fluid–magmatic evolution

УДК 552.13:552.16:004.94

МЕТАУЛЬТРАМАФИТЫ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНЫЙ УРАЛ: ВЫСОКОБАРНЫЙ Si-Al МЕТАСОМАТОЗ И КАРБОНАТИЗАЦИЯ НА ГРАНИЦЕ КОРА–МАНТИЯ В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ

© 2024 г. А. Л. Перчук^{a, b, *}, Н. Г. Зиновьева^a, А. В. Сапегина^{a, b}, П. М. Вализер^c,
В. М. Козловский^d, В. М. Григорьева^a, С. Т. Подгорнова^a

^aГеологический факультет, кафедра петрологии и вулканологии, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

^bИнститут экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Московская область, Россия

^cИнститут геологии и геохимии им. академика Д.С. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

^dИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

*e-mail: alp@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 02.05.2023 г.

После доработки 23.06.2023 г.

Принята к публикации 18.08.2023 г.

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс характеризуется сложной складчато-надвиговой структурой, возникшей во время позднедевонской коллизии между погружающейся окраиной Балтики (Восточно-Европейская плита) и Магнитогорской островной дугой. Эклогиты являются наиболее изученными породами комплекса, их образование и эксгумацию, как правило, связывают с коллизионной стадией развития орогена. При этом генезис метаультрамафитов, образующих вместе с эклогитами пластовые и будинированные тела в толще метасадочных пород (сланцы и кварциты), до сих пор оставался неизвестным. В настоящей работе приводятся результаты первого детального петрологического исследования метаультрамафитов, представленных антигорит-хлоритовым и магнезит-антигоритовым метатарцбургитами, хлорит-антигоритовым метаортопироксенитом. Структурные соотношения между минералами в метатарцбургитах и составы минералов свидетельствуют по крайней мере о двух этапах преобразования пород. Минералы раннего минерального парагенезиса — оливин, акцессорные хромит и низкофтористый Ti-клиногумит — имеют метаморфический генезис, в работе обсуждаются ультравысокобарные (УНР) условия их образования. На втором этапе происходило частичное замещение оливина и формирование ортопироксеносодержащих парагенезисов с Cr-Al антигоритом и/или высокохромистым хлоритом. На основе моделирования фазовых равновесий с помощью программного комплекса Perple_X установлено, что образование антигорит-ортопироксенового парагенезиса было связано с Si-Al метасоматозом при: $T \sim 630^\circ\text{C}$, $P \sim 2$ ГПа, $\lg a_{\text{SiO}_2} \sim -0.6$, $\lg a_{\text{Al}_2\text{O}_3} \sim -2.5$. Важно отметить исключительную чувствительность минерального парагенезиса к a_{SiO_2} : даже небольшое снижение $\lg a_{\text{SiO}_2}$ относительно приведенного выше значения привело бы к росту оливина с антигоритом, а повышение — к росту ортопироксена. Последнее может объяснить образование метаортопироксенитов, широко представленных среди метаультрамафитов максютовского комплекса. Аналогичные расчеты, выполненные для диапазона $X_{\text{CO}_2} = 0.01-0.05$ в $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюиде, показали, что при установленных термодинамических условиях может образовываться только магнезит, замещая силикатные минералы. Карбонатизация и Si-Al метасоматоз являются специфическими чертами высокобарных преобразований метаультрамафитов, не установленными в ассоциирующих с ними эклогитах, кварцитах и сланцах. Подобная избирательность флюидного воздействия на разные типы пород интерпретируется как отражение их разной тектоно-метаморфической эволюции: метаультрамафиты являются фрагментами надсубдукционной мантии, тектонически совмещенными с породами погружающейся плиты (эклогитами и метасадочными породами).

Ключевые слова: метаультрамафиты, максютовский комплекс, Ti-клиногумит, антигорит, ортопироксен, высокобарный метасоматоз, субдукция, Южный Урал

DOI: 10.31857/S0869590324010057

ВВЕДЕНИЕ

Метаморфические флюиды, выделяющиеся из погружающейся плиты (слэба) в зоне субдукции, наряду с микроэлементами выносят петрогенные компоненты, создавая таким образом благоприятные условия для метасоматоза в перидотитах мантийного клина (Schmidt, Poli, 2014; Spandler, Pirard, 2013; Zheng et al., 2016). Сведения о характере метасоматических преобразований перидотитов черпаются из трех основных источников: (1) высокобарные метаморфические комплексы (Nozaka, 2005; Padrón-Navarta et al., 2011; Shen et al., 2015; Scambelluri et al., 2014; Pellegrino et al., 2020; Yin et al., 2023); (2) ксенолиты мантийных перидотитов, выносимых на поверхность кимберлитовыми магмами (Downes et al., 2004; Bell et al., 2005; O'Reilly, Griffin, 2013); (3) экспериментальные данные (например, Перчук и др., 2013, 2018; Гирнис и др., 2022; Rapp et al., 1999; Bulatov et al., 2014; Pirard, Hermann, 2015; Perchuk et al., 2018a; Woodland et al., 2018).

Наиболее масштабные метасоматические преобразования происходят в относительно малоглубинной (до 90 км) части мантийного клина, где под действием кремнийсодержащего флюида протекает реакция $Ol^1 + SiO_2$ (во флюиде) + $H_2O \rightarrow Aftg$. В ходе этого процесса образуются субдукционные каналы – плоские или клинообразные области переменного размера, внутренней структуры и состава, находящиеся между погружающейся и вышележащей плитами (Gerya et al., 2002; Li et al., 2015, Wang et al., 2019). Надо отметить, что в субдукционных каналах могут доминировать как серпентиниты, так и метаморфизованные осадочные породы, вовлеченные в межплитную область из аккреционной призмы (Cloos, Shreve, 1988; Wakabayashi, 2011).

Размер субдукционных каналов, выполненных серпентинитами, определяется в значительной степени термодинамической стабильностью антигорита (рис. 1) – наиболее высокобарного и высокотемпературного минерала группы серпентина. Субдукционные каналы, сложенные преимущественно серпентинитами, могут быть весьма масштабными. Например, ширина такого канала под Каскадными горами, США, по данным сейсмической томографии, достигает 50 км (Bostock et al., 2002). Численное 2D-моделирование также показывает, что ширина субдукционных каналов составляет десятки километров (Gerya et al., 2002), создавая благоприятные условия для тектонических меланжей с прямым и обратным вязким течением пород, обеспечивающим вывод на поверхность высокобарных пород (эклогитов и глаукофановых сланцев). Серпентинитовые меланжи с будинированными телами, линзами, прослоями

эклогитов и глаукофановых сланцев хорошо известны в высокобарных метаморфических комплексах (например, Krebs et al., 2008; Agard et al., 2009). Серпентинитовый меланж известен и в одной из структурных единиц максютовского комплекса, а серпентинитовые ультрамафиты встречаются в виде тектонических блоков в другой (Вализер и др., 2013б).

P-T диаграмма с полем стабильности антигорита (рис. 1а) предсказывает широкую распространенность высокобарных серпентинитов в надсубдукционной мантии независимо от ее термальной структуры. Несмотря на это, серпентиниты (метаперидотиты) в высокобарных метаморфических комплексах субдукционного генезиса не всегда содержат запись о *P-T* условиях глаукофансланцевой или эклогитовой фаций метаморфизма (например, Вализер и др., 2013б).

Индикаторами высоких давлений в надсубдукционных метаультрамафитах принято считать акцессорные минералы группы гумита – Ti-клиногумит ($TiCl, 4(M_2SiO_4) M_{1-x}Ti_x(OH, F)_{2-2x}O_{2x}$) и Ti-хондродит ($TiCh, 2(M_2SiO_4) M_{1-x}Ti_x(OH, F)_{2-2x}O_{2x}$). Согласно экспериментальным данным (Shen et al., 2015), Ti-хондродит является ультравысокобарным (UHP, ultra-high pressure, $P > 2.7$ ГПа) минералом, более глубинным, чем Ti-клиногумит (рис. 1б). Стоит отметить, что нижний порог по давлению для Ti-клиногумита экспериментально не исследовался (Weiss, 1997; Ulmer, Trommsdorff, 1999; Luth, 2003; Shen et al., 2015). Вместе с тем находки этого минерала в метаморфических комплексах малого и умеренного давления до сих пор неизвестны, что позволяет считать его высокобарным минералом. Обобщенные литературные данные по *P-T* стабильности Ti-клиногумита показывают его высокую чувствительность к содержаниям F, Ti и к железистости (рис. 1б). Влияние фугитивности кислорода на реакцию с участием ильменита пока не изучалось.

В целом метаперидотиты, содержащие Ti-клиногумит и/или Ti-хондродит, встречаются в природе довольно редко. Они описаны лишь на локальных участках в некоторых (ультра)высокобарных метаморфических комплексах в Западных Альпах (Hermann et al., 2000; Cannò et al., 2016; Rebay et al., 2012), гор Даби, Китай (Okay, 1994), Краевом тектоническом поясе Хайда в Японии (Nozaka, 2005), Кордильера-Бетика в Испании (Trommsdorff et al., 1998; Padrón-Navarta et al., 2011; Jabaloy-Sánchez et al., 2015), Чилийском прибрежном хребте (González-Jiménez et al., 2017; Plissart et al., 2019), Кокчетавском массиве в Казахстане (Селятицкий, Ревердатто, 2022).

Ti-клиногумит давно известен и в максютовском эклогит-глаукофансланцевом комплексе, Южный Урал (Добрецов, 1974; Ленных, 1977;

¹ Аббревиатура минералов согласно (Whitney, Evans, 2010).

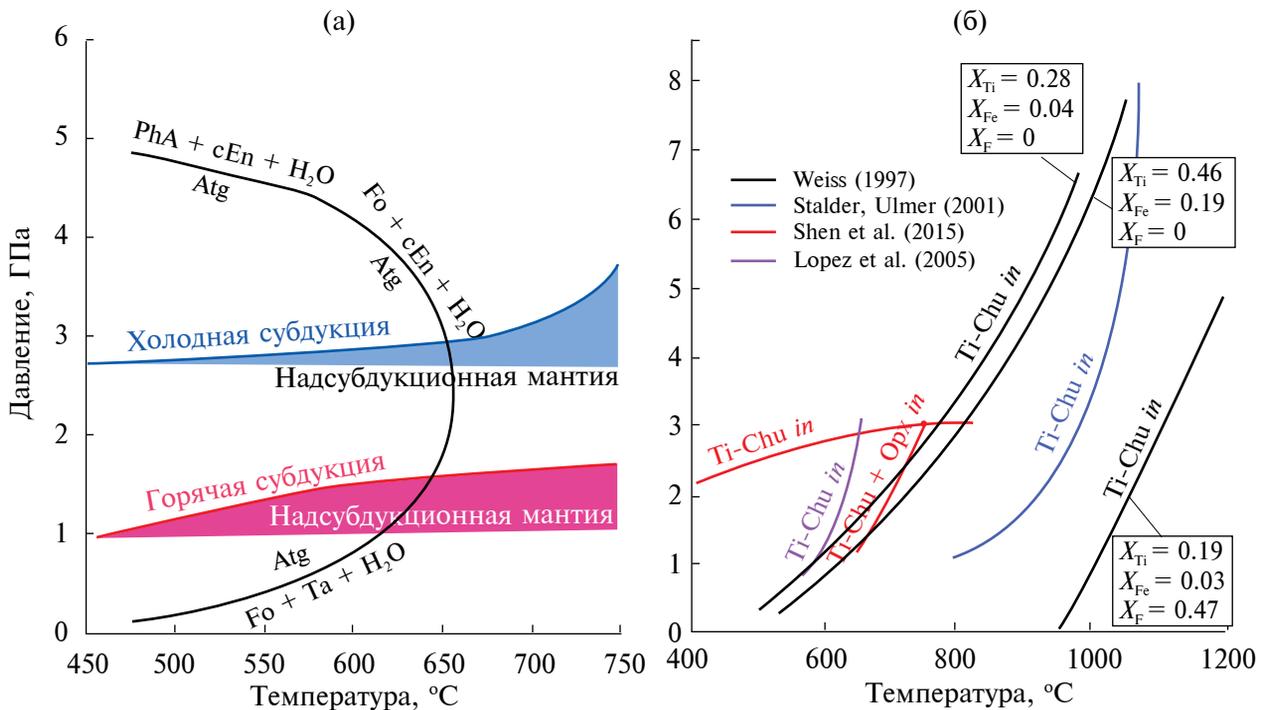


Рис. 1. *P-T* условия стабильности антигорита и Тi-клиногумита. (а) Линии реакций разложения антигорита по экспериментальным данным (Wunder, Schreyer, 1997). Красная и синяя сплошные линии – геотермы поверхности слэбов в горячей и холодной зонах субдукции соответственно (Sygacuse et al., 2010). Красное и синее поля – *P-T* условия в мантии над слэбами в горячей и холодной зонах субдукции соответственно. (б) Линии стабильности Тi-клиногумита. Черные линии – реакция $Ti-Chu = Ol + Ilm + H_2O$ по экспериментам с разными составами Тi-клиногумита (Weiss, 1997; Ulmer, Trommsdorff, 1999). $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$, $X_{Ti} = 2Ti/(2Ti + OH)$, $X_F = F/(F + OH)$. Синяя линия – эксперименты с валовым составом антигорита, $Mg_3Si_2O_5(OH)$ с добавками FeO , Al_2O_3 , F , TiO_2 (Stalder, Ulmer, 2001). Красные линии – эксперименты с антигоритом с добавками $Ti-Chn$, $Ti-Chu$, Ol , Brc (Shen et al., 2015); выше по давлению на смену $Ti-Chu$ приходит $Ti-Chn$. Фиолетовая линия – реакция $Ti-Chu = Ol + Ilm + H_2O$ на основе природных данных (Lopez Sanchez-Vizcaino et al., 2005). $Ti-Chu$ in – граница *P-T* стабильности $Ti-Chu$ в данной реакции.

Вализер и др., 2011, 2013а, 2013б). Здесь он встречается в метакльстафитах, называемых в литературе по-разному: оливин-ортопироксеновые породы, гарцбургиты, ортопироксениты, тальк-энстатитовые породы. Такой разброс в названиях, с одной стороны, отражает разнообразие минерального состава пород, а с другой – отсутствие данных по их минералогии и петрологии, что идет вразрез с изученностью других литологических типов пород максютского комплекса, описанных в многочисленных публикациях (Добрецов 1974; Вализер и др., 2011, 2013а, 2013б; Ковалев и др., 2015; Федькин, 2020; Русин и др., 2021; Lennykh et al., 1995; Beane, Connolly, 2000; Leech, Ernst, 2000; Bostick et al., 2003; Fedkin et al., 2021 и ссылки в них).

В настоящей работе приводятся результаты первого детального петрологического исследования метакльстафитов, которое раскрывает особенности высокобарного преобразования пород в мантийном клине под воздействием комплексного

флюида, который не затрагивал породы, соседствующие с метакльстафитами в обнажениях.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Максютский эклогит-глаукофансланцевый комплекс является частью палеозойского Урало-Монгольского складчатого пояса (Пучков, 2000; Berzin et al., 1996). Комплекс представляет собой композитную тектоническую пластину шириной 12–16 км, протяженностью более 180 км, расположенную на западном склоне Южного Урала (рис. 2). Комплекс характеризуется сложной складчато-надвиговой структурой и многоэтапной историей становления (Пучков, 2000; Brown et al., 1998, 2006; Ковалев и др., 2015). На его восточной границе находится серпентинитовый меланж Главного уральского разлома, к востоку от которого развиты девонские известково-щелочные вулканиты Магнитогорской островной дуги,

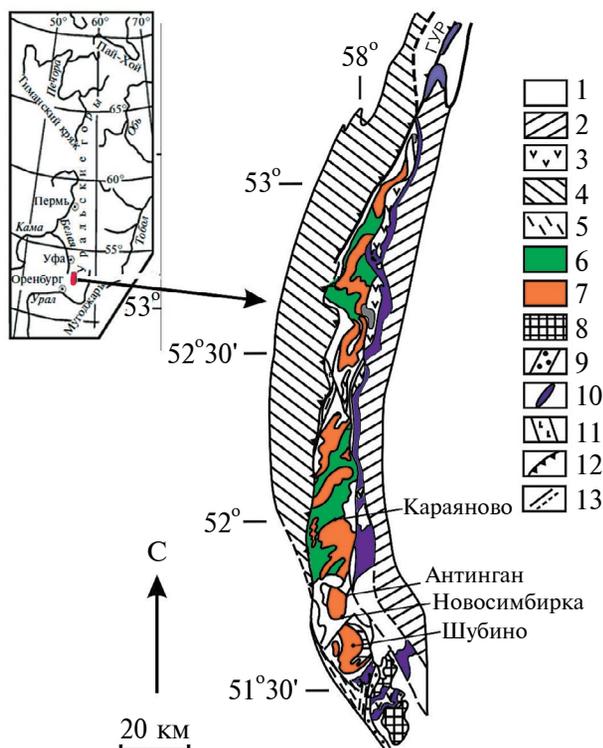


Рис. 2. Структурная схема максютовского комплекса (Вализер и др., 2013б; Ковалев и др., 2015 с изменениями).

1 – мезозойские и кайнозойские отложения, 2 – зилаирский флиш (D_3-C_1), 3 – силурийские отложения и вулканиты, 4 – кварцитосланцевые толщи суваянского комплекса, 5 – бластомилониты, 6 – верхняя, офиолитоподобная структурно-вещественная единица (СВЕ #2) максютовского комплекса, 7 – нижняя, супракрустальная структурно-вещественная единица (СВЕ #1) максютовского комплекса, 8 – ультрамафиты Халиловского массива, 9 – амфиболиты, 10 – серпентиниты и серпентинитовый меланж, 11 – диабазовые дайки, 12 – Янтышевско-Юлукский надвиг, 13 – тектонические нарушения. ГУР – Главный Уральский разлом.

перекрытые в приразломной зоне отложениями флиша (D_3-C_1). На западе комплекс ограничен Янтышевско-Юлукским надвигом, отделяющим его от кварцито-сланцевых толщ суваянского комплекса и осадочных пород пассивной окраины Восточно-Европейской платформы.

В пределах комплекса выделяют две структурно-вещественные единицы (СВЕ) (Вализер др., 2013б; Голионко и др., 2021; Dobretsov et al., 1996; Leech, Ernst, 2000; Brown et al., 2006): нижнюю (СВЕ #1, Unit #1) – супракрустальную и верхнюю (СВЕ #2, Unit #2) – офиолитоподобную.

Нижняя СВЕ #1 – высокобарная (НР-УНР(?) метаморфизм), в ней преобладают метаосадочные породы с будинами и тектоническими блоками

эклогитов, реже метаультрамафитов. Метаультрамафиты связаны пространственно с пластообразными телами эклогитов. Имеется также описание расслоенного тела мощностью до 35 м, верхний горизонт которого сложен глаукофанизированными эклогитами, а нижний – энстатититами, тальк-энстатитовыми, тальк-актинолитовыми сланцами (Ковалев и др., 2015). Метаосадочные породы представлены графитовыми и слюдяными кварцитами и сланцами с гранатом, глаукофаном, омфацитом, лавсонитом и фенгитом. В пределах комплекса известно до десяти таких зон (Вализер, Ленных, 1988; Lennykh et al., 1995).

Наиболее изученный Караяновский участок (район дер. Караяново), рассматриваемый в настоящей работе, – это зона контакта нижней и верхней единиц, простирающихся субширотно более чем на 12 км. Особое внимание исследователей (настоящая работа не стала исключением) привлекает центральная часть – скала, находящаяся в каньоне р. Сакмара (рис. 3). Здесь наблюдается сбросово-сдвиговая зона шириной 600–700 м, где складчатые структуры разрушены, много эклогитов в будинах и пластовых телах подвергнуты рассланцеванию.

Для некоторых пород этой группы были предложены ультравысокобарные условия образования (>3.2 ГПа и $630-650^\circ\text{C}$) на основе (1) радиальных трещин вокруг включений кварца в омфаците из эклогита (Чесноков, Попов, 1965), (2) кубообразных агрегатов графита в кварц-гранат-фенгитовом сланце (Leech, Ernst, 1998), (3) нанокристаллических агрегатов алмаза (с необычайно широкими пиками рамановского рассеяния) во включениях в гранате из фенгит-гранатового гнейса (Bostick et al., 2003).

Геотермобарометрические исследования эклогитов показывают весьма существенный разброс в оценках предельных значений температуры и давления – от относительно “холодного” режима субдукции ($\sim 550^\circ\text{C}$, ~ 2.3 ГПа, Lennykh et al., 1995; $\sim 500^\circ\text{C}$, ~ 1.7 ГПа, Bostick et al., 2003) до “горячего” (690°C , 2.4 ГПа, $660-710^\circ\text{C}$, 1.7–1.9 ГПа, Ковалев и др., 2015).

В нижней СВЕ #1 выделяется существенно метаосадочная юмагузинская серия, встречающаяся среди крупных скальных выходов по рекам Сакмара, Крепостной Зилаур, Баракал, Губерля и др. В ее составе широко распространены слюдяные и кварц-слюдяные сланцы с гранатом, глаукофан-кросситом, нередко содержащие хлормеланит, клиноцоизит, хлоритоид. Отличительной особенностью многих пород является содержание зеленоватого фенгита. Довольно редкими, но характерными для нее являются слюдяные кварциты с микроклином, слюдяно-хлормеланит-кварцевые сланцы и сланцы с серебристо-белым парагонитом.

Глаукофансодержащие эклогиты и гранат-глаукофан-клиноцоизитовые гранофельсы образуют пластовые тела среди метаосадочных пород. Из представленного описания следует, что в СВЕ #1 преобладают глубоко погруженные породы аккреционного комплекса или окраины Балтики, среди которых встречаются метаморфизованные фрагменты океанической коры и мантийного клина.

Верхняя СВЕ #2 представлена в основном зелеными сланцами, слагающими горизонты мощностью до нескольких сотен метров или отдельные тела (будины) среди графитистых кварцитов, слюдястых и стильпномелановых сланцев и линз мраморов. В основании единицы выделяются фрагменты серпентинитового меланжа, экзотические блоки, которые представлены гранат-клинопироксеновыми гранофельсами, а также эклогитами и другими породами, содержащими псевдоморфозы по лавсониту. К числу таких пород относятся, например, родингиты, претерпевшие высокобарный метаморфизм, а также К- и Mg-метасоматоз (Beane, Liou, 2005; Вализер и др., 2013б).

По мнению большинства исследователей, протолитом эклогитов и глаукофановых сланцев являются силлы и дайки основного состава, внедренные в метаосадочные толщи во время континентального рифтогенеза на окраине Балтики (Brown et al., 2006; Beane, Leach, 2007 и ссылки в них). Однако геохимические исследования последних лет показали более сложную картину (Ковалев и др., 2015; Fedkin et al., 2021). Так, В. В. Федькин с соавторами установили (Fedkin et al., 2021), что эклогиты максютовского комплекса: (1) характеризуются вариативностью состава протолита – от толеитовых базальтов (отличных от N-MORB) к известково-щелочным базальтам, андезитобазальтам и андезитам; (2) отличаются контрастным проявлением натрового метасоматоза; (3) на дискриминационных диаграммах попадают в поля базальтов океанов, океанических островов и континентов. Другая группа исследователей (Ковалев и др., 2015) также обращает внимание на многообразие протолита, отмечая, что прекурсором эклогитов были базальтоиды, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках, существовавших в регионе в кембрий(?)–ордовик–силурийское(?) время.

Геохронологические данные, полученные U/Pb, Sm/Nd, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Rb/Sr методами для эклогитов и глаукофановых сланцев нижней единицы, послужили основанием для вывода о связи высокобарического метаморфизма максютовского комплекса с косой левосторонней коллизией между Магнитогорской дугой и окраиной Балтики (Восточно-Европейского континента) в конце девона (Шацкий и др., 1997; Brown et al., 1998; Beane, Connelly, 2000; Glodny et al., 2002). Высокобарный метаморфизм датируется от 375 до 400 млн лет

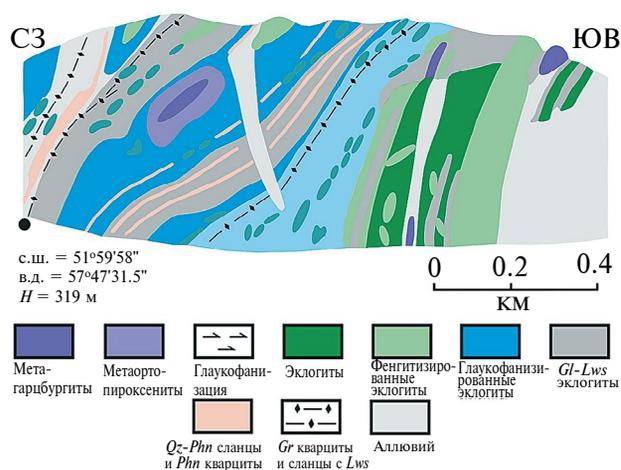


Рис. 3. Геологическая схема выхода высокобарных пород в районе дер. Караяново (Lennykh, Valizer, 1999). Изученные образцы отбирались из осыпи под крупным телом, находящимся в северо-западной части обнажения.

(Краснобаев и др., 2015, 2017; Beane, Connelly, 2000; Leech, Ernst, 2000). Датировки, полученные U-Pb методом по цирконам и рутилам из пород нижней единицы (2350–1490 и 545–440 млн лет), позволяют говорить о длительной докембрийской истории максютовского комплекса (Вализер и др., 2011, 2013б).

Образцы метаультрамафитов были отобраны из осыпи у подножья скалы в левом борту р. Сакмары вблизи дер. Караяново (рис. 3). Здесь в наиболее труднодоступной части скалы среди эклогитов залегает овальное тело ультрамафитов (40 × 20 м), для которого отмечается увеличение доли метаортопироксенитов в краевых частях (рис. 3). Поскольку выходов ультрамафитов выше по течению реки не наблюдается, мы предполагаем, что отобранные образцы являются фрагментами именно этого тела.

ПЕТРОГРАФИЯ

Для исследований были отобраны три образца метаультрамафитов (рис. 4), отражающие разные стадии высокобарных метасоматических преобразований. Наименьшую степень изменений имеет антигорит-хлоритовый метагарцбургит (*Atg-Chl-Opx-Ol* гранофельс²), несколько больше изменен магнетит-антигоритовый метагарцбургит (*Mgs-Ol-Opx-Atg* гранофельс), предельную степень изменений имеет антигорит-хлоритовый

² Названия в скобках здесь и далее даны согласно классификации метаморфических пород (Schmid et al., 2007), разработанной специальной комиссией при Международном союзе геологических наук, IUGS.

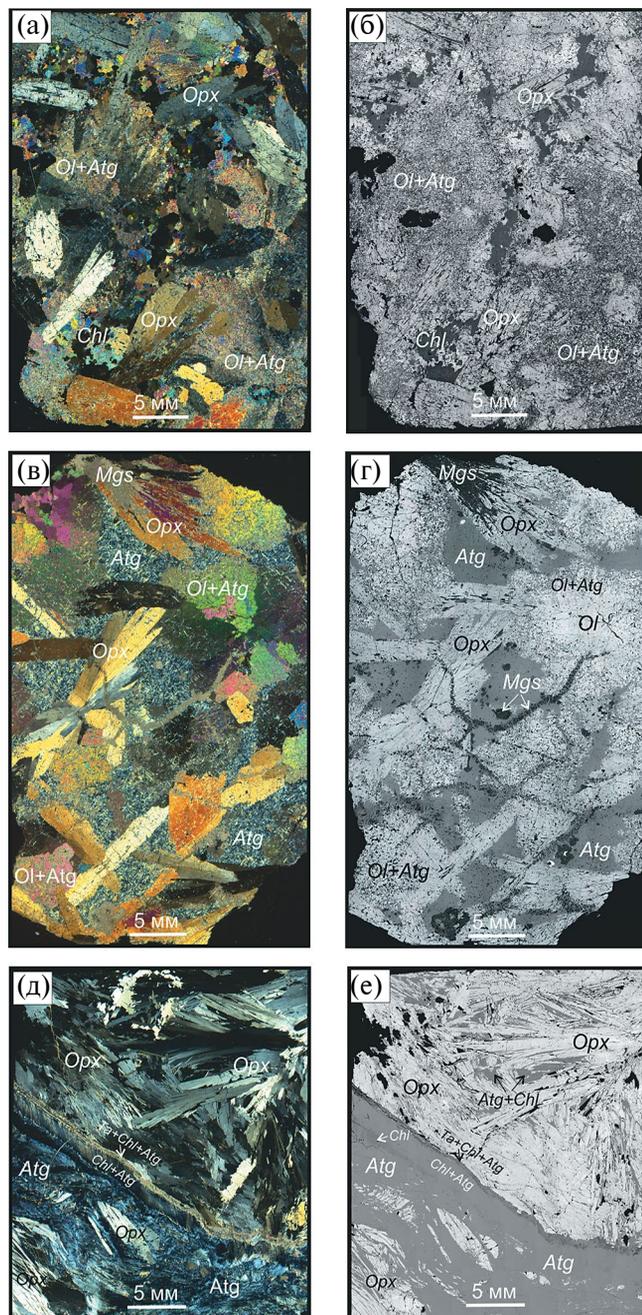


Рис. 4. Сканированные шлифы (со скрещенными поляризационными пленками) и их изображения в обратнорассеянных электронах (справа) исследованных пород.

(а, б) – *Atg-Chl* метагаецбургит (обр. МК 3.23). (в, г) – *Mgs-Atg* метагаецбургит (обр. МК 3.25). (д, е) – *Atg-Chl* метаортопироксенит с антигоровой жилой (обр. МК 3.22).

метаортопироксенит (*Chl-Atg-Opx* гранофельс). Минеральный состав пород представлен в табл. 1.

Антигорит-хлоритовый метагаецбургит (обр. МК 3.23) – порода с массивной текстурой,

гетеробластовой, мелко-крупнозернистой, нематолепидогранобластовой структурой (рис. 4а). Породообразующие минералы представлены хлоритом, антигоритом, ортопироксеном и оливином. В акцессорных количествах присутствуют хромит, магнезит, Тi-клиногумит и ильменит. Пойкилитовые зерна оливина размером до 8 мм равномерно распространены по породе, они пронизаны многочисленными разноориентированными иглами позднего антигорита (рис. 4а, 4б, 5а, 5г), но центральные части некоторых зерен серпентинизацией не затронуты (рис. 4а, 4б). Почти половина породы сложена субидiomорфными кристаллами ортопироксена длиной до 1 см (рис. 4а, 4б), замещающими оливин, о чем можно судить по включениям в нем оливина (рис. 5в, 5г). Ортопироксен обычно имеет идиоморфные очертания на границах с хлоритом и антигоритом (рис. 5б). Примечательно, что в оливине, контактирующем с хлоритом, наблюдается пониженное количество игл антигорита по сравнению с оливином в бесхлоритовой области (сравните рис. 5г и 5д). Магнезит часто ассоциирует с антигоритом (рис. 5е). Иголочки антигорита иногда пронзают хлорит. Тi-клиногумит находится во включениях в оливине и в ортопироксене (рис. 5а–5в). Его можно встретить в срастаниях с хромитом или в полиминеральном включении $Ti-Chu + Ol + Ilm \pm Chr$ (рис. 5б, 5в). Хромит образует сыпь из мельчайших (<50 мкм) включений в оливине и ортопироксене.

Магнезит-антигоритовый метагаецбургит (обр. МК 3.25) имеет массивную текстуру. Структура породы порфириобластовая, нематолепидогранобластовая (рис. 4б). Порфириобласты представлены длиннопризматическими субидiomорфными кристаллами ортопироксена (рис. 4в, 4г). Крупные кристаллы ортопироксена часто образуют радиально-лучистые агрегаты (рис. 4в, 4г). Подобные структуры известны, например, в хлоритовых метагаецбургитах в Кордильерах Бетик в Испании (Padrón-Navarta et al., 2011), авторы называют эту структуру спинифексоподобной. Породообразующие минералы представлены оливином, ортопироксеном, антигоритом и магнезитом. Акцессорными минералами являются хромит, ильменит и Тi-клиногумит (единичные зерна). Зерна оливина размером до 8 мм равномерно распределены по породе, они замещаются ортопироксеном и антигоритом, о чем можно судить по включениям оливина в ортопироксене, а также по фрагментам реликтовых кристаллов оливина в антигоритовом матриксе (рис. 6в). Антигорит встречается в виде разрозненных игольчатых кристаллов, наполняющих оливин, реже встречающихся в ортопироксене и магнезите (рис. 6). Наиболее распространен этот минерал в плотных листоватых массах, не имеющих сланцеватости и находящихся в равновесных

Таблица 1. Минеральный состав метаультрамафитов

Номер образца	<i>Ol</i>	<i>Opx</i>	<i>Chl</i>	<i>Atg</i>	<i>Mst</i>	<i>Ta</i>	<i>Ti-Chu</i>	<i>Chr</i>	<i>Ilm</i>
МК 3.22		+	+	+		+			
МК 3.23	+		+	+	+		+	+	+
МК 3.25	+	+		+	+		+	+	

соотношениях с порфиробластами ортопироксена (рис. 6а, 6б). Ti-клиногумит и хромит находятся во включениях в оливине и в ортопироксене. Ti-клиногумит встречается много реже, чем в антигорит-хлоритовом метагарцбургите. Хромит встречается в виде многочисленных мелких включений в оливине и ортопироксене, в антигорите образует редкие, но относительно крупные скопления зерен.

Структурное положение магнетита в породе неоднозначное (рис. 6). С одной стороны, жилы карбоната секут ортопироксен и антигорит (рис. 4в, 4г, 6г). С другой – листочки антигорита встречаются в карбонатных жилах (рис. 6е), иногда заполняя их наполовину, а в областях масштабной антигоритизации наблюдается растворение реликтовых кристаллов магнетита (рис. 6б). Кроме того, иногда встречаются сростания магнетита с ортопироксеном (рис. 6д), которые, по всей видимости, отражают раннюю стадию замещения ортопироксена магнетитом (рис. 6д, врезка). Возможные причины таких соотношений рассматриваются в разделе “Обсуждение результатов”.

Антигорит-хлоритовый метаортопироксенит (обр. МК 3.22) имеет массивную текстуру, гетеробластовую, лепидогранобластовую структуру (рис. 4д, 4е). Порода преимущественно сложена длиннопризматическими кристаллами ортопироксена, напоминающими структуру спинифекса в коматиитах. Пространство между ортопироксеном заполнено плотными листоватыми массами, сложенными антигоритом и хлоритом, последний заметно преобладает. В отличие от предыдущих пород, в ортопироксене не обнаружены включения каких-либо минералов. Аксессуарных минералов практически нет, обнаружено лишь несколько зерен хромита размером менее 3 мкм. Порода прорывает механически более прочная, чем сама порода, серпентинитовая жила мощностью около 1 см. В жиле наблюдается сланцеватость, параллельная контакту, рассланцевание затрагивает и зерна ортопироксена, находящиеся в 5 мм зоне возле контакта (рис. 4д, 4е). На контакте с жилой образуется реакционная зона (до 500 мкм), выполненная агрегатом из мелких кристаллов талька, хлорита и антигорита. В жиле встречаются редкие реликтовые кристаллы ортопироксена и хлорита.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Электронно-микроскопические исследования и электронно-зондовый микроанализ минералов проводились в лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии и вулканологии Геологического факультета МГУ.

Химические анализы фаз были получены с помощью электронно-зондового микроанализатора Superprobe JXA-8230 с вольфрамовым термоэмиссионным катодом. Структурные взаимоотношения экспериментальных фаз изучались в режиме обратнорассеянных электронов при ускоряющем напряжении 20 кВ. Количественный микроанализ минералов с использованием пяти кристалл-дифракционных спектрометров проводился в режиме сфокусированного электронного зонда при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 20 нА. В качестве стандартов для измерения главных элементов применяли природные силикаты. Для главных элементов время накопления импульсов на пике составляло 30 с, на фоне 15 с. В этих условиях величина стандартного отклонения при измерении главных компонентов не превышала 0.9 отн. %.

Представительные анализы минералов приводятся в табл. 2–6. Пересчет электронно-зондовых микроанализов осуществлялся по кислородному методу с учетом трехвалентного железа (Fe^{3+}) для хромита.

Оливин образует реликтовые зерна в матриксе породы и находится во включениях в ортопироксене в двух образцах метагарцбургитов (МК 3.23 и МК 3.25). Оливины в обоих образцах имеют составы, отличающиеся на сотую долю по магнетиальности (табл. 2, рис. 7). Зональность в пределах отдельных зерен не выявлена. Включения оливина в ортопироксене в каждой из пород, как правило, попадают в диапазоны составов оливинов матрикса. При этом все оливины заметно отличаются от оливинов из мантийных перидотитов и базальтов COX (MORB) повышенным содержанием никеля, частично попадая в большое поле оливинов из океанических островов, OIB (рис. 7а). Повышенное содержание никеля характерно для метаморфогенных оливинов из высокобарных комплексов (Endo et al., 2015).

Ортопироксен во всех изученных образцах представлен энстатитом с невысоким содержанием

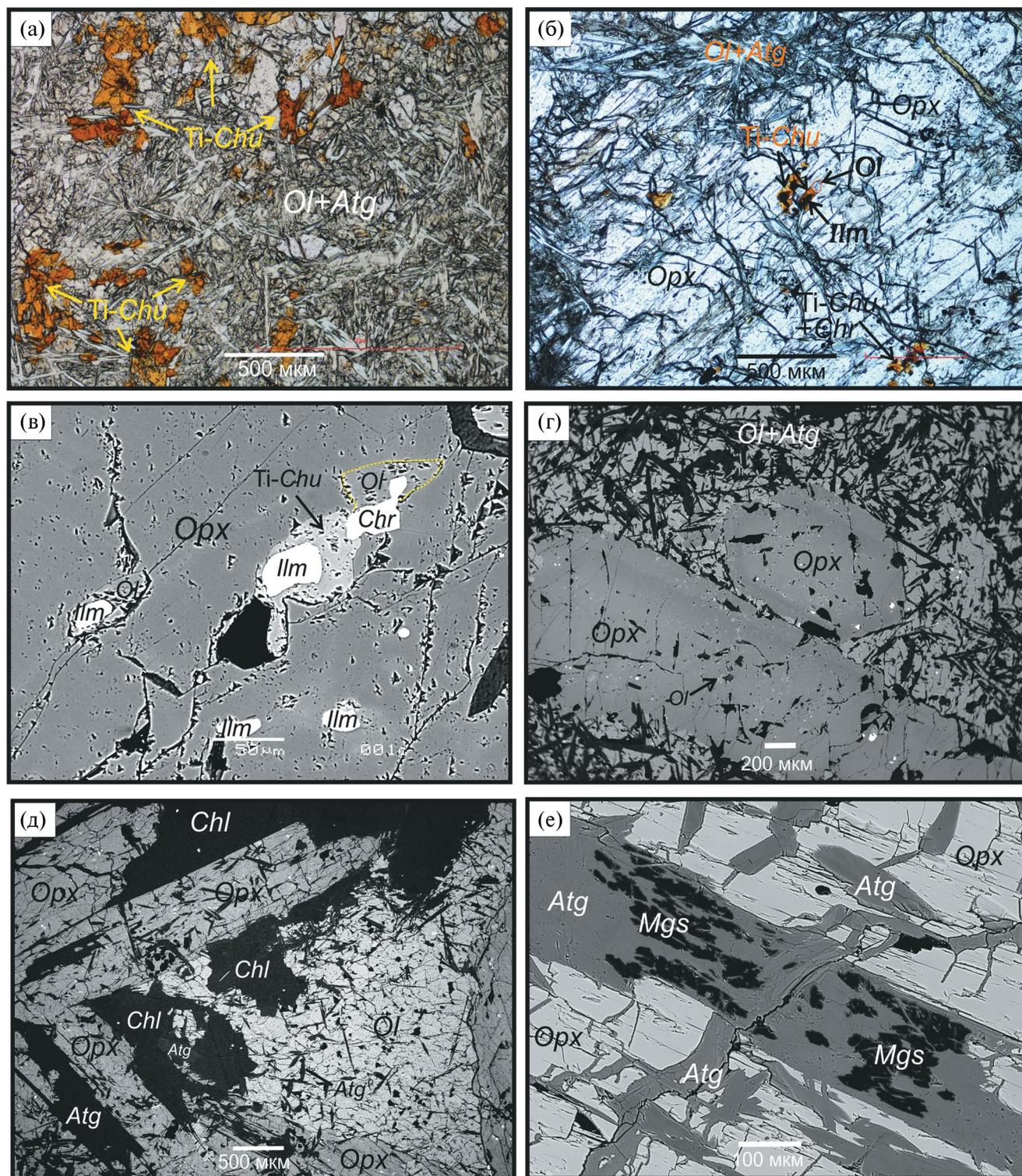


Рис. 5. Петрографические и микроструктурные особенности антигорит-хлоритового метагаббурита (обр. МК 3.23). (а) – включения Тi-клиногумита в зерне оливина, пронизанного многочисленными вторичными иглами антигорита. (б, в) – полиминеральные включения (Ti-Chu + Chr + Ol ± Ilm) в ортопироксене. (г) – зональные идиобласты ортопироксена, окруженные пойкилитовым оливином; мелкие (<5 мкм) белые пятнышки в оливине и ортопироксене – хромит. (д) – сосуществующие порфиробласты ортопироксена и хлорита; оливин содержит редкие иглы вторичного антигорита. (е) – антигорит и магнезит в ортопироксене. Микрофотографии (а) и (б) – оптическое изображение участков шлифа, (в)–(е) – изображения в обратнорассеянных электронах.

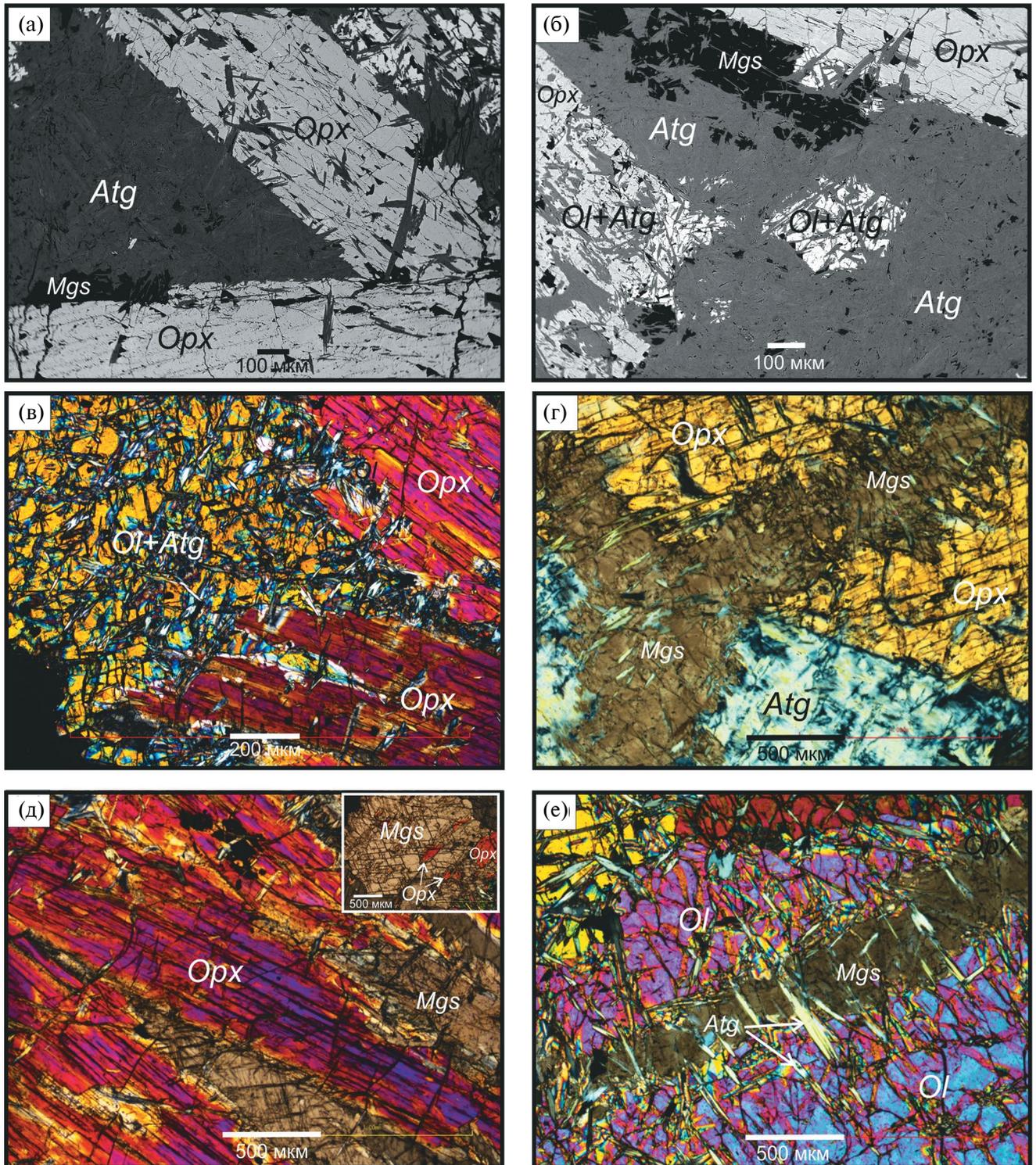


Рис. 6. Петрографические и микроструктурные особенности магнетит-антигоритового метагаббурита (обр. МК 3.25).

(а) – субидiomорфные кристаллы ортопироксена, сосуществующие с плотной листоватой массой антигорита. (б) – частичное замещение оливина и магнетита антигоритом и равновесные соотношения с ортопироксеном. (в) – ортопироксен, замещающий реликтовый оливин. (г) – жилы магнетита, пронизывающие ортопироксен и антигорит. (д) – замещение ортопироксена магнетитом, имеющее вид сростания; на врезке – более развитая стадия этого замещения. (е) – жила магнетита в оливине; иглы антигорита пронизывают жилу и вмещающий оливин. (а) и (б) – изображения в обратнорассеянных электронах, (в)–(е) – оптическое изображение, николи скрещены.

Таблица 2. Представительные микронзондовые анализы и кристаллохимические формулы оливина и ортопироксена из метальтрамафитов мак-сютовского комплекса

Компо- ненты	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol		
	МК 3.23*	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.25	МК 3.22	МК 3.22									
	центр	край	вкл в Орх	центр	край	вкл в Орх	центр	край	центр	край	центр	центр	край	центр	край	центр	центр	центр	центр	край	край
SiO ₂	40.56	40.96	41.00	40.45	40.64	40.67	57.01	57.31	56.86	57.54	57.71	57.30	56.82	57.55	57.07	57.55	56.82	57.55	57.07	57.61	58.11
TiO ₂	0.03	нпо	0.02	нпо	нпо	нпо	0.01	нпо	0.05	0.03	0.03	нпо	0.01	нпо	0.02	нпо	0.01	нпо	0.02	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.02	0.03	0.02	0.05	0.06	0.02	0.02	0.10	0.10	0.02	0.02	0.10	0.03	0.03	0.13
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	нпо	нпо	нпо	0.03	0.01	0.03	0.05	0.04	0.01	0.04	0.05	0.01	0.05	0.04	0.01	0.01	0.01	0.21
FeO	9.13	9.29	9.13	10.03	9.97	10.14	7.15	5.93	8.84	5.73	5.58	6.89	8.08	8.08	6.48	8.08	8.08	8.08	6.48	6.40	6.08
MnO	0.08	0.10	0.04	0.09	0.10	0.10	0.16	0.12	0.18	0.06	0.05	0.09	0.12	0.23	0.18	0.23	0.12	0.23	0.16	0.16	0.06
MgO	49.16	49.75	49.65	48.69	48.88	48.60	35.39	36.13	33.73	36.30	36.47	35.50	34.42	34.63	35.75	34.63	34.42	34.63	35.48	35.48	36.20
CaO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.01	0.05	0.02	0.05	0.03	0.03	0.06	0.08	0.06	0.03	0.06	0.07	0.07	0.08
NiO	0.47	0.47	0.55	0.46	0.46	0.44	нпо	нпо													
Сумма	99.44	100.56	100.40	99.72	100.05	99.95	99.76	99.53	99.75	99.78	99.98	99.85	99.54	100.61	99.68	100.61	99.54	100.61	99.68	99.77	100.87
O	4	4	4	4	4	4	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	0.995	0.997	1.000	0.995	0.996	1.000	1.978	1.981	1.987	1.981	1.982	1.982	1.983	1.986	1.976	1.986	1.983	1.986	1.990	1.990	1.982
Ti	0.001	нпо	0.000	нпо	нпо	нпо	0.000	нпо	0.001	0.001	0.001	нпо	0.000	нпо	0.000	нпо	0.000	нпо	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.004	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005
Cr	0.000	0.000	0.000	нпо	нпо	нпо	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003
Fe ²⁺	0.179	0.189	0.186	0.207	0.205	0.208	0.208	0.171	0.258	0.165	0.160	0.199	0.236	0.233	0.187	0.233	0.236	0.233	0.185	0.185	0.174
Mn	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.005	0.003	0.005	0.002	0.002	0.003	0.004	0.007	0.005	0.007	0.004	0.007	0.005	0.005	0.002
Mg	1.820	1.805	1.803	1.788	1.789	1.781	1.830	1.861	1.757	1.863	1.866	1.830	1.790	1.781	1.845	1.781	1.790	1.781	1.826	1.826	1.841
Ca	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003
Ni	0.008	0.009	0.011	0.009	0.009	0.009	нпо	нпо													
Сумма	3.005	3.002	3.002	3.001	3.000	3.000	4.021	4.018	4.011	4.015	4.015	4.017	4.016	4.012	4.021	4.012	4.016	4.012	4.009	4.009	4.009
X _{Mg}	0.91	0.91	0.91	0.90	0.90	0.90	0.90	0.92	0.87	0.92	0.92	0.90	0.88	0.88	0.91	0.88	0.88	0.88	0.91	0.91	0.91

Примечание. Здесь и далее: нпо – ниже порога обнаружения, $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$.

*Номер образца.

Al_2O_3 и вариативностью магниальности в пределах первых номеров (табл. 2, рис. 8). В *Atg-Chl* метагарцбургите (обр. МК 3.23) отмечаются наименьшие вариации состава ортопироксена: $X_{Mg} = 0.90-0.92$, $Al_2O_3 = 0.01-0.10$ мас. %, $Cr_2O_3 = 0.00-0.08$ мас. %. В некоторых порфиробластах из этого образца видна концентрическая ростовая зональность (рис. 5г), отражающая повышение магниальности на 0.01–0.02 от центра к краю. В ядрах некоторых порфиробластов можно наблюдать пятнистую зональность, с которой связаны наиболее железистые участки. Краевые части зерен однородны по составу и имеют наиболее высокую магниальность. Ортопироксен из жилы, секущей *Atg-Chl-Opx* метаортопироксенит, имеет повышенные содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 .

Антигорит встречается во всех изученных образцах. Главными особенностями его состава являются повышенные содержания Cr_2O_3 (до 2.1 мас. %) и Al_2O_3 (до 4.1 мас. %), а также неизменная магниальность, $X_{Mg} = 0.95$ (табл. 3). Насколько нам известно, это наиболее хромистые антигориты из высокобарных метаморфических комплексов (Padrón-Navarta et al., 2011; Shen et al., 2015 и ссылки в них). Между содержаниями алюминия и кремния в антигорите видна четкая отрицательная корреляция (рис. 9а), между хромом и алюминием – положительная (рис. 9б). В метагарцбургитах антигорит образует плотные массы между ортопироксенами и оливинами. Состав антигорита здесь меняется в широком диапазоне (рис. 9), даже на микроуровне. Игольчатые включения в оливине и в ортопироксене имеют сходные вариации состава, иголки в хлорите из *Chl* метагарцбургита отличаются повышенными содержаниями Cr и Al . Закономерностей в изменении состава в пределах каждого структурного типа (включения, плотные массы) не выявлено. Антигорит в *Atg-Chl* метаортопироксените находится в нижней части поля составов антигорита из *Atg-Chl* метагарцбургита (рис. 9). В серпентинитовой жиле из этого образца содержание Cr снижается до 0.3 форм. ед.

Хлорит встречается в *Atg-Chl* метагарцбургите и *Atg-Chl* метаортопироксените. По составу хлорит отвечает пеннину. Для него характерны повышенные содержания Cr_2O_3 (3.5 мас. %), Al_2O_3 (12.5 мас. %) и высокая магниальность $X_{Mg} \sim 0.95$ (табл. 3). В наиболее крупных зернах хлорита из *Atg-Chl* метагарцбургита наблюдается пятнистая зональность, определяемая изоморфизмом хрома и алюминия. Для хлорита в *Atg-Chl* метаортопироксените характерно изоморфное замещение (Al^{3+} , Cr^{3+}) \leftrightarrow (Si^{4+} , Mg^{2+}). Скелетные хлориты в жилах имеют повышенное содержание кремния и пониженное хрома, отвечающее предельным значениям в породе.

Карбонат представлен только магнезитом, он встречен в *Atg-Chl* и *Mgs-Atg* метагарцбургитах (табл. 4). В *Atg-Chl* метагарцбургите магнезит имеет

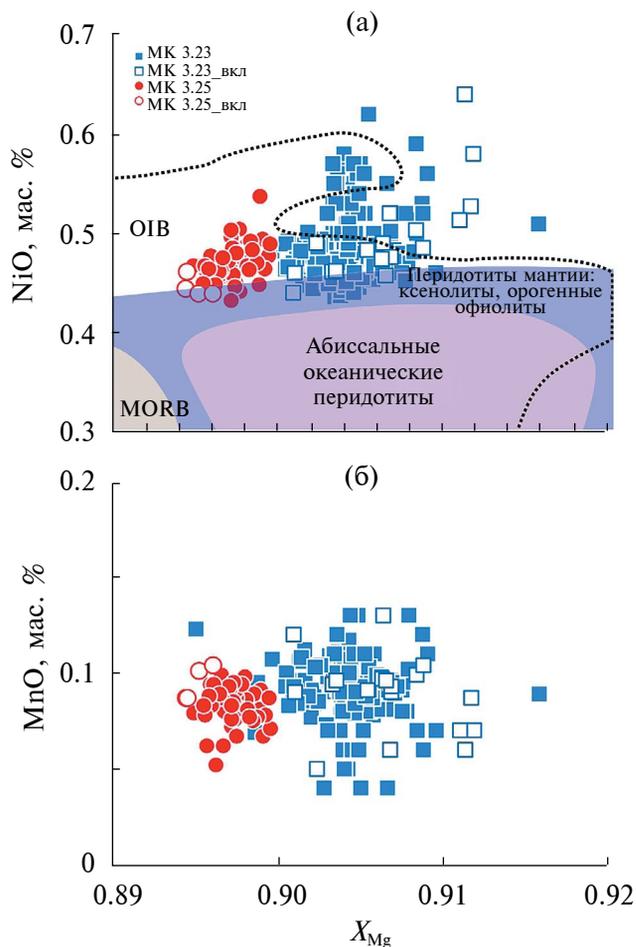


Рис. 7. Параметры состава оливина в крупных зернах и во включениях в ортопироксене из обр. МК 3.23 и МК 3.25. (а) Диаграмма $X_{Mg}-NiO$ (мас. %), (б) диаграмма $X_{Mg}-MnO$ (мас. %). Фрагменты полей составов оливина из перidotитов мантии (лиловое), абиссальных перidotитов (сиреневое), базальтов COX (MORB, бежевое) и базальтов океанических островов (OIB, точечная пограничная линия, бесцветное) (Sobolev et al., 2005).

выдержанный состав ($X_{Mg} = 0.94-0.95$), в отличие от *Mgs-Atg* метагарцбургита, где отмечается более широкое изменение магниальности, $X_{Mg} = 0.93-0.97$, как в пределах одного зерна, так и разных, включая соседние.

Ti-клиногумит находится во включениях в оливине и в ортопироксене из метагарцбургитов, его состав представлен в табл. 5 и на рис. 10. *Ti-клиногумит* в обеих породах характеризуется невысоким содержанием фтора (не более 0.62 мас. %, $X_F = F$ (форм. ед.)/2 = 0.01–0.03), отличаясь в *Atg-Chl* метагарцбургите более высокой магниальностью $X_{Mg} = 0.90-0.91$ (vs 0.89–0.90 в *Mgs-Atg* метагарцбургите) и диапазоном содержания

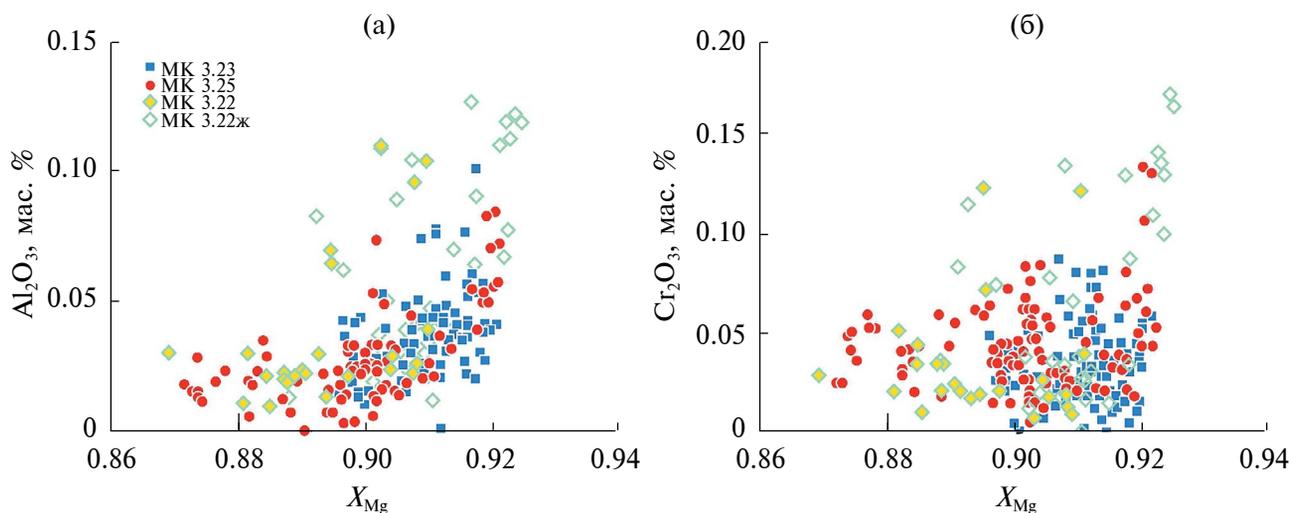


Рис. 8. Параметры состава ортопироксена из метальтрамафитов (обр. МК 3.23, МК 3.25, МК 3.22ж). (а) Диаграмма X_{Mg} – Al_2O_3 (мас. %), (б) диаграмма X_{Mg} – Cr_2O_3 (мас. %). Обр. МК 3.22ж – ортопироксен из антигоритовой жилы.

Ti = 0.27–0.45 форм. ед. (0.37–0.43 форм. ед.) (рис. 10а, 10б). Состав включений Ti-клиногумита в *Atg-Chl* метагарцбургите практически не зависит от минерала-хозяина. Того же нельзя сказать о Ti-клиногумите из *Mgs-Atg* метагарцбургита, где ортопироксен содержит более фтористые и менее титанистые включения клиногумита, чем оливин. Заметим, что количество анализов во второй породе много меньше из-за малой распространенности в ней Ti-клиногумита. Состав клиногумита в обеих породах изменяется вдоль теоретического обменного вектора $TiO_2Mg_{-1}OH_{-1}$, предложенного (Evans, Trommsdorff, 1983), и хорошо воспроизводимого в минерале из разных высокобарных комплексов (Shen et al., 2015).

Хромит встречен только в метагарцбургитах (табл. 6), где он имеет довольно выдержанный состав, характеризующийся пониженным содержанием Al_2O_3 и повышенным Fe_2O_3 (рис. 11). Такие составы не характерны для мантийных хромитов, абиссальных, субкратонных и преддуговых перидотитов, равно как для кумулюсных ультрамафитов (рис. 11). Последнее важно, так как исключается кумулюсное происхождение рассматриваемых пород. Хромиты в них отвечают по составу хромитам из метальтрамафитов высокобарных комплексов (например, Shen et al., 2015; González-Jiménez et al., 2017).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Главные (петрогенные) элементы

Валовый химический состав рассматриваемых в настоящей работе образцов метальтрамафитов и антигоритовой жилы, секущей *Atg-Chl*

метаортопироксенит, определялся в ЦКП ИГЕМ РАН (г. Москва) методом рентгеноспектрального флюоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия модель Axios производства компании PANalytical (Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом. Максимальное напряжение на трубке 60 кВ, максимальный анодный ток 160 мА. Анализ выполнен по методике 439-РС НСАМ ВИМС 2010. Размеры проб обычно составляли 50–70 г. После квартования, навески размером 4–6 г истирались в агатовой ступке. Подготовка препаратов для анализа выполнена по технологии боратного плавления. Погрешность результатов анализа соответствует III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-04. Содержание железа вне зависимости от действительного валентного состояния представлено в суммарной форме оксида $Fe_2O_3^{общ}$.

Химический состав проб по главным петрологическим элементам представлен в табл. 7. Образцы показывают различные потери при прокаливании (П.п.п.) от 2.92 до 10.36 мас. %. Наименьшие потери наблюдаются в *Atg-Chl* метаортопироксените (обр. МК 3.22) и в *Atg-Chl* метагарцбургите (обр. МК 3.23), наибольшие – в антигоритовой жиле из *Atg-Chl* метаортопироксенита и в *Mgs-Atg* метагарцбургите (обр. МК 3.25). Все образцы показывают деплетированные составы с низкими содержаниями CaO (0.04–0.11 мас. %) и Al_2O_3 (0.98–3.23 мас. %). Все образцы характеризуются высокой магниальностью $X_{Mg} = 0.89–0.92$; по содержанию SiO_2 все нормализованные на 100% составы отвечают породам основного состава.

Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы и кристаллохимические формулы антигорита и хлорита из метасульфидов максютовского комплекса

Компо- ненты	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg*	Atg	Atg	Atg	Atg	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	
	МК 3.23	МК 3.25	МК 3.23	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.22	МК 3.22	МК 3.22	МК 3.23	МК 3.22	МК 3.22	МК 3.22	МК 3.22	МК 3.22	реакц. зона
	в <i>Orx</i>	в <i>Ol</i>	в <i>Chl</i>	в <i>Orx</i>	в <i>Ol</i>	агрегат	агрегат	порода	реакц. зона	жила	крупн. зерно	крупн. зерно	с <i>Atg</i>	с <i>Atg</i>	с <i>Atg</i>	с <i>Atg</i>	жила	реакц. зона
SiO ₂	41.41	40.59	40.07	42.81	41.82	42.15	41.04	42.20	40.91	43.10	32.93	33.14	33.37	35.01	33.37	34.82	33.53	
TiO ₂	0.02	0.01	нпо	0.01	нпо	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	нпо	0.02	нпо	0.03	
Al ₂ O ₃	3.24	3.29	3.84	2.30	2.64	2.23	3.24	3.08	3.09	2.43	13.00	12.12	12.35	12.45	12.35	12.10	12.33	
Cr ₂ O ₃	1.50	1.25	2.07	0.56	1.14	0.81	1.64	1.07	1.11	0.60	2.24	3.59	2.89	1.27	2.89	1.29	3.94	
FeO	3.47	3.74	3.35	3.78	3.59	3.58	3.55	3.75	3.95	3.73	3.58	3.37	3.01	3.08	3.01	3.16	3.03	
MnO	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	нпо	0.01	0.08	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	
MgO	37.14	36.33	36.26	38.12	37.17	37.77	37.09	36.73	36.52	37.24	33.95	33.64	33.15	33.80	33.15	34.06	32.67	
NiO	0.22	0.23	0.22	0.22	0.21	0.22	0.22	-	0.13	0.10	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	
Сумма	87.02	85.46	85.84	87.84	86.58	86.77	86.82	86.84	85.74	87.30	86.01	86.16	84.95	85.81	84.95	85.61	85.78	
O	116	116	116	116	116	116	116	116	116	116	28	28	28	28	28	28	28	
Si	32.267	32.247	31.731	32.973	32.716	32.873	32.106	32.851	32.420	33.346	6.351	6.401	6.490	6.689	6.490	6.677	6.482	
Ti	0.013	0.005	0.000	0.008	нпо	0.004	0.015	0.011	0.011	0.006	0.005	0.003	0.003	нпо	0.003	нпо	0.005	
Al	2.975	3.081	3.585	2.091	2.432	2.049	2.989	2.827	2.886	2.218	2.956	2.758	2.831	2.803	2.831	2.735	2.808	
Cr	0.927	0.784	1.298	0.341	0.703	0.498	1.011	0.657	0.698	0.366	0.341	0.548	0.444	0.192	0.444	0.196	0.602	
Fe ²⁺	2.255	2.477	2.216	2.431	2.344	2.333	2.319	2.433	2.611	2.410	0.575	0.543	0.488	0.491	0.488	0.505	0.489	
Mn	0.008	0.017	0.021	0.017	0.010	0.005	0.009	нпо	0.008	0.051	0.001	0.002	0.001	0.004	0.001	0.005	0.004	
Mg	43.149	43.021	42.808	43.768	43.347	43.920	43.262	42.617	43.140	42.953	9.760	9.686	9.611	9.627	9.611	9.738	9.414	
Ni	0.139	0.143	0.139	0.139	0.134	0.139	0.139	-	0.090	0.077	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	
Сумма	81.732	81.777	81.798	81.767	81.686	81.822	81.851	81.396	81.864	81.427	19.989	19.940	19.868	19.807	19.868	19.856	19.804	
X _{Mg}	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.94	0.95	0.94	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	

Примечание. Прочерк – не измерялось.

*Анализ №111, используемый далее в расчетах.

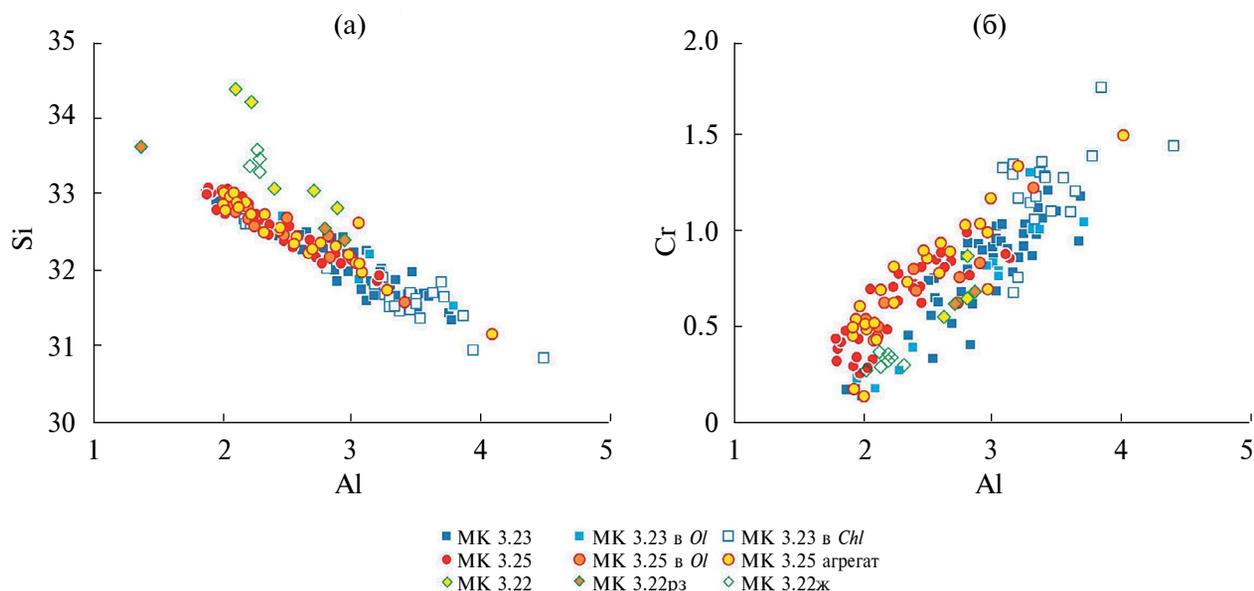


Рис. 9. Корреляции параметров состава антигорита (форм. ед., пересчет на 116 атомов кислорода) из металаультрамафитов (обр. МК 3.23, МК 3.25, МК 3.22) на диаграммах Si–Al (а) и Cr–Al (б). ж – серпентинитовая жила, рз – реакционная зона между жилой и породой.

Метаперидотиты и ортопироксенит отличаются от антигоритовой жилы пониженными содержаниями Cr_2O_3 и $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}}$, что указывает на привнос–вынос этих компонентов на заключительной стадии метасоматических преобразований.

Рассеянные элементы

Анализы образцов на рассеянные элементы проводились посредством масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на установке XSeriesI в Институте проблем технологии микроэлектроники РАН (г. Черноголовка).

В табл. 7 и на рис. 12 представлены содержания рассеянных элементов, нормализованные на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), в двух образцах металаультрамафитов – *Mst-Atg* метагарцбургите (МК 3.25) и *Atg-Chl* метаортопироксенита (МК 3.22) и в антигоритовой жиле (обр. МК 3.22ж), секущей метаортопироксенит.

Графики распределения редкоземельных элементов (REE) в обеих породах показывают наклонные спектры с пониженными содержаниями HREE относительно LREE (рис. 12а). При этом весь спектр метагарцбургита немного, но обеднен REE по сравнению с примитивной мантией, а ортопироксенита – только в отношении HREE. Различия в содержаниях LREE между *Atg-Chl* метаортопироксенитом и антигоритовой жилой (обр. МК 3.22ж) убедительно показывают вынос этих элементов из породы при серпентинизации, сопряженный с выносом железа, привносом хрома и алюминия (табл. 7).

Графики распределения редких элементов показывают деплетирование по большинству элементов относительно примитивной мантии во всех образцах (рис. 12б), за исключением положительных аномалий по Pb, Sb, U, Cs, Li. Отрицательные аномалии по Ba, Rb, Sr, Nb еще более удаляют породы от состава примитивной мантии. Метагарцбургит имеет пониженные содержания большинства рассеянных элементов по сравнению с другими породами.

В обр. МК 3.22 материал антигоритовой жилы (МК 3.22ж) и материал вмещающей породы (МК 3.22i) практически идентичны по всем редким и редкоземельным элементам (рис. 12). Это может указывать на то, что при формировании антигоритовых жил эти элементы были инертны и не выносились из зоны метаморфизма, что отличает их от таких петрогенных элементов, как железо, алюминий и хром.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФАЗОВЫХ РАВНОВЕСИЙ

Минеральные парагенезисы в изученных породах не позволяют применять методы классической термобарометрии. Более того, развитие по оливину ортопироксена, антигорита и хлорита при отсутствии реликтов граната и шпинели указывает на привнос водосодержащим флюидом таких элементов, как Si и Al, т.е. на метасоматический характер преобразований. Для их восстановления, наряду с *P-T* условиями, требуется учитывать активности

Таблица 4. Представительные микронзондовые анализы и кристаллохимические формулы магнезита из метальтрамафитов максютовского комплекса

Компо- ненты	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>
	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.23
	в <i>Opx</i>	в <i>Opx</i>	сростки с <i>Opx</i>	в <i>Ol</i>	в <i>Ol</i>	жила в <i>Ol</i>	жила в <i>Ol</i>	с <i>Atg</i>	с <i>Atg</i>	в <i>Opx</i>
FeO	2.72	5.92	4.13	6.65	4.28	4.72	2.75	4.49	4.49	4.53
MnO	0.37	0.19	0.09	0.21	0.07	0.11	0.40	0.13	0.13	0.13
MgO	44.99	42.81	43.79	42.10	44.23	43.57	45.08	44.02	44.02	43.80
CaO	0.21	0.16	0.45	0.26	0.04	0.10	0.21	0.61	0.61	0.55
Сумма	48.29	49.07	48.46	49.21	48.62	48.51	48.45	49.25	49.25	49.01
O	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Fe ²⁺	0.032	0.072	0.050	0.081	0.051	0.057	0.033	0.054	0.054	0.054
Mn	0.005	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001	0.005	0.002	0.002	0.002
Mg	0.960	0.924	0.942	0.913	0.947	0.940	0.958	0.936	0.936	0.936
Ca	0.003	0.002	0.007	0.004	0.001	0.002	0.003	0.009	0.009	0.008
Сумма	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.999	1.000	1.000	1.000
X_{Mg}	0.97	0.93	0.95	0.92	0.95	0.94	0.97	0.95	0.95	0.95
X_{Ca}	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01

Примечание. $X_{Ca} = Ca/(Ca + Mg + Fe^{2+})$.

вышеуказанных компонентов во флюиде, что было реализовано благодаря применению следующей методики. На $P-T$ диаграмме выделялась область в диапазоне $P = 10-25$ кбар и $T = 550-650^\circ C$ (рис. 13). В выделенной области создавалась сетка с шагом по давлению 0.5 ГПа и по температуре – 25 и 50 $^\circ C$. В каждом узле такой сетки проводилось моделирование фазовых равновесий для состава исходного оливина при разных активностях SiO_2 и Al_2O_3 . В расчетах задавалось условие, что чисто водный флюид находится в избытке – это вполне соответствует сути инфильтрационного метасоматического процесса.

При моделировании использовался программный комплекс *Perple_X* (версия 6.9.1 от 2.12.2022 г., Connolly, 2005) с файлом *hp634ver.dat*, основанным на термодинамической базе данных (Holland, Powell, 2011), и файлом *solution_model.dat*, содержащим модели твердых растворов, среди которых применялись следующие: *O(HGP)* для оливина (Holland et al., 2018), *Opx(TH)* для ортопироксена (Tomlinson, Holland, 2021), *Atg(PN)* для антигорита (Padrón-Navarta et al., 2013), *Chl(W)* для хлорита (White et al., 2014) и *oCcM(EF)* для карбоната (Franzolin et al., 2011).

Моделирование выполнялось для *Mgs-Atg* метагарцбургита, но полученные диаграммы

(рис. 13) могут быть применены и для других изученных пород. Ведь в расчетах задавался состав оливина из *Mgs-Atg* метагарцбургита, который вполне представителен и для *Atg-Chl* метагарцбургита (табл. 2). Напомним, что оливин, согласно петрографическим наблюдениям, является породообразующим минералом, по которому развиваются ортопироксен±антигорит±хлорит при высокобарном метасоматозе. Хромит не включался в исходный состав породы при расчетах, так как в твердых растворах антигорита и хлорита не вводится поправка на хром.

Расчетные диаграммы показывают (рис. 13), что парагенезис *Atg-Opx* (обр. 3.25) встречается лишь во вполне определенном диапазоне $P-T$ условий и активностей ($a_{SiO_2}-a_{Al_2O_3}$), а составы этих минералов, отвечающие природным, сужают этот диапазон до 600–625 $^\circ C$ и 1.5–2.5 ГПа (рис. 13а, 13б). Самое большое поле с *Atg-Opx* парагенезисом наблюдается на диаграмме $a_{SiO_2}-a_{Al_2O_3}$ при 550 $^\circ C$ и 2.5 ГПа; оно создается, прежде всего, за счет вариации значений $a_{Al_2O_3}$, диапазон изменения a_{SiO_2} довольно узок. Снижение давления приводит к сжатию этого поля вдоль оси a_{SiO_2} и опусканию его верхней границы по $a_{Al_2O_3}$ из-за расширения стабильности хлорита. Повышение температуры также способствует сокращению *Atg-Opx* поля до небольшой клиновидной

Таблица 5. Представительные микрозондовые анализы и кристаллохимические формулы Ti-клиногумита

Компоненты	Ti- <i>Chu</i>	Ti- <i>Chu</i>	Ti- <i>Chu</i>	Ti- <i>Chu</i>	Ti- <i>Chu</i>
	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.25	МК 3.25
	вкл. в <i>Ol</i> , сросток с <i>Ilm</i>	вкл. в <i>Ol</i> , конт. с <i>Atg</i>	вкл. в <i>Orx</i> , ПОЛИМИН. вкл.	вкл. в <i>Ol</i>	вкл. в <i>Orx</i>
SiO ₂	36.28	36.14	36.72	35.50	36.61
TiO ₂	4.24	4.67	5.26	4.96	4.00
Al ₂ O ₃	0.03	нпо	нпо	0.01	нпо
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.12	0.47	0.06
FeO	8.44	9.17	8.73	10.22	9.77
MnO	0.09	0.09	0.08	0.10	0.07
MgO	47.24	47.11	46.92	46.84	47.45
CaO	0.00	0.00		0.01	0.00
NiO	0.35	0.36	0.32	0.32	0.32
F	0.61	0.28	0.27	0.20	0.57
Сумма	97.10	97.79	98.43	98.58	98.63
Катионы	13	13	13	13	13
Si	4.019	3.983	4.035	3.905	4.003
Ti	0.353	0.387	0.434	0.410	0.329
Al	0.002	нпо	нпо	0.001	нпо
Cr	0.002	0.002	0.005	0.020	0.002
Fe ²⁺	0.782	0.845	0.802	0.940	0.893
Mn	0.008	0.009	0.008	0.009	0.006
Mg	7.799	7.739	7.684	7.681	7.734
Ni	0.031	0.032	0.028	0.028	0.028
F	0.054	0.025	0.024	0.018	0.050
Сумма	12.996	12.997	12.996	12.996	12.996
X _{Mg}	0.91	0.90	0.91	0.89	0.90
X _{Ti}	0.27	0.28	0.31	0.29	0.25
X _F	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03

Примечание. $X_{Ti} = 2Ti$ (форм. ед.)/(2Ti+OH), $X_F = F$ (форм. ед.)/2.

области, а впоследствии и полному выклиниванию из-за исчезновения антигорита (рис. 13а).

Природные составы ортопироксена ($X_{Mg} = 0.91$; Al (форм. ед.) = 0.001) и антигорита ($X_{Mg} = 0.97$; Al (форм. ед.) = 2.3) при $\lg a_{SiO} \sim -0.6$ и $\lg a_{Al_2O_3} \sim -2.5$ находятся в *Atg-Orx* поле $a_{SiO_2}-a_{Al_2O_3}$ диаграммы, рассчитанной при 625°C и 1.5 ГПа (рис. 13в). Примечательно, что даже небольшое снижение $\lg a_{SiO_2}$ могло привести к росту оливина с антигоритом, а повышение – ортопироксена. Последнее важно, так как может объяснить происхождение метаортопироксенитов – одну из разновидностей ультрамафитов в максютовском комплексе. Заметим, что небольшие области при аналогичных значениях активностей SiO₂ и Al₂O₃ обнаруживаются также на диаграммах при 600°C, 2.5 ГПа и 625°C, 2 ГПа,

т.е. моделирование показывает вполне определенный температурный диапазон 600–625°C в широком интервале давления, с минимальным значением около 1.5 ГПа. Дальнейшие ограничения по *P-T* условиям рассматриваются в главе “Обсуждение результатов”.

Повышение $a_{Al_2O_3}$ ведет к образованию ортопироксена с хлоритом – именно такой высокобарный парагенезис образуется в *Atg-Chl* метатарцбургите. Заметим, что расчетный состав хлорита в этой области близок к природному по магнезиальности, но завышен по алюминию (2 форм. ед. вместо ~1.4 форм. ед. в образце), что исключает использование представленной диаграммы (рис. 13) для более точного восстановления термодинамических условий образования этого парагенезиса. Возможно,

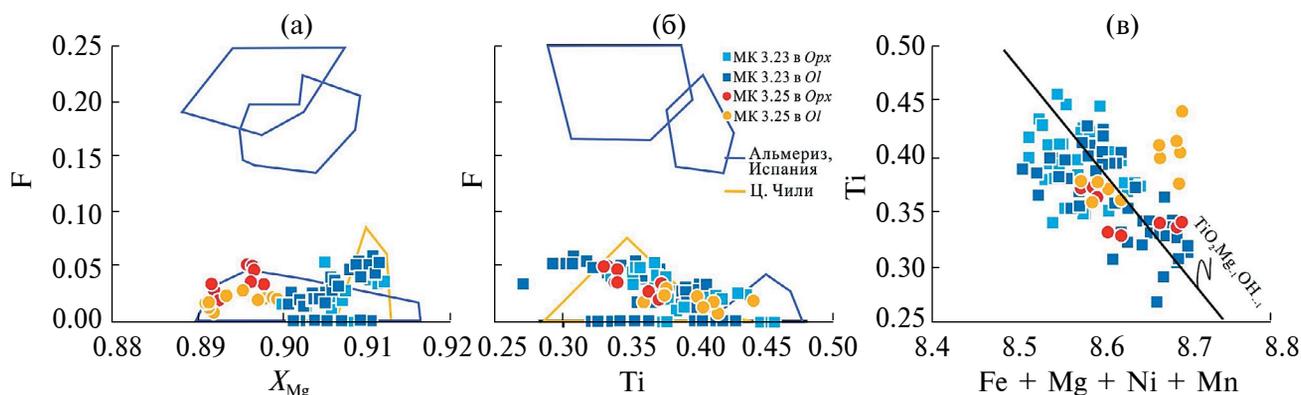


Рис. 10. Параметры состава Тi-клиногумита в метагарцбургитах (обр. МК 3.23, МК 3.25).

(а) X_{Mg} – F (форм. ед.), (б) F (форм. ед.)– Ti (форм. ед.), (в) Ti (форм. ед.)– $(Fe + Mg + Ni + Mn)$ (форм. ед.). Линия тренда – теоретический вектор состава клиногумитов $TiO_2Mg_{-1}OH_{-1}$, предложенный (Evans, Trommsdorff, 1983). Литературные данные по Тi-клиногумитам из массивов Альмериз (Almeriz), Испания (Lopez Sanchez-Visciano et al., 2005), Чилийских прибрежных Кордильер (González-Jiménez et al., 2017) показаны для сравнения.

завышение алюминия в хлорите может быть связано с повышенным содержанием хрома (изовалентного с алюминием) в природном хлорите (Cr_2O_3 до 3.6 мас. %). При этом вхождение хрома в структуру хлорита не прописано в моделях его твердого раствора, заложенных в программном комплексе *Perple_X*.

Несмотря на трудности с точным воспроизведением состава природного хлорита, расчетные фазовые диаграммы (рис. 13а) хорошо согласуются с петрографическими наблюдениями в *Atg-Chl* метагарцбургите. В частности, моделирование показывает, что антигорит, хлорит и ортопироксен в установленном диапазоне P - T условий (600–625°C, 1.5–2.5 ГПа) не образуют собственное поле на a_{SiO_2} – $a_{Al_2O_3}$ диаграмме (рис. 13а), т.е. эти новообразованные минералы не могли формировать единый минеральный парагенезис. На диаграммах присутствуют лишь небольшие поля с бинарными парагенезисами – *Chl-Opx* и *Atg-Opx*, и более крупные мономинеральные поля – хлоритовое (отвечает повышенной $a_{Al_2O_3}$) и ортопироксеновое (повышенная a_{SiO_2}). Антигоритовое поле и вовсе отсутствует в изученном диапазоне термодинамических параметров. При этом состав хлорита в одноименном поле составов заметно отличается от природного, а ортопироксена, наоборот, довольно близок. На основании этих данных можно предположить, что *Chl-Opx* и *Atg-Opx* парагенезисы в обр. МК 3.23 образовывались раздельно. При этом смена парагенезисов могла происходить при одних и тех же P - T условиях за счет вариации содержания Al во флюиде.

Если в образцах метагарцбургитов хлорит и антигорит относятся к разным парагенезисам, то в *Atg-Chl* ортопироксените (обр. МК 3.22) водные минералы образуют единую плотную массу, заполняющую пространство между кристаллами

ортопироксена. Выше отмечалось, что тройной *Atg + Chl + Opx* парагенезис на представленных диаграммах не воспроизводится (рис. 13а). Вместе с тем бинарный *Atg + Chl* парагенезис образует очень небольшие поля на a_{SiO_2} – $a_{Al_2O_3}$ диаграммах, построенных при 550°C и в диапазоне 1.0–2.5 ГПа. Следовательно, эти минералы в *Atg-Chl* ортопироксените могли отвечать немного более низкотемпературной стадии, чем ортопироксен и парагенезисы из других пород.

Антигоритовая жила воспроизводится при моделировании только при <500°C, 1–2.5 ГПа и a_{SiO_2} – $a_{Al_2O_3}$, установленных для *Atg-Opx* парагенезиса (рис. 13а). Чтобы подчеркнуть необходимость использования диаграмм с активностями компонентов (рис. 13), определяющих смену минеральных парагенезисов в изученных породах, мы провели моделирование фазовых равновесий, используя валовые химические составы метагарцбургитов (табл. 7, рис. 14). Расчеты проводились с использованием тех же программных файлов, но для иных исходных составов при фиксированном количестве водного флюида (присутствие карбонатов не учитывалось; влияние CO_2 на минеральные парагенезисы рассматривается в разделе “Обсуждение результатов”). Полученные диаграммы для обеих пород очень близки по форме, размерам и парагенезисам фазовых полей. Во всех полях фазовой диаграммы присутствует оливин. Это означает, что его замещение другими минералами (*Opx + Chl*, *Opx + Atg*), которое так отчетливо проявлено в природных образцах метагарцбургитов (рис. 6а–6г), в расчетах не воспроизводится. Например, минералы главной метасоматической стадии в метагарцбургите, обр. МК 3.23, *Opx + Chl* встречаются на P - T диаграмме в двух полях: *Opx + Chl + Ol + H_2O* и *Opx + Chl + Ol + Atg + H_2O* (рис. 14а). В образце

Таблица 6. Представительные микрозондовые анализы (мас. %) и кристаллохимические формулы хромита

Компо- ненты	<i>Chr</i>	<i>Chr</i>	<i>Chr</i>	<i>Chr</i>
	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.25	МК 3.25
	27*	31	14	17
	в <i>Ol</i>	в <i>Opx</i>	в <i>Ol</i>	в <i>Opx</i>
TiO ₂	0.58	0.57	1.37	1.15
Al ₂ O ₃	0.54	0.55	0.94	0.79
Cr ₂ O ₃	46.40	45.91	44.62	48.66
FeO	47.75	47.52	48.30	44.94
MnO	0.50	0.51	0.46	0.46
MgO	1.55	1.56	1.74	2.02
NiO	0.22	0.22	0.25	0.21
ZnO	0.57	0.49	0.44	0.39
Сумма	98.15	97.43	98.12	98.66
O	4	4	4	4
Ti	0.016	0.016	0.038	0.032
Al	0.024	0.024	0.041	0.034
Cr	1.363	1.357	1.301	1.412
Fe ³⁺	0.595	0.599	0.620	0.521
Fe ²⁺	0.889	0.887	0.871	0.859
Mn	0.016	0.016	0.014	0.014
Mg	0.086	0.087	0.096	0.110
Ni	0.006	0.007	0.007	0.006
Zn	0.016	0.014	0.012	0.011
Сумма	3.012	3.007	3.000	2.998
Cr/ (Cr + Fe ³⁺)	0.696	0.694	0.677	0.731
Cr/ (Cr + Al)	0.983	0.982	0.970	0.976
Fe ₂ O ₃	21.32	21.33	22.36	18.90
FeO	28.61	28.37	28.23	27.98

*Номер анализа.

метагарцбургита МК 3.25 минералами главной метасоматической стадии являются *Opx* + *Chl*, они находятся в поле *Ol* + *Opx* + *Atg* + H₂O (рис. 146).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Карбонатизация и H₂O-CO₂ флюид

В обнажениях вблизи дер. Караяново высокобарная карбонатизация (рост магнезита), как и Si-Al метасоматоз, наблюдается исключительно

в метаультрамафитах (табл. 1, рис. 3, 6). Чтобы оценить возможность карбонатизации эклогитов, ассоциирующих в толще с метаультрамафитами, мы рассчитали с помощью *Perple_X* минеральный парагенезис для эклогита из Караяновской стены (обр. 207, табл. 2, Fedkin et al., 2021) при *P-T* условиях главного этапа метасоматоза в метаультрамафитах – 630°C и 2 ГПа, задав содержания CO₂ и H₂O по 1 мас. %. Как видно из расчетов, в эклогитовом парагенезисе *Grt* + *Omp* + *Qz* + *Gln* + *Par* + *Dol* находится доломит. Это означает, что при наличии CO₂ во флюиде мы бы наблюдали в породе карбонат. Поскольку карбонаты отсутствуют в минеральных парагенезисах эклогитов, сланцев и кварцитов, которые ассоциируют с метаультрамафитами, можно предположить, что образование магнезита происходило во время метасоматоза ультрамафитов до того, как они были тектонически совмещены с другими породами высокобарной толщи. Каковы же были термодинамические условия этого метасоматоза и насколько они соответствуют главной метасоматической стадии, на которой образовывались водные минералы (*Atg*, *Chl*) и ортопироксен? Для ответа на этот вопрос мы выполнили соответствующие расчеты с помощью указанной выше версии программного комплекса *Perple_X*. Появление парагенезисов с карбонатом в расчетах обеспечивалось введением мольной доли CO₂ в водно-углекислотном флюиде при фиксированных *P-T* условиях.

Карбонатизация наиболее масштабно проявлена в *Mst-Atg* метагарцбургите (рис. 3), поэтому моделирование основывалось на составе оливина из этого образца при *P-T* условиях (600°C, 2.5 ГПа; 625°C, 2.0 ГПа; 625°C, 1.5 ГПа), при которых воспроизводится минеральный парагенезис и составы минералов главной метасоматической стадии (рис. 12). Влияние состава флюида на минеральный парагенезис в *Mst-Atg* метагарцбургите прослеживалось с помощью $a_{\text{SiO}_2}-a_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ диаграмм (рис. 15), рассчитанных при разных мольных долях CO₂ во флюиде ($X_{\text{CO}_2} = 0.01-0.05$).

Моделирование показывает (рис. 15), что магнезит образует на $a_{\text{SiO}_2}-a_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ диаграмме большое самостоятельное поле, расширяющееся по мере увеличения мольной доли CO₂. С другими минералами магнезит не сосуществует, за исключением небольшого поля с оливином, возникающего при $X_{\text{CO}_2} = 0.01$ (рис. 12а). Однако структурно парагенезис *Ol-Mst* не подтверждается. Согласно дополнительным расчетам, выполненным при $T = 600-625^\circ\text{C}$, $P = 2.0-2.5$ ГПа, $X_{\text{CO}_2} = 0.01-0.05$, выяснилось, что увеличение давления существенно расширяет область стабильности мономинерального поля с магнезитом вплоть до полного заполнения им $a_{\text{SiO}_2}-a_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ диаграммы (с сохранением диапазонов активностей SiO₂ и Al₂O₃) при 2.5 ГПа. Поле магнезита с оливином в этих расчетах не появляется, нет

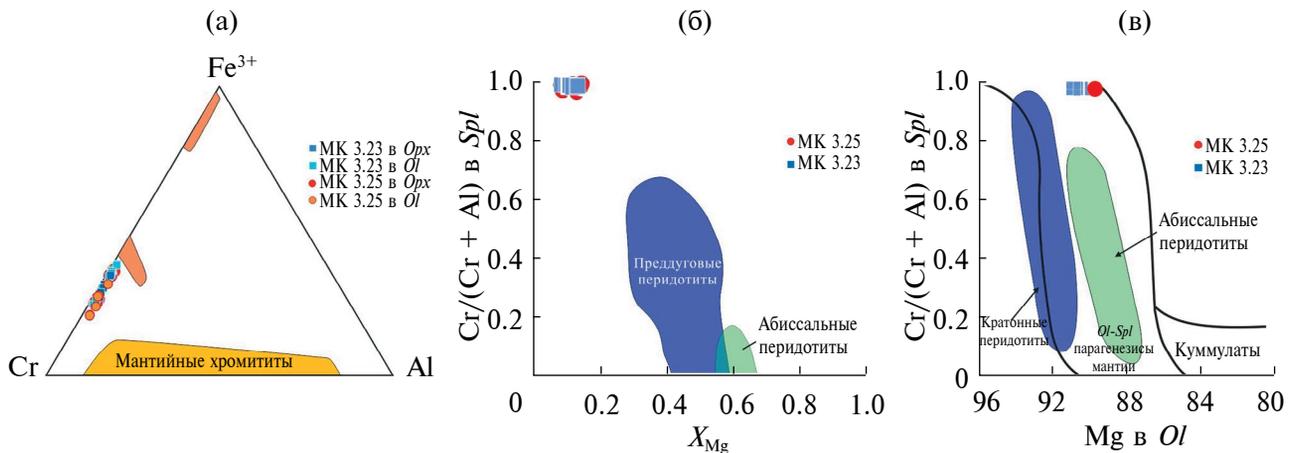


Рис. 11. Состав хромита на диаграммах.

(а) – тройная диаграмма Cr–Fe³⁺–Al (форм. ед.). Желтым цветом показано поле составов хромита из мантийных хромитов (Khedr, Arai, 2010), оранжевым – из УНР метаультрамафитов (Shen et al., 2015). (б) – диаграмма X_{Mg} –Cr/(Cr + Al) (форм. ед.). Цветом показаны поля составов преддуговых и абиссальных перидотитов (Plissart et al., 2019); (в) – соотношения составов шпинели (Cr/(Cr + Al) (форм. ед.)) и оливина. Границы полей куммулусных перидотитов, а также *Ol-Spl* мантийных парагенезисов, согласно (Arai, 1994). Цветом выделены поля кратонных и абиссальных перидотитов по (Clos et al., 2014).

в них и поля магнезита с антигоритом, т.е. магнезит не мог расти совместно с этими минералами, что вполне согласуется с петрографическими наблюдениями (рис. 3в, 3г, 6). Фазовые диаграммы не позволяют реконструировать *P-T* условия карбонатизации, но показывают, что этот процесс мог развиваться при *P-T* условиях главной метасоматической стадии вследствие появления в существенно водном флюиде CO₂. Отметим, что даже крайне малых количеств CO₂ во флюиде ($X_{CO_2} \geq 0.005$) достаточно, чтобы магнезит начал образовываться в породе. Это означает, что небольшие вариации X_{CO_2} в разбавленном относительно CO₂ флюиде могут создавать очень неравномерное развитие карбонатизации в породе.

Источником углерода во флюиде могли служить метаосадочные породы или карбонатсодержащие метабазиты субдуцирующей коры. Перенос карбонатов в зонах субдукции, как известно на основе изучения природных объектов и экспериментальных данных, определяется не стабильностью карбонатов, а потоками водного флюида, растворяющего карбонаты и переотлагающего их в надсубдукционную мантию (Перчук, Корепанова, 2011; Frezzotti et al., 2011; Ague, Nicolescu, 2014; Perchuk et al., 2018a).

Подвижность хрома при высокобарном метасоматозе

Принято считать, что хром относится к числу инертных химических элементов при коровых процессах метаморфизма и метасоматоза. Однако

находки щелочно-водно-углекислых флюидных микровключений, содержащих до 1 мас. % Cr₂O₃, в алмазе из кимберлитов Якутии (Klein-Bendavid et al., 2009) продемонстрировали возможность его мобильного поведения в глубинных флюидных процессах. Последовавшие за этим эксперименты (Klein-Bendavid et al., 2011), выполненные при 4 и 6 ГПа и при 1000 и 1200°C, подтвердили это предположение, установив возрастание растворимости хрома в водно-солевом флюиде при увеличении давления и концентрации KCl во флюиде. Авторы цитируемой статьи допускают подвижность хрома в водно-солевых флюидах при *P-T* условиях глубинных участков зон субдукции и литосферной мантии (Klein-Bendavid et al., 2011). Надо сказать, что подвижность хрома в водном флюиде зависит от степени окисления; в частности, Cr³⁺ инертен, тогда как Cr⁶⁺ весьма подвижен (James, 2003). Поэтому повышенная фугитивность кислорода, характерная для надсубдукционной мантии (Frost, McCammon, 2008), заслуживает ее дальнейшего изучения в контексте мобильности хрома в ходе метасоматических процессов. Стоит также обратить внимание на возможную подвижность Cr²⁺ в восстановительных условиях, которые неизменно возникают при серпентинизации перидотитов в субдукционном канале.

Термодинамические условия и состав флюида в метаультрамафитах Караяновской скалы заметно отличаются от рассматриваемых в работах (Klein-Bendavid et al., 2009, 2011). Тем не менее повышенное содержание хрома в антигорите и хлорите заслуживает внимание в том числе с точки зрения его мобильного поведения в метасоматическом

Таблица 7. Содержания петрогенных (мас. %) и рассеянных элементов (ppm) в метаультрамафитах, обр. МК 3.22, МК 3.25. и МК 3.23

Компо- ненты	МК 3.22ж*	МК 3.22	МК 3.25	МК 3.23	Компо- ненты	МК 3.22ж*	МК 3.22	МК 3.25	МК 3.23
SiO ₂	45.46	52.83	41.34	43.47	Ag	0.44	0.04	н.п.о.	
TiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.03	Cd	0.07	0.11	н.п.о.	
Al ₂ O ₃	3.23	1.94	0.98	1.20	Sn*	0.26	0.18	0.21	
Cr ₂ O ₃	0.65	0.36	0.46	0.44	Sb	1.64	1.10	0.60	
Fe ₂ O ₃	5.19	7.04	7.01	8.18	Te	н.п.о.	н.п.о.	< 0.2	
MnO	0.07	0.15	0.08	0.09	Cs	0.48	0.17	0.10	
MgO	36.03	34.25	39.19	41.01	Ba	9.10	6.53	1.48	
CaO	0.06	0.11	0.08	0.04	La	0.57	0.93	0.07	
Na ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.03	Ce	1.10	1.68	0.18	
P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	0.01	0.01	Pr	0.16	0.28	0.02	
NiO	0.176	0.159	0.299	0.301	Nd	1.05	1.88	0.13	
П.п.п.	8.92	2.92	10.36	5.02	Sm	0.22	0.48	0.02	
Сумма	99.82	99.80	99.85	99.82	Eu	0.05	0.12	н.п.о.	
X _{Mg}	0.92	0.89	0.90	0.89	Gd	0.32	0.69	0.06	
Li	1.05	1.58	3.85		Tb	0.03	0.07	н.п.о.	
Be	0.31	0.46	0.15		Dy	0.28	0.45	н.п.о.	
Sc	12.98	4.77	5.30		Ho	0.03	0.06	н.п.о.	
V	51.52	14.12	14.31		Er	0.09	0.17	н.п.о.	
Co	77.63	110.14	126.69		Tm	0.02	0.02	н.п.о.	
Ni	1267.73	1092.17	2402.69		Yb	0.12	0.17	н.п.о.	
Cu	60.24	39.64	10.23		Lu	0.01	0.02	н.п.о.	
Zn	56.34	62.68	31.85		Hf	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
Ga	2.85	1.23	0.78		Ta	0.03	н.п.о.	н.п.о.	
As	н.п.о.	0.10	н.п.о.		W	64.59	115.88	40.88	
Se	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.		Re	н.п.о.	0.88	н.п.о.	
Rb	0.40	0.18	0.09		Ir	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
Sr	8.14	5.36	1.01		Pt	1.27	0.80	0.32	
Y	1.32	2.24	0.39		Au	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
Zr	0.72	0.40	2.05		Tl	0.01	0.01	н.п.о.	
Nb	0.23	0.18	0.06		Pb	6.50	7.36	1.04	
Mo	0.41	0.33	0.24		Bi	0.02	н.п.о.	0.06	
Rh	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.		Th	0.20	0.17	н.п.о.	
Pd	0.73	н.п.о.	н.п.о.		U	0.37	0.25	0.03	

Примечание. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

*МК 3.22ж – жила антигорита.

процессе. В качестве примера рассмотрим образец *Mst-Atg* метагарцбургита (МК 3.25), где хорошо сохранился исходный оливин и широко развиты минералы высокобарного метасоматического парагенезиса – ортопироксен и Cr-антигорит,

замещающие оливин. В небольших количествах в породе присутствует магнетит (8 об.%), который развивается по всем минералам, и аксессуарный хромит. Хромит встречается в виде мелких включений в оливине и в замещающем его ортопироксене.

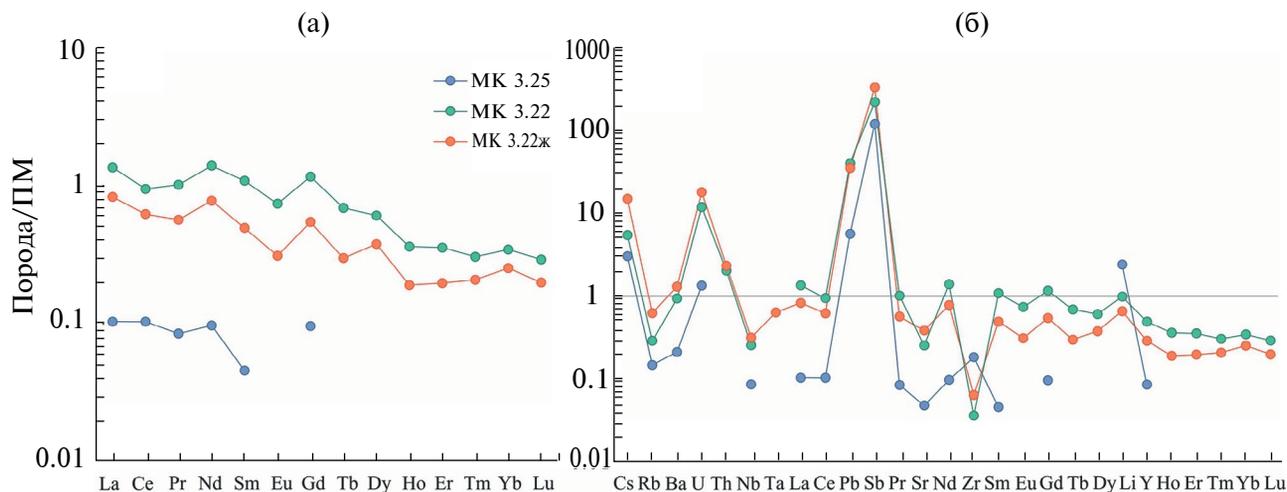


Рис. 12. Содержания главных и рассеянных элементов, нормализованные на состав примитивной мантии (ПМ) (Sun, McDonough, 1989), в образцах метасульфидов МК 3.22, МК 3.25: (а) – спектр редкоземельных элементов, (б) – расширенный спектр рассеянных элементов. Обр. МК 3.22ж – антигоритовая жила.

В массе Cr-антигорита наблюдаются относительно крупные скопления хромита.

Чтобы определить мобильность (или инертность) хрома при метасоматозе, требовалось установить, достаточно ли было хромита в породе для образования хромсодержащего антигорита или нет. Для этого по панораме шлифа в обратнорассеянных электронах (рис. 4г) были рассчитаны площадные соотношения минералов (использовался инструмент “цветовая маска” в программе “Adobe Photoshop”), по которым, используя плотность и химический состав соответствующих минералов, рассчитывались массовые проценты оксидов (табл. 8). В силу значительной вариативности состава антигорита (рис. 9), в расчетах использовался состав (№ 111, табл. 3), находящийся в основании тренда изменения $Cr_2O_3-Al_2O_3$, где содержания этих элементов минимальны (рис. 9б). Кроме того, все рудные минералы, имеющие белый цвет на изображении в отраженных электронах, в расчетах рассматривались как хромит, хотя в действительности этого минерала в породе меньше. Например, на некоторых участках можно наблюдать доминирование ильменита над хромитом (рис. 5в), хотя реальные соотношения между рудными минералами не рассчитывались. Очевидно, что при такой методике расчетов реальное содержание хрома в исходной породе, по которой началось развитие ортопироксен-антигоритового парагенезиса, завышалось, а содержание хрома в новообразованных минералах, вероятно, недооценивалось.

Расчетный валовый состав породы оказался близким к полученному с помощью РФА (сравните табл. 7 и 8). Небольшие отличия неизбежны в силу неоднородности метасоматических преобразований исходной породы, не позволяющих получить

полную идентичность модальных содержаний минералов в шлифе и навеске образца, которая использовалась для анализа.

Полагая, что исходная порода до начала метасоматического изменения была сложена оливином и хромитом (площадные соотношения в шлифе оливина и включений хромита в нем нормализовались на 100%), мы рассчитали по изложенной выше методике ее валовый состав и сравнили с составом, который она будет иметь в случае полного метасоматического преобразования в породу, состоящую из ортопироксена, антигорита и хромита (площадные соотношения в шлифе антигорита, ортопироксена и включений в них хромита нормализовались на 100%).

Расчеты показали, что валовые содержания Cr_2O_3 на участках исходного и новообразованного парагенезисов близки – 0.67 и 0.70 мас. % соответственно (табл. 8). С одной стороны, такой результат можно интерпретировать как свидетельство инертного поведения хрома при высокобарном метасоматозе. С другой стороны, мы помним, что в расчетах использовался состав антигорита с относительно низким содержанием Cr_2O_3 (0.81 мас. %). Для антигорита с $Cr_2O_3 = 1.62$ мас. % валовое содержание этого оксида в парагенезисе увеличится до 1.13 мас. %, почти вдвое превышающее его количество в исходном парагенезисе. Более того, завышение объемного содержания хромита в исходной породе подразумевает, что разрыв между содержанием хрома в исходном и новообразованном парагенезисах должен быть более расчетного, что также увеличивает вероятность мобильного поведения хрома. Косвенным аргументом в пользу мобильного поведения хрома является присутствие зерен хромита в новообразованных

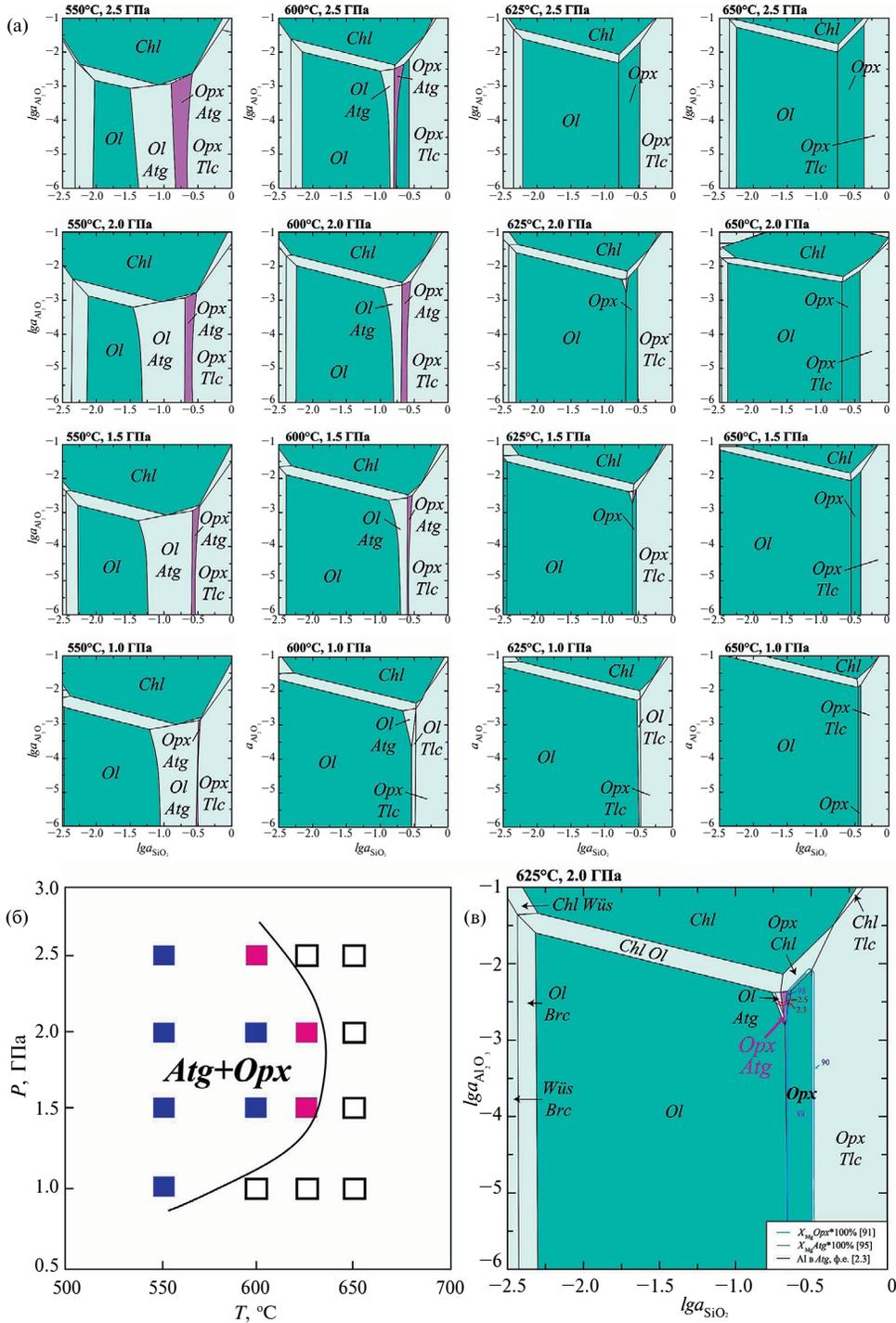


Рис. 13. Результаты термодинамического моделирования Si-Al метасоматоза оливина ($\text{MgO} = 48.80$, $\text{FeO} = 10.03$, $\text{SiO}_2 = 41.17$ мас. %) при избытке водного флюида с помощью Perple_X.

(а) a_{SiO_2} - $a_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ диаграммы при фиксированных P - T условиях; значения активности выражены в десятичных логарифмах. Цветом выделены поля с Atg - Opx парагенезисом. P - T условия моделирования и стабильности Opx - Atg парагенезиса. (б) Стабильность Opx - Atg парагенезиса на P - T диаграмме на основе a_{SiO_2} - $a_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ диаграмм, представленных на рис. 13а. Незалитые квадраты – P - T условия для расчетов, представленных на рис. 13а, синие квадраты – термодинамические условия, при которых появляется Opx - Atg парагенезис, розовые квадраты – термодинамические условия, при которых появляется Opx - Atg парагенезис и составы природных минералов. (в) Референтная a_{SiO_2} - $a_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ диаграмма при 625°C и 2.0 ГПа; значения активностей выражены в десятичных логарифмах. Цветом выделены поля с Opx - Atg парагенезисом. Цветные линии – изоплеты $X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}}$, $X_{\text{Mg}}^{\text{Atg}}$, Al (форм. ед) в Atg . Детали см. в тексте.

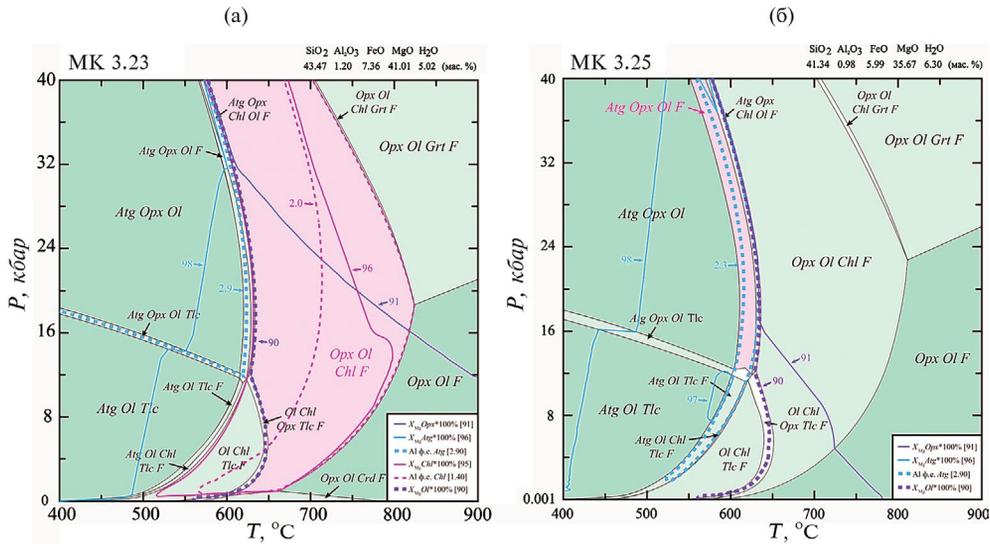


Рис. 14. Расчетные фазовые диаграммы для метагабрибургитов, построенные для валовых химических составов пород с помощью *Perple_X*. (а) – *Atg-Chl* метагабрибургит, (б) – *Mgs-Atg* метагабрибургит. Цветные линии – изоплеты $X_{Mg} Opx$, $X_{Mg} Ol$, $X_{Mg} Atg$, Al (форм. ед.) в *Atg*. Детали см. в тексте.

минералах – антигорите и ортопироксене. Это говорит о том, что хромит не растворялся во флюиде при росте этих минералов, а следовательно, не может являться источником хрома в нем.

Более детальное исследование объемного содержания хромита в разных минералах, а также надежная статистика по содержанию хрома в антигорите позволят сделать более определенный вывод о подвижности этого элемента в метаультрамафитах. Пока же прямым доказательством переноса хрома при высокобарном метасоматозе служит более высокое содержание хрома в антигоритовой жиле по сравнению с вмещающим *Atg-Chl* метаортопироксенитом (табл. 7).

Фрагмент надсубдукционной мантии

Ультрамафиты в высокобарных метаморфических комплексах зоны субдукции обычно являются фрагментами надсубдукционной мантии или коровыми породами субдуцирующей плиты. Происхождение ультрамафитов обычно устанавливается по геохимическим признакам: коровые породы обогащены железом и титаном, в то время как мантийные – магнием и хромом (Ревердатто и др., 2008). Изученные метаультрамафиты максютовского комплекса по этим критериям имеют мантийное происхождение, т.е. их протолит находился в надсубдукционной мантии. Особенности состава минералов самого раннего парагенезиса – оливин, хромит, Ti-клиногумит (рис. 7, 13) – исключают магматическое происхождение материнской породы. Можно предположить, что метадуниг мог

образовываться в ходе прогрессивного метаморфизма частично серпентинизированного дунигита, находящегося в субдукционном канале (Gerya et al., 2002). Соответствующая минеральная реакция дегидратации подразумевает разложение антигорита с образованием оливина и ортопироксена: антигорит = 10 энстатит + 14 форстерит + 31 H₂O.

В этом случае отмеченная ранее гетерогенность в ядрах некоторых ортопироксенов в метагабрибургите может быть связана с сохранением реликтов ортопироксена, образованного на этой стадии метаморфизма.

В случае замещения серпентина оливин последний мог реагировать с ильменитом с образованием Ti-клиногумита по реакции: $Ol + Ilm + H_2O \rightarrow Ti-Chu$. Примечательно, что разложение серпентина не только создает оливин, но и является источником водного флюида для реакции.

P-T эволюция метаультрамафитов

В изученных метагабрибургитах прослеживаются два основных этапа метаморфизма. Ранний этап представлен парагенезисом $Ol \pm Opx$, в который также входят акцессорные железистый хромит и низкофористый Ti-клиногумит. P-T условия образования этого парагенезиса можно оценить лишь приблизительно. Исходя из предположения, что оливин является продуктом разложения антигорита в серпентинизированном перидотите, погружающемся в мантийный клин (Padrón-Navarta et al., 2011; Scambelluri et al., 2016; Shen et al., 2015; Yin et al., 2023), соответствующие P-T условия

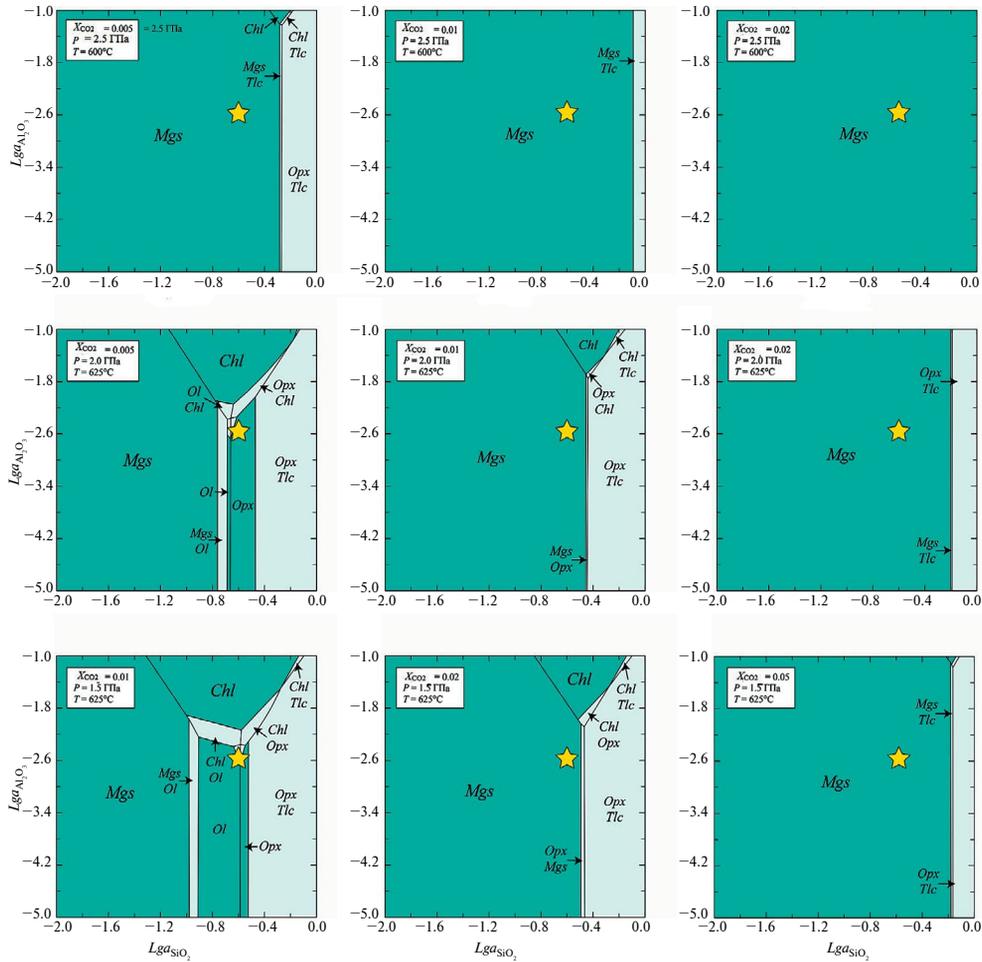


Рис. 15. Фазовые диаграммы a_{SiO_2} – $a_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ при фиксированных P - T условиях, показывающие влияние X_{CO_2} во флюиде на карбонатизацию антигортитового метагарбургита; значения активностей выражены в десятичных логарифмах. Расчеты выполнялись для состава оливина ($\text{MgO} = 48.80$, $\text{FeO} = 10.03$, $\text{SiO}_2 = 41.17$ мас.%) из Mgs-Atg метагарбургита при фиксированных P - T - X_{CO_2} условиях, см. на диаграммы. Звездочка – условия главной метасоматической стадии. Детали см. в тексте.

находятся за пределами стабильности антигортита, но в поле стабильности Ti -клиногумита. Соответствующая область на P - T диаграмме (рис. 16) находится между линиями разложения антигортита и Ti -клиногумита при условиях УНР метаморфизма. Примечательно, что такие же P - T условия эклогитового метаморфизма в максютовском комплексе предлагались и ранее для фенгит-гранатовых гнейсов с включениями нанокристаллических агрегатов алмаза в гранате (Bostick et al., 2003). Выше сообщалось, что столь высокие давления требуют дальнейшего подтверждения.

Второй этап метаморфизма восстанавливался по Atg-Opx парагенезису, образованному при Si-Al метасоматозе, а также по полиминеральному включению $\text{Ti-Chu} + \text{Ol} + \text{Ilm}$ в ортопироксене. Моделирование фазовых равновесий позволило выделить область стабильности Atg-Opx парагенезиса

и локальные P - T условия при разном давлении, где находятся составы природных минералов (рис. 12). Соответствующие данные вынесены на P - T диаграмму (рис. 16). Линия минеральной реакции $\text{Ti-Chu} = \text{Ol} + \text{Ilm} + \text{H}_2\text{O}$ (Lopez Sanchez-Vizcaino et al., 2005) показывает P - T условия равновесия минералов из полиминерального включения ($\text{Ti-Chu} + \text{Ol} + \text{Ilm}$). Кривая этого равновесия пересекает природные составы минералов Atg-Opx парагенезиса только при P - T условиях: ~ 1.5 ГПа и 620°C . Следовательно, эти P - T условия характеризуют главный этап метасоматического преобразования ультрамафитов.

Стоит заметить, что рост ортопироксена вплоть до образования мономинеральных метаортопироксенитов, по всей видимости, происходил на этом же метасоматическом этапе, но контролировался водным флюидом с повышенной активностью SiO_2

Таблица 8. Расчетные химические составы* *Mgs-Atg* метагарцбургита в шлифе, его раннего и метасоматического парагенезисов

Компоненты	Обр. МК 3-25	Обр. МК 3-25**	Парагенезис <i>OI + Chr</i>	Парагенезис <i>Opx + Atg + Chr</i>	Парагенезис <i>Opx + Atg + Chr**</i>
SiO ₂	42.76	46.87	40.23	49.26	52.91
TiO ₂	0.03	0.03	0.05	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	0.77	0.84	0.01	1.18	1.27
Cr ₂ O ₃	0.63	0.69	0.67	0.65	0.70
Fe ₂ O ₃	0.14	0.15	0.27	0.10	0.11
FeO	5.99	6.56	9.44	4.73	5.07
MnO	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03
MgO	40.58	44.48	48.79	36.89	39.62
CaO	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.07	0.08	0.00	0.11	0.12
NiO	0.20	0.22	0.47	0.11	0.12
Сумма	91.23	100.00	100.00	93.10	100.00

*В расчетах использовались площадные % минералов в шлифе и плотности минералов (г/см³): *OI* (24.4, 3.3); *Opx* (31, 3.3); *Atg* (42, 2.6); *Chr* (0.5, 4.9); *Mgs* (8.2; 3.0).

**Состав нормализован на 100%.

(рис. 12в). Следовательно, *P-T* условия второго этапа в метаультрамафитах превышают соответствующие оценки в коровых породах (эклогитах, гнейсах) более чем на 100°C и на 0.5 ГПа. Подобные отличия могут быть связаны как с разными методиками восстановления *P-T* условий, так и с более высокой температурой пород, вовлеченных в субдукционный канал из мантии, по сравнению с породами, попавшими в субдукционный канал из погружающейся коры.

Геотектонический сценарий образования и эксгумации высокобарных метаультрамафитов

Эклогиты, глаукофановые сланцы и высокобарные метаультрамафиты Южного Урала находятся в одной из зон надвиговой толщи, образующей мощную аккреционную призму, в состав которой входят субдуцированные на разные глубины породы континентальной окраины, фрагменты офиолитов и отложения преддугового бассейна (Brown et al., 1998, 2006; Пучков, 2000). Развитие аккреционного комплекса связано с погружением окраины Балтики под Магнитогорскую островную дугу (коллизия дуга–континент) в позднем девоне; сама же коллизия явилась продолжением интраокеанической субдукции, начавшейся в раннем девоне и сформировавшей островную дугу (Brown et al., 1998, 2006; Пучков, 2000). Поскольку протолитом эклогитов нижней СВЕ #1 многие исследователи

считают силлы и дайки в осадочных породах окраины Балтики, то их высокобарный метаморфизм естественным образом связывается с погружением в составе континентальной коры, а последующая эксгумация – с тектоническим отделением от плиты и выводом на поверхность в виде тектонической пластины (или блоков) через межплитную область (Chemenda et al., 1997; Brown et al., 1998, 2006; Leech, Ernst, 2000; Leech, Stockli, 2000). Заметим, что тектонические сценарии образования и вывода на поверхность метаультрамафитов из нижней СВЕ #1 в литературе, насколько нам известно, до сих пор не обсуждались.

Основываясь на результатах проведенного исследования, мы полагаем, что метаультрамафиты нижней СВЕ #1, по всей видимости, являются продуктами эволюции субдукционного канала на коллизионной и отчасти субдукционной стадиях развития орогена. Ниже приводятся аргументы для этого сценария.

Особенности химического состава оливина и хромита в изученных метагарцбургитах показывают, что эти минералы имеют метаморфическое происхождение, что не является экзотикой для метаморфических комплексов высокого давления. Например, метаморфические хромиты были описаны в ЮЗ Тянь-Шане Китая и в Чилийском прибрежном хребте (Shen et al., 2015; González-Jiménez et al., 2017); преобразование магматического хромита

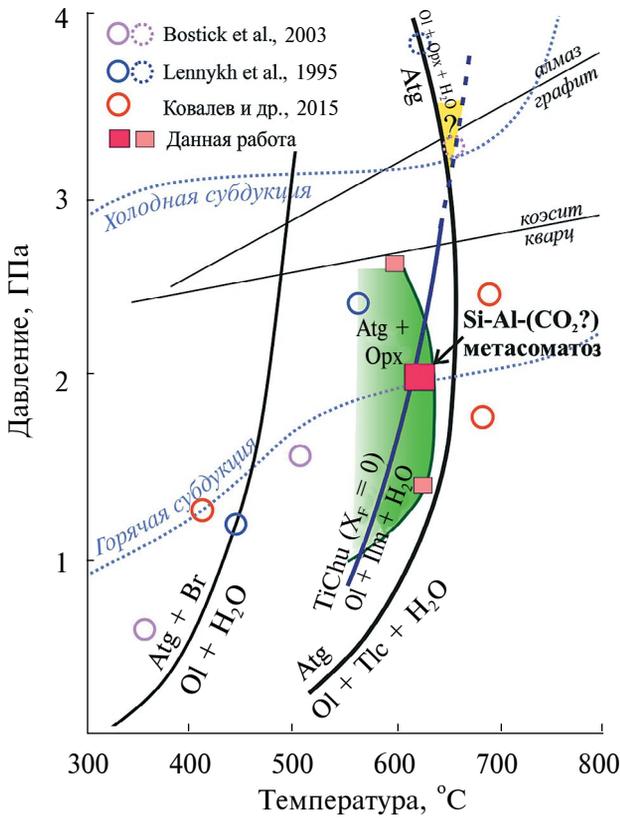


Рис. 16. *P-T* условия образования метаярцбургитов максютовского комплекса.

Сплошные линии: $Atg = Ol + Opx + H_2O$ (Wunder, Schreyer, 1997), $Ol + Tlc + H_2O$ (Wunder, Schreyer, 1997), $Ti-Chu = Ol + Ilm + H_2O$ (Lopez Sanchez-Vizcaino et al., 2005), $Fo + H_2O = Atg + Br$ (рассчитано с помощью *Perple_X*). Точечные линии: геотермы холодной и горячей субдукции (Sygacuse et al., 2010). Этапы метаморфизма коровых пород максютовского комплекса: синий сплошной контур (Lennykh et al., 1995); розовый (Bostick et al., 2003); пунктирные контуры – предполагаемые этапы в соответствующих статьях.

в ходе высокобарного Si-метасоматоза описано на примере ультрамафитового массива Тапо в Центральных Андах (Colás et al., 2017). Оливин во многих НР-УНР комплексах является метаморфическим, его происхождение связывают с проградным разложением антигорита в серпентинитах или серпентинизированных перидотитах, погружающихся в зоне субдукции (например, Trommsdorff et al., 1998; Padrón-Navarta et al., 2011; Scambelluri et al., 2014; Endo et al., 2015). Метаморфический оливин из метаярцбургитов максютовского комплекса, по всей видимости, также образовывался вместе с Ti-клиногумитом из серпентинитов (или серпентинизированных перидотитов) субдукционного канала в мантийном клине. Разложение антигорита означает преодоление мантийной породой, движущейся

в сцеплении с погружающейся плитой, *P-T* условий стабильности антигорита (Gerya et al., 2002), т.е. ее выход из субдукционного канала с серпентинитовым меланжем. Надо сказать, что покинувшая субдукционный канал порода лишается одного из главных механизмов эксгумации – маловязкого обратного течения в субдукционном канале (Gerya et al., 2002; Guillot et al., 2009). Другой механизм эксгумации пород с помощью так называемых холодных диапиров – флюидонасыщенных меланжей, выполненных метаосадками, метабазитами и метаперидотитами, поднимающихся от погружающейся плиты через мантийный клин (Gerya et al., 2006; Little et al., 2011), – исключен структурным положением максютовского комплекса в аккреционной зоне.

Каким же образом ультрамафиты максютовского комплекса, покинув субдукционный канал, вернулись к поверхности земли? Мы полагаем, что ключевую роль в этой истории сыграл заход в зону субдукции континентальной окраины Балтики, положивший начало коллизии дуга–континент. Влияние коллизии на эксгумацию метаультрамафитов обсуждается в рамках двух тектонических сценариев.

Согласно первому сценарию, заход в зону субдукции континентальной плиты способствовал увеличению объемов осадочного материала в аккреционной призме и в субдукционном канале. Метаосадочный матрикс меланжа в субдукционном канале, как известно (Cloos, 1982), создает благоприятные условия для транспортировки тел метабазитов и метаультрамафитов как на глубину, так и к поверхности (прямое и возвратное течение соответственно). Кроме того, метаосадочные породы могут находиться в субдукционном канале до больших глубин, чем серпентинизированные перидотиты (Gorczyk et al., 2006). Благодаря этому серпентинизированные перидотиты в матриксе метаосадочных пород могли сначала преобразовываться в безводные перидотиты, а потом возвращаться к поверхности в углубленном субдукционном канале, подвергаясь серпентинизации при снижении *P-T* параметров. Присутствие большого количества метаосадочных пород в нижней СВЕ #1, где и обнаруживаются будинированные тела метаультрамафитов, допускает возможность такой эволюции пород.

Второй сценарий предполагает, что метаультрамафиты, подвергшиеся высокобарному Si-Al метасоматозу в субдукционном канале, были впоследствии тектонически внедрены в континентальную пластину (блок), поднимающуюся к поверхности через межплитную область. Тектоническая пластина, сложенная преимущественно метаосадками верхней коры и содержащая тела эклогитов, была отделена от передовой части континентальной окраины Балтики и поднималась к поверхности за счет положительной плавучести – этот механизм эксгумации (U)НР пород, предложенный

А. Шемендой на основе аналогового моделирования, воспроизводится в численных моделях и находит подтверждение в природных объектах (Chemenda et al., 1997; Burov et al., 2001; Agard et al., 2009; Perchuk et al., 2018b).

Заметим, что наше исследование касается лишь самого крупного тела метасоматитов в СВЕ максютовского комплекса. При этом нельзя исключать, что при детальном исследовании других тел метасоматитов могут обнаружиться Fe-Ti разности, протолит которых имеет кумулюсное происхождение. Тектонометаморфическая эволюция этих пород может быть связана не с мантийным клином, а с породами континентальной коры, представленными в нижней СВЕ #1 эклогитами и метасадками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Восстановление термодинамических условий образования метасоматитов максютовского комплекса осложнено рядом причин. Во-первых, в этих породах отсутствуют минеральные парагенезисы, к которым можно применять классическую геотермобарометрию. Во-вторых, при использовании метода моделирования фазовых равновесий к традиционно искомым *P-T* параметрам добавлялись активности SiO₂ и Al₂O₃, а в одной из задач — мольная доля CO₂. Высокую эффективность при решении столь многокомпонентной задачи показала методика построения фазовых диаграмм с активностями компонентов, рассчитанными при разных, но фиксированных *P-T* условиях (рис. 12а). Благодаря этому было установлено *P-T* поле стабильности искомого парагенезиса (*Orx + Atg*) и более локальная область, где находятся составы природных минералов (рис. 12б). Полагаем, что предложенная нами методика является полезным дополнением к методу моделирования фазовых равновесий применительно к породам, претерпевшим метасоматические преобразования.

Проведенное исследование выявило в метасоматитах широкое развитие высокобарного Si-Al метасоматоза при 620°C и 2.0 ГПа. Примечательно, что в ассоциирующих с метасоматитами породах — эклогитах, гранат-сланцевых сланцах и кварцитах — проявление этого метасоматоза до сих пор не фиксировалось (Dobretsov et al., 1996; Lennykh et al., 1995; Вализер и др., 2011, 2013а, 2013б; Bostick et al., 2003 и ссылки в них). То же самое можно сказать и про карбонатизацию ультрамафитов, не проявленную в других породах толщи. Мы полагаем, что “метасоматический” феномен метасоматитов связан с их особой тектонической историей, обусловленной нахождением в субдукционном канале до того, как они были тектонически смещены с остальными коровыми породами окраины палеоконтинента Балтика.

Дальнейшие направления исследований метасоматитов максютовского комплекса могут быть связаны с установлением их протолита и его возможного разнообразия, *P-T* условий пика метаморфизма, источника флюидов для Si-Al метасоматоза и карбонатизации, а также с возможностью переноса хрома при метасоматозе в зоне субдукции. Результаты этих исследований позволят протестировать на новом уровне главный вывод настоящей работы: метасоматиты являются экзотической составляющей высокобарного блока (СВЕ #1) максютовского комплекса, которая обладает отличной от других пород метаморфической и, по всей видимости, тектонической историей. История пород надсубдукционной мантии позволит более полно представлять глубинные процессы, которые происходили в ходе позднедевонской коллизии между окраиной Балтики и Магнитогорской островной дугой.

Благодарности. Статья посвящена светлой памяти выдающегося советского и российского петролога Леонида Львовича Перчука. Авторы благодарны А.В. Гирнису и И.И. Лиханову за внимательное знакомство со статьей и ценные замечания, Э.М. Спиридонову за обсуждение результатов.

Источники финансирования. Химические составы минералов были получены в Центре коллективного пользования “Электронно-зондовый микроанализ минерального вещества” (Геологический факультет МГУ, кафедра петрологии и вулканологии) при помощи электронно-зондового микроанализатора Superprobe JEOL JXA-8230, приобретенного за счет средств “Программы развития Московского университета”. Авторы благодарят ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” за XRF анализы горных пород. Исследования проводилось при финансовой поддержке гранта РФФИ 16-05-00495 и частично в рамках государственного задания № АА-АА-А19-119072990020-6 ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 203 с.
- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Ультравысокобарическая ассоциация в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 4. С. 510–513.
- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса (Южный Урал) // Литосфера. 2013а. № 4. С. 50–61.
- Вализер П.М., Русин А.И., Краснобаев А.А., Лиханов И.И. Гранат-пироксеновые и лавсонитсодержащие породы максютовского комплекса (Южный Урал) // Геология и геофизика. 2013б. Т. 54. № 11. С. 1754–1772.

- Гирнис А.В., Вудланд А.Б., Булатов В.К. и др.* Сопряженные реакции окисления—восстановления и карбонатизации—декарбонатизации при взаимодействии перидотитов с карбонатизированными метаосадками и метабазами: эксперименты в системах без железа при 10 ГПа // *Геохимия*. 2022. № 67. С. 603–620.
- Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., Каныгина Н.А.* Строе-ние и геодинамическая эволюция максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) по данным структурного анализа и результатам U-Pb датирования зерен обломочного циркона // *Геотектоника*. 2021. № 6. С. 21–49.
- Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
- Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А., Пиндюрина Е.О.* Геохимия эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) и генетическая природа их протолитов // *Геохимия*. 2015. № 4. С. 299–327.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Бушарина С.В.* Цирконология гранат-глаукофановых сланцев максютовского комплекса (Южный Урал) // *Докл. АН*. 2015. Т. 461. № 6. С. 696–701.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н. и др.* Цирконология рутиловых эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // *Докл. АН*. 2017. Т. 477. № 3. С. 342–346.
- Ленных В.И.* Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Перчук А.Л., Корепанова О.С.* К проблеме рециклинга CO₂ в зонах субдукции // *Вест. МГУ. Серия Геология*. 2011. № 4. С. 30–38.
- Перчук А.Л., Шур М.Ю., Янаскурт В.О., Подгорнова С.Т.* Экспериментальное моделирование мантийного метасоматоза сопряженного с эклогитизацией корового вещества в зоне субдукции // *Петрология*. 2013. Т. 21. С. 632–653.
- Перчук А.Л., Янаскурт В.О., Зиновьева Н.Г., Шур М.Ю.* Экспериментальные свидетельства разнонаправленной миграции натрия, калия и CO₂ при взаимодействии глаукофанового сланца с гарцбургитом и вебстеритом в зонах субдукции // *Петрология*. 2018. Т. 6. С. 612–632.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.* Геохимические различия “мантийных” и “коровых” перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких—сверхвысоких давлений // *Геология и геофизика*. 2008. № 49. С. 99–119.
- Русин А.И., Звoryгина А.А., Вализер П.М.* Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса // *Литосфера*. 2021. Т. 21. № 6. С. 867–883.
- Селятицкий А.Ю., Ревердатто В.В.* Термобарические условия эксгумации Ti-клиногумитовых гранатитов кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны, Северный Казахстан // *Геология и геофизика*. 2022. Т. 63. № 8. С. 1051–1074.
- Федькин В.В.* Четыре эпизода термальной эволюции эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // *Геология и геофизика*. 2020. Т. 61. № 5–6. С. 666–684.
- Чесноков Б.В., Попов В.А.* Увеличение объема зерен кварца в эклогитах Южного Урала // *Докл. АН СССР*. 1965. Т. 162. № 4. С. 909–910.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А.* Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма максютовского комплекса, Южный Урал // *Докл. АН СССР*. 1997. Т. 352. № 6. С. 285–288.
- Agard P., Yamato P., Jolivet L., Burov E.* Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms // *Earth-Sci. Rev.* 2009. V. 2. P. 53–79.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.11.002>
- Ague J.J., Nicolescu S.* Carbon dioxide released from subduction zones by fluid-mediated reactions // *Nature Geosci.* 2014. V. 7. P. 355–360.
- Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chemical Geol.* 1994. V. 113. P. 191–204.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3)
- Beane R.J., Connelly J.N.* Ar/Ar, U/Pb and Gm-Nd constraints on the metamorphic events in the Maksyutov Complex, Southern Ural Mountains // *J. Geol. Soc.* 2000. V. 157. P. 811–822.
- Beane R.J., Liou J.G.* Metasomatism in serpentinite mélange rocks from the high-pressure Maksyutov Complex, Southern Ural Mountains, Russia // *Int. Geol.* 2005. V. 47. P. 24–40.
- Beane R.J., Leech M.L.* The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later // *Eds. M. Cloos, W.D. Carlson, M.C. Gilbert et al. Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W.G. Ernst: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 2007. V. 419. P. 153–169.
[https://doi.org/10.1130/2006.2419\(08\)](https://doi.org/10.1130/2006.2419(08))
- Bell D.R., Grégoire M., Grove T.L. et al.* Silica and volatile-element metasomatism of Archean mantle: a xenolith-scale example from the Kaapvaal Craton // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 150. P. 251–267.
- Berzin R., Oncken O., Knapp J.H. et al.* Orogenic evolution of the Ural Mountains: results from an integrated seismic experiment // *Science*. 1996. V. 274. P. 220–221.
- Bostick B.C., Jones R.E., Ernst W.G. et al.* Low temperature microdiamond aggregates in the Maksyutov Metamorphic Complex, South Ural Mountains, Russia // *Amer. Mineral.* 2003. V. 88. P. 1709–1717.

- Bostock M.G., Hyndman R.D., Rondenay S., Peacock S.M.* An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle // *Nature*. 2002. V. 417. P. 536–538.
- Brown D., Juhlin C., Alvarez-Marron J. et al.* Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the southern Urals, Russia // *Tectonics*. 1998. V. 17. P. 158–171.
- Brown D., Spadea P., Puchkov V. et al.* Arc-continent collision in the Southern Urals // *Earth-Sci. Rev.* 2006. V. 79. № 3–4. P. 261–287.
- Bulatov V.K., Brey G.P., Girnis A.V. et al.* Carbonated sediment-peridotite interaction and melting at 7.5–12 GPa // *Lithos*. 2014. V. 200–201. P. 368–385.
- Burov E., Jolivet L., Le Pourhiet L., Poliakov A.A.* A thermomechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts // *Tectonophysics*. 2001. V. 342. P. 113–136.
- Cannaò E., Scambelluri M., Agostini S. et al.* Linking serpentinite geochemistry with tectonic evolution at the subduction plate-interface: the Voltri Massif case study (Ligurian Western Alps, Italy) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 190. P. 115–133. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.06.034>
- Connolly J.A.D.* Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 524–541. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.033>
- Colás V., Padrón-Navarta J.A., González-Jiménez J.M. et al.* The role of silica in the hydrous metamorphism of chromite // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 90. P. 274–286. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.025>
- Chemenda A., Matte P., Sokolov V.* A model of Palaeozoic obduction and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the southern Urals // *Tectonophysics*. 1997. V. 276. P. 217–227.
- Cloos M.* Flow melanges: Numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1982. V. 93. P. 330–345.
- Cloos M., Shreve R.L.* Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins, 1, Background and description // *Pure Appl. Geophys.* 1988. V. 128. P. 455–500.
- Clos F., Gilio M., van Roermund H.L.M.* Fragments of deeper parts of the hanging wall mantle preserved as orogenic peridotites in the central belt of the Svea Nappe Complex, Sweden // *Lithos*. 2014. V. 192. P. 8–20.
- Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G. et al.* Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in Maksyutov Complex, Ural Mountains, Russia // *Int. Geol. Rev.* 1996. V. 38. P. 136–160.
- Downes H., MacDonald R., Upton B.G.J. et al.* Ultramafic xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA: evidence for multiple metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Wyoming craton // *J. Petrol.* 2004. V. 45. № 8. P. 1631–1662.
- Endo S., Mizukami N., Wallis S.R. et al.* Orthopyroxene-rich rocks from the Sanbagawa Belt (SW Japan): fluid–rock interaction in the forearc slab–mantle wedge interface // *J. Petrol.* 2015. V. 56. P. 113–1137.
- Evans B.W., Trommsdorff V.* Fluorine–hydroxy titanian clinohumite in Alpine recrystallized garnet peridotite: compositional controls and petrologic significance // *Amer. J. Sci.* 1983. V. 283. P. 355–369.
- Fedkin V.V., Burlick T.D., Leech M.L. et al.* Petrotectonic origin of mafic eclogites from the Maksyutov subduction Complex, south Ural Mountains, Russia // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 552. 2021. P. 177–193. [https://doi.org/10.1130/2021.2552\(09\)](https://doi.org/10.1130/2021.2552(09))
- Franzolin E., Schmidt M.W., Poli S.* Ternary Ca–Fe–Mg carbonates: subsolidus phase relations at 3.5 GPa and a thermodynamic solid solution model including order/disorder // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 213–227.
- Frezzotti M.L., Selverstone J., Sharp Z.D., Compagnoni R.* Carbonate dissolution during subduction revealed by diamond-bearing rocks from the Alps // *Nature Geosci.* 2011. V. 4. P. 703–706.
- Frost D.J., McCammon C.A.* The redox state of Earth's mantle // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2008. V. 36. P. 389–420. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124322>
- Gerya T.V., Stöckhert B., Perchuk A.L.* Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation // *Tectonics*. 2002. V. 21. № 6. P. 6–1–6–15.
- Gerya T.V., Connolly J.A.D., Yuen D.A. et al.* Seismic implications of mantle wedge plumes // *Phys. Earth Planet. Int.* 2006. V. 156. № 1–2. P. 59–74.
- Glodny J., Bingen B., Austrheim H. et al.* Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. № 7. P. 1221–1235.
- González-Jiménez J.M., Plissart G., Garrido L.N. et al.* Ticlinohumite and Ti-chondrodite in antigorite serpentinites from Central Chile: evidence for deep and cold subduction // *Europ. J. Mineral.* 2017. V. 29. № 6. P. 959–970. <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2668>
- Gorczyk W., Gerya T.V., Connolly J.A.D. et al.* Large-scale rigid-body rotation in the mantle wedge and its implications for seismic tomography // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2006. V. 7. № 5. Q05018. <https://doi.org/10.1029/2005GC001075>
- Guillot S., Hattori K., Agard P. et al.* Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review // Eds. S. Lallemand, F. Funiciello.

- Subduction Zone Geodynamics. *Frontiers in Earth Sciences*. Berlin, Heidelberg: Springer, 2009. P. 175–209. https://doi.org/10.1007/978-3-540-87974-9_10
- Hermann J., Müntener O., Scambelluri M.* The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust // *Tectonophysics*. 2000. V. 327. № 3–4. P. 225–238. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00171-2)
- Holland T.J.B., Powell R.* An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *J. Metamorph. Geol.* 2011. V. 29. № 3. P. 333–383.
- Holland T.J.B., Green E.C.R., Powell R.* Melting of peridotites through to granites: a simple thermodynamic model in the system KNCFMASHTOCr // *J. Petrol.* 2018. V. 59. № 5. P. 881–900.
- Jabaloy-Sánchez A., Gómez-Pugnaire M.T., Padrón-Navarta J.A. et al.* Subduction- and exhumation-related structures preserved in metaserpentinites and associated metasediments from the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, SE Spain) // *Tectonophysics*. 2015. V. 644–645. P. 40–57. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.022>
- James B.R.* Chromium // Eds. B.A. Stewart, T.A. Howell. *Encyclopedia of Water Science*. Marcel Dekker Inc. 2003. P. 77–82.
- Khedr M.Z., Arai S.* Hydrous peridotites with Ti-rich chromian spinel as a low-temperature forearc mantle facies: evidence from the Happono-O'ne metaperidotites (Japan) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. P. 137–157.
- Klein-Bendavid O., Logvinova A., Schrauder M. et al.* High-Mg carbonatitic microinclusions in some Yakutian Diamonds – a new type of diamond-forming fluid // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 648–659.
- Klein-Bendavid O., Pettke T., Kessel R.* Chromium mobility in hydrous fluids at upper mantle conditions // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 122–130.
- Krebs M., Maresch W.V., Schertl H.P. et al.* The dynamics of intra-oceanic subduction zones: a direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation // *Lithos*. 2008. V. 103. № 1–2. P. 106–137.
- Leech M.L., Ernst W.G.* Graphite pseudomorphs after diamond? A carbon isotope and spectroscopic study of graphite cuboids from the Maksyutov Complex, south Ural Mountains, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. V. 62. P. 2143–2154.
- Leech M.L., Ernst W.G.* Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanovo area, south Ural Mountains: structural and oxygen isotope constraints // *Lithos*. 2000. V. 52. P. 235–252.
- Leech M.L., Stockli D.F.* The late exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission track data // *Tectonics*. 2000. V. 19. № 1. P. 153–167. <https://doi.org/10.1029/1999TC900053>
- Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R. et al.* Evolution of the Maksyutov Complex Ural Mountains, Russia: implication for metamorphism // *Int. Geol. Rev.* 1995. V. 17. P. 584–600.
- Lennykh V.I., Valizer P.M.* High-pressure rocks of the Maksyutov Complex (Southern Urals) // *Fourth International Eclogite Field Symposium*. Novosibirsk: OIGGM SB RAS, 1999. 64 p.
- Li Z.H., Liu M.Q., Gerya T.* Material transportation and fluid-melt activity in the subduction channel: numerical modeling // *Sci. China Earth Sci.* 2015. V. 58. P. 1251–1268. <https://doi.org/10.1007/s11430-015-5123-5>
- Little T.A., Hacker B.R., Gordon S.M. et al.* Diapiric exhumation of Earth's youngest (UHP) eclogites in the gneiss domes of the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea // *Tectonophysics*. 2011. V. 510. P. 39–68.
- Lopez Sanchez-Vizcaino V., Trommsdorff V., Gomez-Pugnaire M.T. et al.* Petrology of titanite clinohumite and olivine at the highpressure breakdown of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite (Almirez Massif, S. Spain) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 149. P. 627–646.
- Luth R.W.* Mantle volatiles – distribution and consequences // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 2. P. 319–361.
- Nozaka T.* Metamorphic history of serpentinite mylonites from the Happono ultramafic Complex, Central Japan // *J. Metamorph. Geol.* 2005. V. 23. P. 711–723. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00605.x>
- Okay A.I.* Sapphirine and Ti-clinohumite in ultra-high-pressure garnet-pyroxenite and eclogite from Dabie Shan, China // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 145–155.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Mantle metasomatism // Eds. D.E. Harlov, H. Austrheim. *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock*. Lecture Notes in Earth System Sciences. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. P. 471–533.
- Padrón-Navarta J.A., Sanchez-Vizcaino V.L., Garrido C.J., Gomez-Pugnaire M.T.* Metamorphic record of high-pressure dehydration of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite in a subduction setting (Cerro del Almirez, Nevado-Filábride Complex, Southern Spain) // *J. Petrol.* 2011. V. 52. I. 10. P. 2047–2078.
- Padrón-Navarta J.A., Sánchez-Vizcaino V.L., Hermann J. et al.* Tschermak's substitution in antigorite and consequences for phase relations and water liberation in high-grade serpentinites // *Lithos*. 2013. V. 178. P. 186–196.
- Pellegrino L., Malaspina N., Zanchetta S. et al.* High pressure melting of eclogites and metasomatism of garnet peridotites from Monte Duria Area (Central Alps,

- N Italy): a proxy for melt-rock reaction during subduction // *Lithos*. 2020. V. 358–359. P. 105391.
- Perchuk A.L., Yapaskurt V.O., Griffin W.G. et al.* Three types of element fluxes from metabasite into peridotite in analogue experiments: insights into subduction-zone processes // *Lithos*. 2018a. V. 302–303. P. 203–223. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.002>
- Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A. et al.* Precambrian ultra-hot orogenic factory: making and reworking of continental crust // *Tectonophysics*. 2018b. V. 746. P. 572–586. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.041>.
- Plissart G., González-Jiménez J.M., Garrido L.N.F. et al.* Tectono-metamorphic evolution of subduction channel serpentinites from South-Central Chile // *Lithos*. 2019. V. 336. P. 221–241.
- Pirard C., Hermann J.* Focused fluid transfer through the mantle above subduction zones // *Geology*. 2015. V. 43. P. 915–918.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S.* Reaction between slab derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // *Chemical Geol.* 1999. V. 160. P. 335–356.
- Rebay G., Spalla M.I., Zannoni D.* Interaction of deformation and metamorphism during subduction and exhumation of hydrated oceanic mantle: Insights from the Western Alps: deformation-metamorphism of HP serpentinites // *J. Metamorph. Geol.* 2012. V. 30. № 7. P. 687–702. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.00990.x>
- Scambelluri M., Pettke T., Rampone E. et al.* Petrology and trace element budgets of high-pressure peridotites indicate subduction dehydration of serpentinitized mantle (Cima di Gagnone, Central Alps, Switzerland) // *J. Petrol.* 2014. V. 55. P. 459–498.
- Scambelluri M., Bebout G.E., Belmonte D. et al.* Carbonation of subduction-zone serpentinite (high-pressure ophiocarbonate; Ligurian Western Alps) and implications for the deep carbon cycling // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 441. P. 155–166.
- Schmid R., Fettes D., Harte B., Davis E.* A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 1. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of 01.02.2007.
- Schmidt M.W., Poli S.* Devolatilization during subduction // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. *Treatise on Geochemistry*. 2014. P. 669–701.
- Shen T., Hermann J., Zhang L. et al.* UHP metamorphism documented in Ti-chondrodite- and Ti-clinohumite-bearing serpentinitized ultramafic rocks from Chinese Southwestern Tianshan // *J. Petrol.* 2015. V. 56. P. 1425–1458.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.* An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*. 2005. V. 434. № 7033. P. 590–597. <https://doi.org/doi:10.1038/nature03411>
- Spandler C., Pirard C.* Element recycling from subducting slabs to arc crust: a review // *Lithos*. 2013. V. 170–171. P. 208–223.
- Stalder R., Ulmer P.* Phase relations of a serpentine composition between 5 and 14 GPa: significance of clinohumite and phase E as water carriers into the transition zone // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 670–679.
- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts Implications for Mantle Composition and Processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A.* The global range of subduction zone thermal models // *Phys. Earth Planet. Int.* 2010. V. 183. № 1. P. 73–90.
- Tomlinson E.L., Holland T.J.B.* A thermodynamic model for the subsolidus evolution and melting of peridotite // *J. Petrol.* 2021. V. 62. № 1. egab012. <https://doi.org/10.1093/petrology/egab012>
- Trommsdorff V., López Sánchez-Vizcaíno V.L., Gómez-Pugnaire M.T., Müntener O.* High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 132. P. 139–148. <https://doi.org/10.1007/s004100050412>
- Ulmer P., Trommsdorff V.* Phase relations of hydrous mantle subducting to 300 km // Eds. Y. Fei, C.M. Bertka, B.O. Mysen. *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experiments*. *Geochem. Soc. Spec. Publ.* 1999. V. 6. P. 259–281.
- Wakabayashi J.* Mélanges of the Franciscan Complex, California: Diverse structural setting, evidence for sedimentary mixing, and their connection to subduction processes // Eds. J. Wakabayashi, Y. Dilek. *Mélanges: Processes of Formation and Societal Significance*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 2011. V. 480. P. 117–141.
- Wang H., Huismans R.S., Rondenay S.* Water migration in the subduction mantle wedge: A two-phase flow approach // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2019. V. 124. P. 9208–9225. <https://doi.org/10.1029/2018JB017097>
- Weiss M.* Clinohumites: a field and experimental study. Thesis, ETH Zurich № 12202. 1997. 168 p.
- White R.W., Powell R., Holland T.J.B. et al.* New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. № 3. P. 261–286.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Woodland A.B., Bulatov V.K., Brey G.P. et al.* Subduction factory in an ampoule: Experiments on sediment–peridotite interaction under temperature

gradient conditions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 223. P. 319–349.

Wunder B., Schreyer W. Antigorite: high-pressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O // *Lithos*. 1997. V. 41. P. 213–227.

Yin Z.-Z., Ren-Xu Chen, Yong-Fei Zheng et al. Serpentinization and deserpentinization of the mantle

wedge at a convergent plate margin: evidence of orogenic peridotites from a composite oceanic–continental subduction zone // *J. Petrol.* 2023. V. 64. I. 3. egad015. <https://doi.org/10.1093/petrology/egad015>

Zheng Y.F., Chen R.X., Xu Z., Zhang S.B. The transport of water in subduction zones // *Sci. China Earth Sci.* 2016. V. 59. P. 651–682.

Meta-Ultramafic Rocks of the Maksyutov Complex, Southern Urals: High-Pressure Si-Al Metasomatism and Carbonatization at the Crust-Mantle Interface in the Subduction Zone

L. Perchuk^{1,2}, N. G. Zinovieva¹, A. V. Sapegina^{1,2}, P. M. Valizer³, V. M. Kozlovsky⁴, V. M. Grigorieva¹, S. T. Podgornova¹

¹*Lomonosov Moscow State University, Department of Geology, Moscow, Russia*

²*Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow region, Russia*

³*Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Academician D.S. Zavaritsky Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia*

⁴*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The eclogite-blueschists Maksyutov Complex is characterized by a complex fold-and-thrust structure that was developed during the Late Devonian collision between Baltica (East European Plate) and the Magnitogorsk Arc, that was formed during the Early Devonian intraoceanic subduction. Eclogites are the most studied rocks of the complex; their formation and exhumation are usually associated with the collisional stage of orogen development. At the same time, the origin of meta-ultramafic rocks, which together with eclogites form sheeted and lenses within metasedimentary rocks (shales and quartzites), still remains unknown. This paper presents the results of the first detailed petrological study of meta-ultramafic rocks, represented by antigorite-chlorite and magnesite-antigorite metaharzburgites, chlorite-antigorite metaorthopyroxenite. Mineral compositions and textural relationships between minerals in metaharzburgites indicate at least two stages of rock transformations. Minerals of the early mineral paragenesis (first stage) – olivine, accessory chromite and low-fluorine Ti-clinohumite – have a metamorphic genesis; ultrahigh-pressure (UHP) conditions of their formation are discussed. At the second stage, there was a partial replacement of olivine by orthopyroxene-bearing parageneses with Cr-Al antigorite and/or high-chromium chlorite. Based on the phase equilibria modeling using the Perple_X software package, it was found that the formation of antigorite-orthopyroxene paragenesis was associated with Si-Al metasomatism at: $T \sim 630^\circ\text{C}$, $P \sim 2 \text{ GPa}$, $\log a_{\text{SiO}_2} \sim -0.6$, $\log a_{\text{Al}_2\text{O}_3} \sim -2.5$. It is important to note that the mineral paragenesis are highly sensitive to a_{SiO_2} : a slight decrease in $\log a_{\text{SiO}_2}$ relative to the above value would lead to the growth of olivine with antigorite, and an increase would lead to the growth of orthopyroxene. The latter may explain the formation of meta-orthopyroxenites, which are widely distributed among the meta-ultramafic rocks of the Maksyutov Complex. Similar calculations performed for the range of $X_{\text{CO}_2} = 0.01\text{--}0.05$ in H₂O-CO₂ fluid showed replacing silicate minerals by magnesite under the established thermodynamic conditions. Carbonation and Si-Al metasomatism are specific features of high-pressure transformations of meta-ultramafic rocks, which have not been established in the associated eclogites, quartzites, and shales. Such selectivity of fluid influence on different rock types is interpreted as a result their different tectono-metamorphic evolution: meta-ultramafic rocks are fragments of the suprasubduction mantle, which were tectonically combined with the rocks of the subducting plate (eclogites and metasedimentary rocks).

Keywords: meta-ultramafic rocks, Maksyutov complex, Ti-clinohumite, antigorite, orthopyroxene, high-pressure metasomatism, subduction, Southern Urals

УДК 552.11+552.16

МЕТАСОМАТИЗМ В ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА: РЕЗУЛЬТАТ ИЗУЧЕНИЯ КСЕНОЛИТОВ ГРАНАТ(±ОРТОПИРОКСЕН)-БИОТИТ- ПОЛЕВОШПАТОВЫХ ПОРОД ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ЮБИЛЕЙНАЯ И СЫТЫКАНСКАЯ, ЯКУТИЯ¹

© 2024 г. Н. Е. Селютин^{a, *}, О. Г. Сафонов^{a, b, c}, В. О. Япаскурт^b, Д. А. Варламов^a,
И. С. Шарыгин^d, К. М. Константинов^{d, e}, В. М. Козловский^f

^aИнститут экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка,
Московская область, Россия

^bМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

^cDepartment of Geology, University of Johannesburg PO Box 524, Johannesburg, South Africa

^dИнститут земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

^eСибирская школа геонаук Иркутского национально-исследовательского технического университета,
Иркутск, Россия

^fИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

*e-mail: seliutinane@gmail.com

Поступила в редакцию 10.10.2022 г.

После доработки 01.01.2023 г.

Принята к публикации 09.02.2023 г.

Ксенолиты в кимберлитах представляют собой наиболее перспективные объекты для изучения состава и структуры нижних уровней континентальной коры. Работа посвящена изучению *P-T* и флюидных условий метаморфизма гранат-биотит-полевошпатовых и ортопироксен-гранат-биотит-полевошпатовых пород, представленных в виде ксенолитов в кимберлитах трубок Юбилейная и Сытыканская Якутской кимберлитовой провинции. В ряду семи изученных образцов выявлены обратные зависимости относительных содержаний граната и ортопироксена, ортопироксена и биотита, граната и плагиоклаза, плагиоклаза и калиевого полевого шпата, указывающие на закономерный ряд преобразований ассоциации гранат + плагиоклаз + ортопироксен ± кварц до ассоциации гранат + биотит + калиевый полевой шпат. В этом процессе ведущими были реакции замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом, что отразилось в специфических реакционных структурах в породах, в отрицательных корреляциях содержаний этих минералов и в петрохимических характеристиках пород. Моделирование минеральных ассоциаций ксенолитов с помощью метода псевдосечений (PERPLE_X) выявило две группы пород, отвечающие разным уровням глубины коры Сибирского кратона. Для пород, где ортопироксен не обнаружен или присутствует в виде единичных реликтов, оценки давлений составляют 9.5–10 кбар, а для образцов, содержащих ортопироксен – 6–7 кбар. Породы ксенолитов имеют близкие температуры пика метаморфизма 750–800°C. Они испытали остывание на 200–250°C и декомпрессию на 3–4 кбар вне зависимости от уровня коры, на котором они находились изначально. Это указывает на метаморфическую эволюцию пород в ходе их эксгумации, связанной, вероятно, с коллизионными процессами в ходе амальгамации отдельных блоков Сибирского кратона. Обогащенные калиевым полевым шпатом породы ксенолитов являлись продуктами метаморфизма с участием водно-(углекисло)-солевых флюидов, источниками которых служили базальтовые магмы в нижней коре. Наиболее метасоматизированные породы находились в наибольшей близости от места аккумуляции кристаллизующихся магм.

Ключевые слова: ксенолиты гранулитов, *P-T* условия метаморфизма, водно-солевые флюиды, флюидно-минеральные реакции, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S0869590324010066

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590324010091 для авторизованных пользователей

ВВЕДЕНИЕ

Формирование континентальной коры является одной из ключевых проблем геологии (Taylor, McLennan, 1985; Rudnick, Fountain, 1995; Gerya, 2014). В рамках этой проблемы наиболее дискуссионным является вопрос о составе и структуре нижних уровней континентальной коры на глубинах более 20–25 км. Информация о нижней коре поступает из сопоставления геофизических данных с данными о составе и P - T эволюции пород гранулитовой фации метаморфизма, испытавших воздействия температур более 850–900°C и давлений до 12 кбар. Такие породы обнажаются на поверхности в составе обширных разновозрастных комплексов в складчатых областях по границам архейских кратонов (гранулитовые комплексы). В составе этих комплексов заметно преобладают супракрупные породы. Эксгумация гранулитовых комплексов, записанная обычно в P - T трендах субзотермической декомпрессии (например, Harley, 1989), осуществлялась в ходе коллизии и/или аккреции более древних континентальных блоков.

Представительны ли породы эксгумированных гранулитовых комплексов для нижней континентальной коры? Причиной для этого вопроса является исследование ксенолитов в изверженных породах различного состава (Kay, Kay, 1981; Taylor, McLennan, 1985; Rudnick, Taylor, 1987; Rudnick, 1992; Rudnick, Fountain, 1995; Gruber et al., 2021; Koreshkova, Downes, 2021). Среди ксенолитов, минеральные ассоциации которых отражают барические условия нижней коры, резко преобладают гранулиты основного состава, а объем супракрупных фельзических пород среди ксенолитов обычно не превышает 20% (Kay, Kay, 1981; Taylor, McLennan, 1985; Rudnick, Taylor, 1987; Rudnick, 1992; Rudnick, Fountain, 1995; Gruber et al., 2021; Koreshkova, Downes, 2021). Происхождение гранулитов основного состава обычно связывают с преобразованиями пород, кристаллизовавшихся из базальтовых магм на границе кора–мантия (Bohlen, Mezger, 1989; Pearson, O'Reilly, 1991; Rudnick, Fountain, 1995; Shatsky et al., 2018, 2019; Perchuk et al., 2021; Koreshkova, Downes, 2021). Минеральные ассоциации не всегда позволяют восстановить всю P - T эволюцию этих пород из-за их продолжительного нахождения в основании коры. Некоторые исследования (Rudnick, Taylor, 1987; Pearson, O'Reilly, 1991; Pearson et al., 1995; Koreshkova et al., 2011; Shatsky et al., 2018; Perchuk et al., 2021) сообщают, что для ксенолитов основных гранулитов характерны тренды субизобарического снижения температуры (Bohlen, Mezger, 1989; Harley, 1989). Такие тренды интерпретируются либо как результат остывания самих базальтовых магм в ходе их аккумуляции в низах коры (Rudnick, Taylor, 1987; Pearson, O'Reilly, 1991; Pearson et al., 1995; Shatsky et al., 2018; Perchuk et al., 2021), либо как результат

остывания после более поздних метаморфических событий (Koreshkova et al., 2011). Отдельные исследования также указывают на запись условий ультравысокотемпературного метаморфизма и субизобарических P - T трендов в ксенолитах нижнекорковых фельзических пород (например, Dawson et al., 1997; Schmitz, Bowring, 2003). Однако ни для основных, ни для фельзических ксенолитов неизвестны P - T тренды, связанные с заметной декомпрессией, подобной той, которая записана в породах эксгумированных региональных гранулитовых комплексов. Поэтому вопрос о связи гранулитов, транспортированных на поверхность в виде ксенолитов, и гранулитов в региональных эксгумированных комплексах является открытым. Однако он принципиален для понимания структуры и эволюции континентальной коры.

Наиболее перспективными для изучения ксенолитов пород нижней и средней коры являются кимберлиты, магмы которых быстро доставляют материал с разных глубин литосферы. Так, кимберлитовые трубки Якутской провинции являются источником многочисленных ксенолитов различных по составу пород, поднятых с разных уровней верхней мантии и коры Сибирского кратона (Шацкий и др., 2005; Moyen et al., 2017; Koreshkova, Downes, 2021). Подобно другим кимберлитовым провинциям (Kay, Kay, 1981; Rudnick, 1992; Rudnick, Fountain, 1995; Gruber et al., 2021), более 60–70% ксенолитов пород коры в кимберлитах Якутской провинции представлено гранулитами основного состава – гранат-пироксен-плагиоклазовыми ($Grt^2 + Cpx + Pl \pm Opx \pm Hbl \pm Bt \pm Scp \pm Ilm \pm Rt \pm Ap$) и двупироксен-плагиоклазовыми ($Cpx + Opx + Pl \pm Hbl \pm Rt \pm Ap$) породами (Бузлукова и др., 2004; Шацкий и др., 2005; Shatsky et al., 2016, 2018, 2019, 2022; Koreshkova et al., 2009, 2011; Moyen et al., 2017; Perchuk et al., 2021; Koreshkova, Downes, 2021). Они являются продуктами кристаллизации (и последующего метаморфизма) базальтовых магм, геохимические характеристики которых варьируют от внутриплитных Fe-толеитовых магм до магм, связанных с зонами субдукции (Koreshkova et al., 2011; Shatsky et al., 2019). Для гранат-пироксен-плагиоклазовых и двупироксен-плагиоклазовых гранулитов в ксенолитах характерны субизобарические P - T тренды эволюции (Koreshkova et al., 2011; Shatsky et al., 2018; Perchuk et al., 2021).

Породы метаосадочного происхождения составляют не более 10% от всего разнообразия ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутской кимберлитовой провинции (например, Бузлукова и др., 2004). Они представлены главным образом породами, в которых преобладает ассоциация $Grt + Bt + Pl + Kfs \pm Qz$, где количественные соотношения

² Символы минералов приведены согласно (Whitney, Evans, 2010).

породообразующих минералов сильно варьируют (Бузлукова и др., 2004; Shatsky et al., 2016, 2018, 2019, 2022; Koreshkova et al., 2009). Разные авторы обращают внимание на присутствие реликтов ортопироксена в гранат-биотит-полевошпатовых породах в ксенолитах (Koreshkova et al., 2009; Shatsky et al., 2016).

Гранат-биотит-полевошпатовые породы в ксенолитах характеризуются обилием циркона, характеристики которого типичны для метаосадочных пород. М. Ю. Корешкова и др. (Koreshkova et al., 2009) определили, что U-Pb возраст двух генераций метаморфических цирконов из ксенолита гранат-биотит-полевошпатовой породы из трубки Удачная составляют 1936 ± 6 млн лет и 1894 ± 5 млн лет соответственно. Широкий спектр возрастов между 2900 и 1800 млн лет выявлен при анализе зерен циркона в подобных породах из трубки Комсомольская (Shatsky et al., 2016). Тем не менее на фоне этого спектра четко выделяются пики возрастов в интервале 1900–1800 млн лет (Shatsky et al., 2016). Пик возраста (1930 млн лет) получен для циркона из гранат-биотит-полевошпатовой породы из трубки Нюрбинская (Shatsky et al., 2022). Однако общий спектр возрастов, полученных для ксенолитов подобных пород из этой трубки, составляет 3100–1800 млн лет, что в (Shatsky et al., 2022) интерпретируется как проявление нескольких стадий переработки коры Сибирского кратона, которая существовала уже в эоархее. Полученные возрасты указывают на вовлечение гранат-биотит-полевошпатовых пород в процессы преобразования коры Сибирского кратона в неоархейское и палеопротерозойское время (Koreshkova et al., 2009; Moynen et al., 2017; Shatsky et al., 2016, 2019, 2022; Koreshkova, Downes, 2021), вероятно, в ходе амальгамации различных его террейнов (например, Rosen et al., 2006; Donskaya, 2020).

Оценки температуры образования минеральных ассоциаций ксенолитов гранат-биотит-полевошпатовых пород основаны главным образом на использовании гранат-биотитового термометра. Так, для ксенолитов из трубки Комсомольская на основе нескольких калибровок этого термометра были рассчитаны температуры $560\text{--}650^\circ\text{C}$ (Shatsky et al., 2016). С использованием гранат-биотитового термометра М. Холдауэя (Holdaway, 2000) для подобных пород из ксенолитов из трубки Нюрбинская были получены температуры $670\text{--}720^\circ\text{C}$ (Shatsky et al., 2022). Применение термометра “Ti-в-циркон” (Fu et al., 2008) для ксенолитов из трубки Нюрбинская показало еще более высокие температуры $760\text{--}770^\circ\text{C}$ (Shatsky et al., 2022), которые согласуются с расчетами в работах (Koreshkova et al., 2009; Shatsky et al., 2018) для ксенолитов гранат-биотит-полевошпатовых пород из трубок Удачная и Заполярная.

В отсутствие минеральных ассоциаций, калиброванных как геобарометры, барические условия

образования гранат-биотит-полевошпатовых пород оценивались лишь приблизительно (например, Koreshkova et al., 2009). Поэтому, в отличие от метамагматических гранат-пироксен-плагиоклазовых и двупироксен-плагиоклазовых гранулитов, положение гранат-биотит-полевошпатовых пород в разрезе Сибирского кратона не вполне ясно. Гранат-биотит-полевошпатовые породы из трубки Нюрбинская по спектрам редкоземельных элементов (REE) близки к породам средней коры (Shatsky et al., 2022). Это согласуется с выводом М. Ю. Корешковой и др. (Koreshkova et al., 2009) о том, что минеральные ассоциации гранат-биотит-полевошпатовых пород формировались в диапазоне 6–7 кбар. Однако от пород средней коры их отличает заметное обогащение средними и тяжелыми REE, а также Zr, Hf и Sr (Shatsky et al., 2022). По мнению В. С. Шацкого и др. (Shatsky et al., 2016), гранат-биотит-полевошпатовые породы могут представлять собой материал как нижней, так и средней коры Сибирского кратона. Такой вывод авторы сделали на основе геохронологических данных, указывающих, что гранат-пироксен-плагиоклазовые основные гранулиты и гранат-биотит-полевошпатовые породы ксенолитов испытали одни и те же тектоно-термальные события в истории кратона (Shatsky et al., 2016, 2022). Это означает, что либо эти тектоно-термальные события охватывали и нижнюю, и среднюю кору кратона (см. также Koreshkova, Downes, 2021), либо гранат-биотит-полевошпатовые породы, минеральные ассоциации которых отражают условия средней коры (например, Koreshkova et al., 2009), изначально были сформированы в нижней коре и затем эксгумированы на ее более высокие уровни. Однако *P-T* тренды, отражающие эксгумацию, неизвестны для гранат-биотит-полевошпатовых пород из ксенолитов. На основе композиционной гомогенности минералов в этих породах делается вывод, что минеральные ассоциации гранат-биотит-полевошпатовых пород сохранили *P-T* условия лишь самого последнего (палеопротерозойского) тектоно-термального события (Koreshkova et al., 2009; Shatsky et al., 2016, 2022).

Настоящая статья посвящена изучению ксенолитов гранат-биотит-полевошпатовых и ортопироксен-гранат-биотит-полевошпатовых пород из трубок Юбилейная и Сытыканская Якутской кимберлитовой провинции. Такие ксенолиты из указанных трубок ранее не исследовались. Работа преследует три цели: (1) определение *P-T* условий метаморфизма этих пород, отражающих различные уровни глубины в разрезе Сибирского кратона, (2) построение *P-T* трендов метаморфизма этих пород, отражающих их геодинамическую историю, и (3) выявление флюидного режима и роли процессов высокотемпературного метасоматизма в эволюции указанных пород.

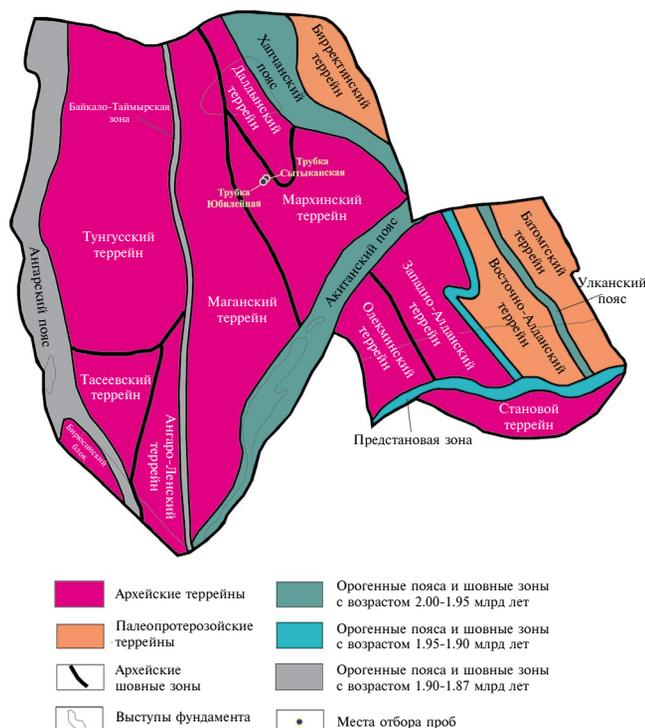


Рис. 1. Карта-схема, показывающая главные структурные элементы основания Сибирского кратона (Donskaya, 2020).

Тунгусский, Тасеевский и Ангаро-Ленский террейны объединены в Тунгусскую провинцию (супертеррейн), Маганский, Далдынский и Мархинский террейны объединены в Анабарскую провинцию (супертеррейн), Олекминский, Западно-Алданский, Восточно-Алданский и Батомский террейны объединены в Алданскую провинцию (супертеррейн), основу Оленекской провинции (супертеррейна) составляет Бирректинский террейн.

Таблица 1. Относительные количества (об. %) главных породообразующих минералов в ксенолитах из трубок Юбилейная (ЮБ) и Сытыканская (СЫ)

Номер образца	<i>Kfs</i>	<i>Pl</i>	<i>Grt</i>	<i>Vt</i>	<i>Orx</i>
СЫ-96-158Н	34.9	20.2	31.0	13.9	~0.1
ЮБ-96-51Н	47.1	8.0	22.6	22.3	0.0
СЫ-96-29Н	17.9	43.7	13.0	24.0	1.4
СЫ-93-143Н	32.1	25.4	18.9	15.3	8.2
СЫ-96-73Н	24.7	42.3	10.9	10.5	11.6
ЮБ-97-82Н	11.8	56.3	13.9	4.1	13.9
СЫ-97-2Н	43.5	20.4	18.0	11.7	6.3

Примечание. Относительные количества рассчитывались на основе анализа BSE фотографий шлифов без учета аксессуарных и вторичных минералов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Фундамент Сибирского кратона представлен четырьмя тектоническими провинциями (супертеррейнами): Анабарской в центре, Оленекской на северо-востоке, Тунгусской на западе и Алданской на юго-востоке (Rosen et al., 1994, 2006; Розен и др., 2000; Pisarevsky et al., 2008; Donskaya, 2020) (рис. 1). В пределах Анабарской провинции, где расположены изученные в настоящей работе объекты, выделены Маганский гранулит-гнейсовый (2.9 млрд лет), Мархинский гранит-зеленокаменный (2.5 млрд лет) и Далдынский гранулит-гнейсовый террейны (3.1 млрд лет) (рис. 1; Rosen et al., 1994, 2006). Согласно О.М. Розену с соавторами (Розен и др., 2000), породы гранулит-гнейсовых террейнов представляют собой нижнюю кору, а породы гранит-зеленокаменной ассоциации формировались в верхней коре. Большая часть Сибирского кратона залегает под покровом осадочных пород (главным образом кембрийских карбонатных пород) и триасовых платобазальтов (Сибирские траппы) мощностью 13–15 км. Общая мощность коры кратона составляет 43–46 км (Suvorov et al., 2006), хотя отмечены ее вариации в пределах 32–54 км (Cherapanova et al., 2013). Анабарская тектоническая провинция окончательно сформировалась в палеопротерозое (2.0–1.8 млрд лет) в ходе амальгамации указанных выше террейнов (Rosen et al., 2006; Donskaya, 2020).

В Сибирском кратоне выделены четыре эпизода кимберлитового магматизма: силурийский–раннедевонский (420–400 млн лет), позднедевонский (~360 млн лет), триасовый (~235 млн лет) и юрский (~150 млн лет) (Tretiakova et al., 2017 и ссылки в этой работе), большинство кимберлитовых трубок расположено в Оленекской и Анабарской тектонических провинциях. В пределах Анабарской провинции расположены Малоботуобинское, Накынское, Далдынское, Алакит-Мархинское, Верхнемунское кимберлитовые поля. Кимберлитовые трубки Юбилейная (372 ± 4.8 млн лет; Sun et al., 2014) и Сытыканская (363 ± 13 млн лет; Kravchinsky et al., 2002), коровые ксенолиты которых нами изучены, находятся в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле (рис. 1).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРА ПОРОД КСЕНОЛИТОВ

Исследованные ксенолиты представлены угловатыми и слабо округлыми фрагментами размером от 3 до 10 см с порфиробластовой структурой, которая макроскопически выражена в крупных светло-красных зернах граната. На поверхности некоторых ксенолитов присутствуют темные корки толщиной до 5 мм, которые являются продуктами либо воздействия кимберлитового расплава, либо постмагматических преобразований. Изученные

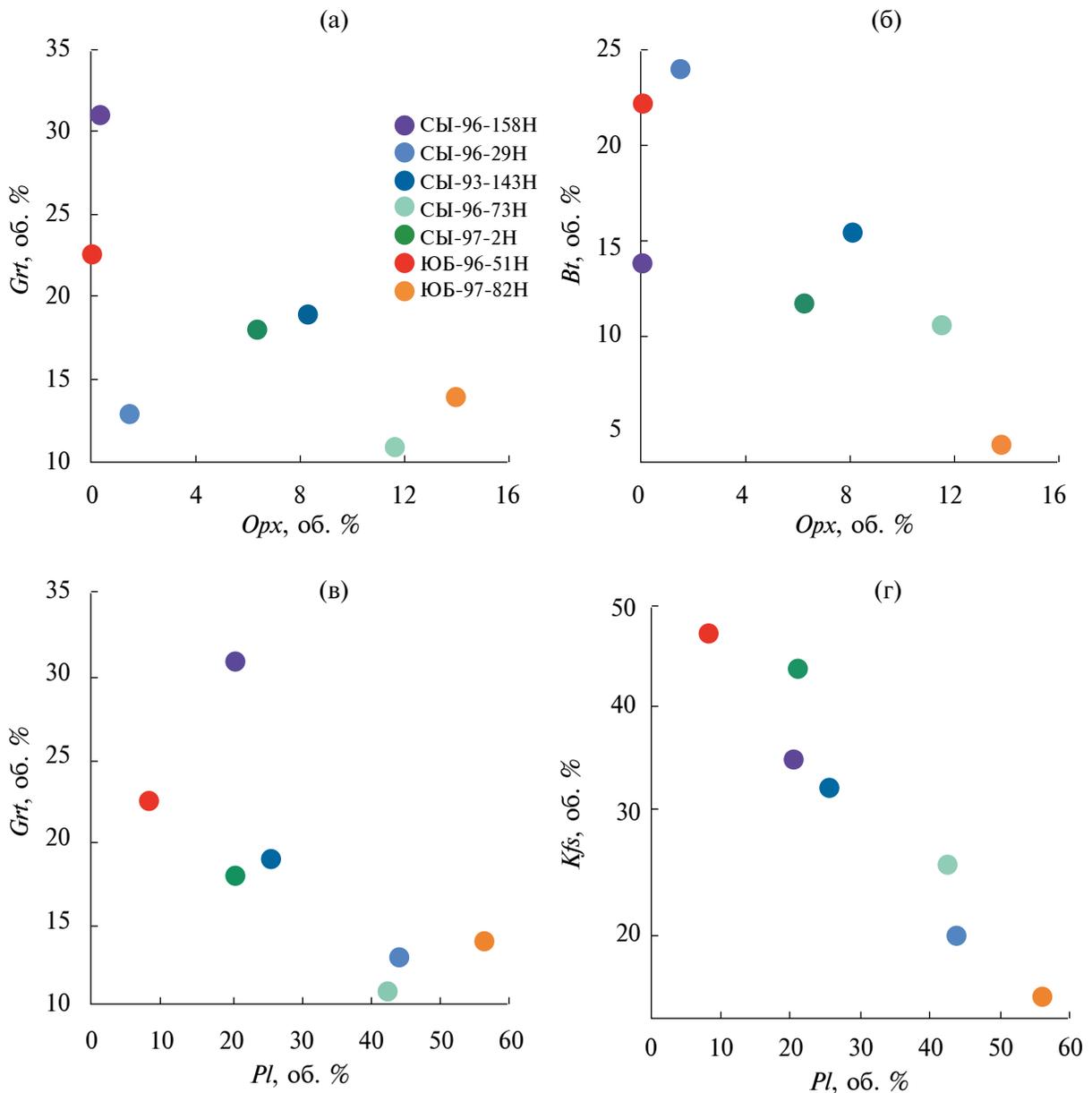


Рис. 2. Корреляции относительных содержаний породообразующих минералов в образцах ксенолитов (табл. 1): (а) *Opx*–*Grt*, (б) *Opx*–*Bt*, (в) *Pl*–*Grt*, (г) *Pl*–*Kfs*.

шлифы ксенолитов были изготовлены из пород центральных частей ксенолитов без видимых признаков воздействия окружающего кимберлита. Тем не менее продукты воздействия кимберлита или постмагматических преобразований присутствуют в шлифах (см. ниже).

В изученных образцах ксенолитов наблюдаются широкие вариации количественных соотношений граната, ортопироксена, биотита, плагиоклаза и калиевого полевого шпата (табл. 1). Гранат присутствует во всех образцах (табл. 1). Наиболее богат им обр. СЫ-96–158Н (табл. 1). В этом

образце ортопироксен отмечен лишь в виде единичных включений в гранате и в виде отдельных зерен в полевошпатовой основной массе породы. В обр. ЮБ-96–51Н (табл. 1) гранат также заметно доминирует, но ортопироксен в этой породе не обнаружен. В ряду семи изученных образцов проявляется обратная зависимость относительных содержаний граната и ортопироксена (рис. 2а). Наиболее бедны гранатом и богаты ортопироксеном образцы СЫ-96–73Н и ЮБ-97–82Н (табл. 1). Обратные зависимости также соблюдаются между содержаниями ортопироксена и биотита (рис. 2б),

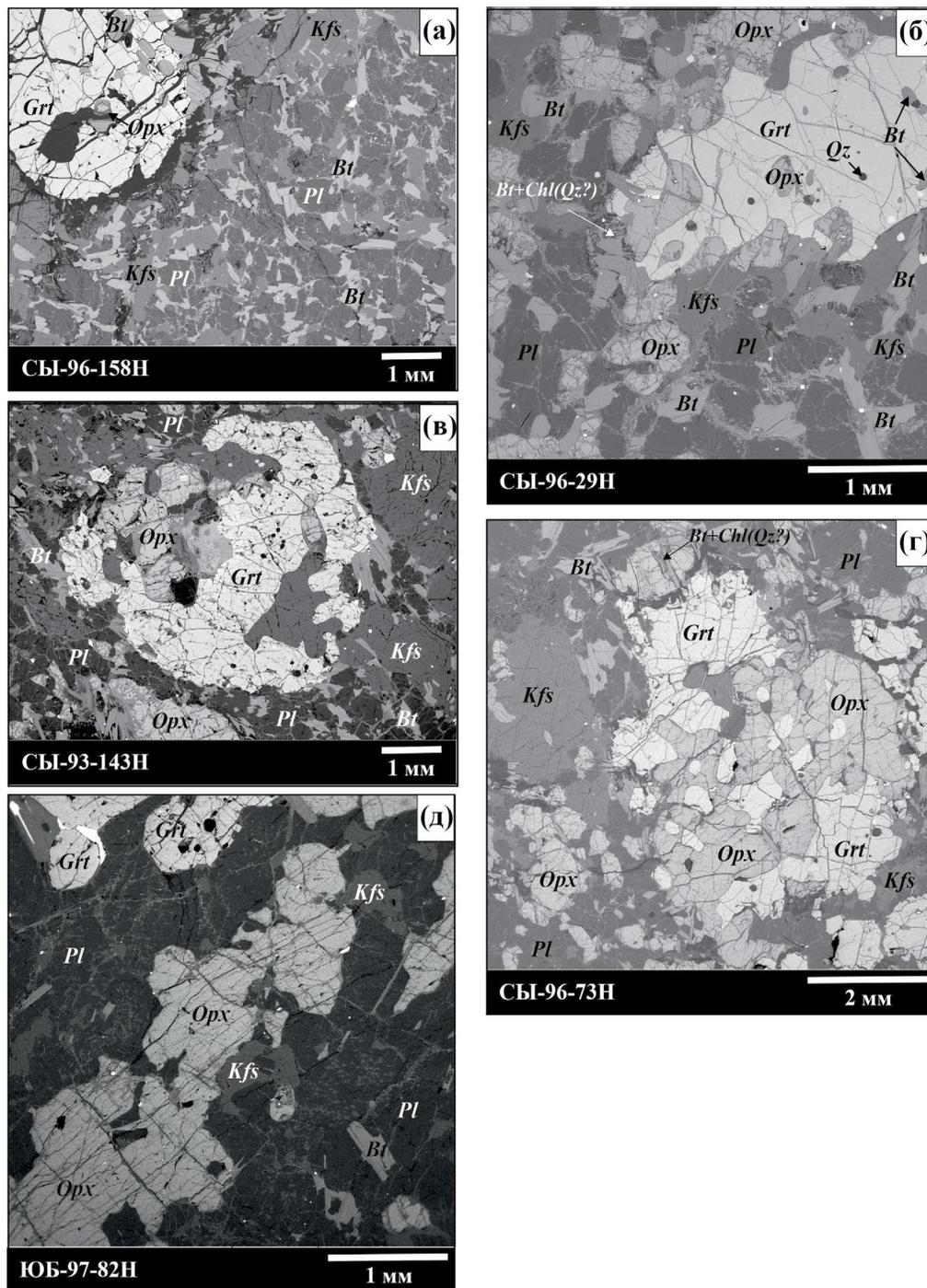


Рис. 3. Минеральный состав и структуры пород ксенолитов.

(а) Обширное развитие калиевого полевого шпата и биотита в основной массе, обр. СЫ-96–158Н. Порфиробласты граната содержат включения биотита и единичные включения ортопироксена. (б) Включения ортопироксена, биотита и редкие включения кварца в ксеноморфных зернах граната, обрастающих зерна ортопироксена, обр. СЫ-96–29Н. В гранобластовой плагиоклаз-ортопироксеновой основной массе активно развиваются калиевый полевой шпат и биотит. Биотит также замещает ортопироксен в виде отдельных листочков, их агрегатов и симплектитов. (в) Атоллообразные зерна граната, обр. СЫ-93–143Н, окружающие ортопироксен-плагиоклаз-калишпатовые участки основной массы. (г) Пойкилобластовые срастания граната и ортопироксена, обр. СЫ-96–73Н. Калиевый полевой шпат совместно с биотитом замещают ортопироксен-плагиоклазовую основную массу породы. (д) Крупные порфиробласты ортопироксена и граната в плагиоклазовой основной массе, обр. ЮБ-97–82Н. Калиевый полевой шпат замещает плагиоклаз в виде кайм, мелких ксеноморфных зерен и многочисленных антипертитовых вростков. Количество биотита в образце заметно меньше по сравнению с другими породами.

граната и плагиоклаза (рис. 2в). Проявлена отчетливая обратная зависимость между содержаниями плагиоклаза и калиевого полевого шпата (рис. 2г). В большинстве изученных образцов содержание калиевого полевого шпата не опускается ниже 20 об. % (табл. 1, рис. 3а–3д). В наиболее богатых калиевым полевым шпатом породах (обр. СЫ-96–158Н) плагиоклаз сохраняется лишь в виде реликтов в крупных ксеноморфных зернах калиевого полевого шпата, причем эти реликты сами обычно интенсивно калишпатизированы по трещинам. Во всех изученных породах развиты многочисленные каймы калиевого полевого шпата различной мощности на зернах плагиоклаза, которые в образцах, богатых калиевым полевым шпатом, связаны обычно с крупными зернами этого минерала (рис. 3а–3д). Плагиоклаз часто содержит антипертитовые вросстки калиевого полевого шпата, которые из-за их очень неравномерного распределения в зернах плагиоклаза интерпретируются как структуры замещения, а не распада. Даже в обр. ЮБ-97–82Н (табл. 1), где количество калиевого полевого шпата составляет всего ~12 об. %, он развит в виде кайм и антипертитовых вростков замещения в доминирующем плагиоклазе (рис. 3д). Кварц в породах присутствует в незначительных количествах. Отдельные зерна кварца в матрице породы, где они ассоциируют с полевыми шпатами, обнаружены только в обр. ЮБ-97–82Н, который наиболее богат плагиоклазом и ортопироксеном, но беден калиевым полевым шпатом и биотитом. Мелкие включения кварца в порфиробластах граната присутствуют в образцах СЫ-96–29Н (рис. 3б) и ЮБ-97–82Н, СЫ-93–143Н.

В образцах СЫ-96–158Н и ЮБ-96–51Н (табл. 1), которые характеризуются наиболее высоким содержанием граната и калиевого полевого шпата (табл. 1), кварц в виде включений в гранате не обнаружен. Тем не менее округлые включения хлорита в гранате, окруженные мелкими трещинами, могут быть продуктами замещения кварца в ходе поздних изменений.

Вариации количеств минералов в изученных образцах ксенолитов (рис. 2а–2г) указывают на то, что, по-видимому, породы представляют собой закономерный ряд, в котором идет преобразование ассоциации $Grt + Pl + Opx \pm Qz$ до ассоциации $Grt + Bt + Kfs$, где определяющим является замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

Текстуры большинства пород массивные (рис. 3а–3д). Нечеткой гнейсовидностью обладает лишь обр. ЮБ-97–82Н (табл. 1), в котором чередуются прослой, обогащенные крупными (1–2 мм) зернами ортопироксена, с линзами, содержащими округлые зерна граната такого же размера, и прослой, в которых преобладают полевые шпаты (рис. 3д). Элементы сланцеватой текстуры, выраженные в ориентировке листочков биотита,

проявлены в обр. СЫ-96–29Н (табл. 1). В породах обычны порфиробласты граната размером от 2 до 5 мм в зависимости от образца (рис. 3а, 3б). В некоторых образцах (СЫ-96–73Н) наряду с крупными зернами граната присутствуют зерна размером до 1 мм, которые обычно более ксеноморфны, чем крупные порфиробласты. Образцы СЫ-93–143Н и СЫ-96–29Н содержат “атолловые” порфиробласты граната, окружающие отдельные зерна ортопироксена или ортопироксен-плагиоклазовые участки матрицы породы (рис. 3б, 3в). В образцах ЮБ-97–82Н, СЫ-93–143Н, СЫ-96–73Н, содержащих значительное количество ортопироксена (табл. 1), зерна этого минерала по размерам сопоставимы с гранатом (рис. 3б–3д). В обр. ЮБ-97–82Н ортопироксен образует отдельные порфиробласты, размер которых в ряде случаев даже больше размера порфиробластов граната (рис. 3д). В других образцах ксеноморфные зерна ортопироксена формируют сростки с гранатом и крупные включения в нем, благодаря чему структура пород выглядит местами пойкилобластовой (рис. 3б, 3г). Ортопироксен также образует сростки с биотитом. Например, в обр. СЫ-93–143Н ортопироксен-биотитовые агрегаты формируют вытянутые линзы, придающие породе слабую полосчатость. Однако в большинстве случаев листочки биотита различного размера неориентированны и развиваются вдоль границ зерен полевых шпатов или вокруг порфиробластов граната и ортопироксена (рис. 3а–3д). В образцах СЫ-96–29Н (рис. 3б) и СЫ-96–73Н (рис. 3г) присутствуют биотитсодержащие симплектиты, схожие с биотит-кварцевыми структурами, широко известными в породах гранулитовой фации. Однако в случае образцов ксенолитов вместо кварца в симплектитах присутствует хлорит, заместивший кварц.

Порфиробласты граната и ортопироксена содержат разнообразные включения (рис. 3а–3д). Среди включений в гранате в образцах ЮБ-96–51Н и СЫ-96–158Н преобладают включения биотита и рудных минералов. Наряду с ними, в порфиробластах граната в обр. СЫ-96–158Н присутствуют отдельные мелкие включения хлоритизированного ортопироксена (рис. 3а). В других же образцах порфиробласты граната содержат минералы, составляющие основную массу породы: ортопироксен, биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, акцессорные минералы, а также срастания этих минералов (обр. ЮБ-97–82Н). В образцах, содержащих значительное количество ортопироксена, крупные зерна этого минерала также содержат включения биотита, плагиоклаза и граната (рис. 3б, 3г). Как отмечалось выше, кварц во многих образцах сохраняется лишь в виде включений в гранате. В гранате из обр. СЫ-97–2Н обнаружены включения шпинели, отсутствующие в матрице породы. Включения калиевого полевого шпата часто пространственно

приурочены к трещинам в гранате (обр. СЫ-96–158Н, СЫ-96–29Н), что может указывать на позднее образование этого минерала по отношению к гранату. Порфириобласты граната и ортопироксена во всех образцах разбиты многочисленными трещинами (рис. 3а–3д), по которым интенсивно развиваются вторичные минералы.

Характерными акцессорными минералами всех образцов являются циркон, монацит, апатит, ильменит, рутил. Рутил в некоторых образцах приурочен к листочкам биотита, причем как в матрице породы, так и во включениях в гранате (обр. СЫ-97–2Н, СЫ-93–143Н, ЮБ-97–82Н). Доминирующим Ti-оксидом в этих образцах является ильменит, образующий крупные зерна. И наоборот, в обр. СЫ-96–158Н как ильменит, так и рутил редки. В образцах СЫ-97–2Н, СЫ-93–143Н, СЫ-96–73Н присутствуют сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит), образующие взаимные сростки. В других образцах сульфиды не обнаружены.

Породы подвержены в той или иной мере преобразованиям, связанным либо с воздействием кимберлитовой магмы, либо с постмагматическими изменениями. По трещинам в породах развиваются агрегаты, основой которых являются серпентин и хлорит. Их агрегаты развиты также в трещинах в зернах граната и ортопироксена. С воздействием содержащих Mg и Fe растворов, по-видимому, связаны псевдоморфозы хлорита по округлым включениям кварца в гранате. Ильменит и рутил часто замещены гидроксидами железа и титанитом, а вокруг зерен сульфидов образуются продукты окисления. Степень развития вторичных продуктов различна для разных образцов. Например, в обр. СЫ-96–73Н, СЫ-93–143Н, СЫ-96–29Н она составляет менее 5 об. % и главным образом выражена в развитии хлорита по биотиту. Наиболее интенсивно (>20 об. %) продукты вторичных изменений развиты в обр. СЫ-96–158Н и ЮБ-96–51Н, что сказывается на их валовом составе.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Валовый химический состав пород на главные элементы (табл. 2) определялся методом рентген-флуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны) PW 2400 производства компании PANalytical в ИГЕМ РАН (Москва). Для анализа использовались стеклянные диски, приготовленные сплавлением смеси безводного флюса ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7 + \text{LiBO}_2 + \text{LiBr}$), порошков пород и LiNO_3 . Содержание летучих компонентов определялось методом потери при прокаливании (П.п.п.) (табл. 2). Типичное отклонение от стандартов составляет менее 1 мас. % для главных

элементов, присутствующих в концентрациях более 1 мас. %. Значения ниже 0.05 мас. % принимались равными нулю. Анализы образцов на редкие и рассеянные элементы проводились посредством масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС, XSeriesI) и атомно-эмиссионного метода с индуктивно связанной плазмой (ИСП-АЭС, ICAP-61) в ИПТМ РАН.

Взаимоотношения минералов и их химический состав (Supplementary³, ESM_1.xlsx–ESM_7.xlsx) исследовались с использованием следующих аналитических систем.

(1) Сканирующий электронный микроскоп Jeol JSM-6480LV с энергодисперсионным микроанализатором Link INCA Energy 350 (в Лаборатории локальных методов анализа вещества кафедры петрологии и вулканологии МГУ). Анализы производились при ускоряющем напряжении 15 кВ, силе тока 15 нА, время анализа составляло 100 с для всех элементов. Погрешности измерения концентраций всех анализируемых элементов не более ± 10 отн. % при концентрациях от 1 до 5 мас. %; до ± 5 отн. % при концентрациях от 5 до 10 мас. % и до ± 2 отн. % при концентрациях свыше 10 мас. %.

(2) Сканирующие электронные микроскопы Tescan VEGA-II XMU с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 и CamScan MV2300 (VEGA TS 5130MM) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 (в Научном подразделении физических методов исследования вещества ИЭМ РАН). Анализы производились при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока 10 нА, диаметре электронного пучка 160 нм (зона возбуждения до 3 мкм), время анализа составляло 100 с для всех элементов. Относительные ошибки измерения следующие: для массовых концентраций оксидов (элементов) свыше 10 мас. % – до 2 отн. %; 5–10 мас. % – до 5 отн. %; от 1 до 5 мас. % – до 10 отн. %.

СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

Гранат

Гранат в ксенолитах характеризуется вариациями $X_{\text{Mg}} = 0.21–0.39$ и $X_{\text{Ca}} = 0.017–0.057$, а содержание MnO не превышает 1.5 мас. %. Зональность

³ В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены Supplementary 1:

- ESM_1.xlsx – Составы полевых шпатов;
- ESM_2.xlsx – Составы биотита;
- ESM_3.xlsx – Составы граната;
- ESM_4.xlsx – Составы ортопироксена;
- ESM_5.xlsx – Составы апатита;
- ESM_6.xlsx – Составы ильменита;
- ESM_7.xlsx – Составы рутила.

Таблица 2. Измеренные (фактические) валовые, рассчитанные (эффективные) составы (мас. %) и содержания рассеянных элементов (ppm) в породах ксенолитов из трубок Юбилейная (ЮБ) и Сытыканская (СЫ).

Компо- ненты	СЫ-96-158Н		ЮБ-96-51Н		СЫ-93-143Н		СЫ-96-29Н		СЫ-96-73Н		СЫ-97-2Н		ЮБ-97-82Н	
	ФС	ЭС	ФС	ЭС	ФС	ЭС	ФС	ЭС	ФС	ЭС	ФС	ЭС	ФС	ЭС
SiO ₂	42.36	49.41	34.81	50.58	51.85	50.96	47.29	49.78	51.58	51.97	49.58	51.16	48.74	53.00
TiO ₂	0.95	0.91	0.84	1.78	1.01	0.98	1.04	1.44	0.97	0.79	1.00	0.82	0.94	0.92
Al ₂ O ₃	18.05	20.75	17.03	19.22	17.6	19.05	18.9	18.89	16.68	19.37	18.29	18.74	19.12	19.66
Fe ₂ O ₃	15.44	н.р.	10.63	н.р.	10.63	н.р.	13.68	н.р.	11.4	н.р.	10.05	н.р.	13.19	н.р.
FeO	н.о.	11.61	н.о.	9.82	н.о.	10.75	н.о.	11.72	н.о.	9.12	н.о.	9.78	н.о.	9.79
MnO	0.346	0.23	0.165	0.14	0.152	0.17	0.219	0.19	0.154	0.19	0.131	0.14	0.246	0.19
MgO	13.59	6.15	23.32	6.76	7.61	6.71	8.75	6.57	8.59	5.38	9.54	5.64	8.02	5.28
CaO	1.19	2.13	0.46	1.10	2.23	2.14	2.55	2.92	2.77	3.75	1.56	1.92	2.97	4.26
Na ₂ O	0.64	1.80	0.09	1.39	1.96	1.90	1.57	2.04	2.4	2.58	1.59	1.86	2.45	3.33
K ₂ O	3.08	5.68	1.14	8.11	5.57	5.91	4.48	5.15	4.12	4.88	5.94	6.64	2.81	2.45
P ₂ O ₅	0.08	н.р.	0.06	н.р.	0.12	н.р.	0.16	н.р.	0.04	н.р.	0.09	н.р.	0.08	н.р.
П.п.п.	3.92		11.21		1.27		1.36		1.29		2.24		1.44	
Li	192		440		82.4		134		86.2		151		142	
Be	0.19		0.93		0.63		0.88		0.93		0.71		0.58	
Sc	56		31.5		23.7		13.7		25.0		18.4		32.5	
V	161		159		180		183		190		169		171	
Cr	133		119		207		161		177		172		145	
Co	30.2		28.6		29.2		32.3		26.6		26.8		27.8	
Ni	43.1		324		73.5		80.7		111		126		58.6	
Cu	9		11.2		24.4		6.4		65.3		46.9		10.9	
Zn	102		109		126		141		172		117		133	
Ga	15.4		17		22.6		25.9		25.5		26.3		24.3	
Rb	102		72.6		185		167		138		224		89.0	
Sr	288		63		929		955		693		763		812	
Y	97.9		39.6		33.4		34.4		30.2		22.7		57.3	
Zr	117.6		139.8		180		230		165		198		185	
Nb	14.9		14.3		14.5		21.8		13.1		20.6		16.1	
Mo	2.7		0.6		2.4		1.2		1.4		1.7		0.9	
Cd	0.3		0.23		0.15		0.25		0.13		0.19		0.28	
Sn	0.3		0.3		0.29		0.33		0.56		0.62		0.54	
Cs	0.61		0.56		0.85		2.7		0.82		2.0		0.48	
Ba	1267		250		2229		2148		1957		2676		1239	
La	56.5		31.2		50.0		53.6		39.6		46.6		45.2	
Ce	107		66.3		97.6		109		70.1		91.5		88.2	
Pr	12.1		7.2		10.2		11.6		6.6		9.0		8.9	
Nd	47.8		29.5		42.4		47.5		25.1		36.7		36.7	
Sm	10.8		6.5		7.6		9.1		4.0		7.1		7.5	
Eu	1.2		1		1.7		1.4		1.6		1.7		1.3	
Gd	12.6		7		5.7		6.8		3.2		5.5		7.1	
Tb	2.6		1.1		0.93		1.1		0.62		0.84		1.3	

Таблица 2. Окончание

Компо- ненты	СЫ-96-158Н		ЮБ-96-51Н		СЫ-93-143Н		СЫ-96-29Н		СЫ-96-73Н		СЫ-97-2Н		ЮБ-97-82Н	
	ФС	ЭС	ФС	ЭС	ФС	ЭС	ФС	ЭС	ФС	ЭС	ФС	ЭС	ФС	ЭС
Dy	17.6		6.6		5.7		6.5		4.5		4.4		9.0	
Ho	3.9		1.4		1.2		1.3		1.1		0.81		1.9	
Er	11.9		4.3		3.5		3.7		3.4		2.2		5.5	
Tm	1.6		0.64		0.51		0.53		0.55		0.30		0.80	
Yb	11.3		4.6		3.4		3.5		3.7		2.0		5.2	
Lu	1.61		0.66		0.53		0.54		0.61		0.30		0.79	
Hf	3.6		4.4		4.8		6.2		4.4		5.3		5.1	
Ta	0.85		0.81		0.76		1.4		0.56		1.3		0.88	
W	1.69		0.44		1.4		1.9		1.2		1.2		2.0	
Tl	0.82		0.85		1.4		0.95		0.80		2.3		0.65	
Pb	19.45		9.11		25.0		20.5		18.2		31.1		22.8	
Th	20.8		12		16.2		14.7		4.7		13.7		11.3	
U	1.6		3.1		1.1		2.2		0.43		1.8		1.0	

Примечание. ФС – фактические составы, измеренные с помощью РФА, ИСП-МС и ИСП-АЭС; ЭС – рассчитанные эффективные составы; П.п.п. – потери при прокаливании. н.о. – компонент не определялся, н.р. – компонент не рассчитывался.

в порфиروبластах граната во всех образцах очень слабо выражена (рис. 4а–4в). Магнезиальность обычно уменьшается к краям зерен на 1–5 мол. %, что зависит от того, с каким минералом контактирует гранат. В контакте с биотитом и ортопироксеном вариации магнезиальности максимальны, тогда как в контакте с полевыми шпатами магнезиальность практически не меняется. Зональность по магнезиальности хорошо проявлена вокруг включений Fe-Mg минералов в гранате. Однако вне зависимости от контактирующего минерала в зернах граната проявлено небольшое уменьшение содержания CaO к краям. Так, в наименее зональных зернах граната из обр. СЫ-93–143Н содержание не более 0.25 мас. %, тогда как в других образцах вариации содержания CaO между центральными и краевыми зонами порфиробластов составляют более 0.5 мас. % (см. Supplementary 1, ESM_1.xlsx–ESM_7.xlsx). Эти вариации выходят за предел аналитической ошибки измерения содержания CaO в гранате (~0.08 мас. % CaO) на использованном оборудовании. Уменьшение X_{Ca} в гранате к краям симметрично выражено в профилях через порфиробласты (рис. 4а–4в). Оно проявлено также в зернах, незональных по магнезиальности. Так что вариации содержания X_{Ca} (гроссуляровой составляющей) в гранате не являются следствием ошибок анализа, что отвечает закономерным изменениям состава граната на фоне меняющихся физико-химических условий.

Биотит

Биотит в изученных образцах представлен флогопит-аннитовым твердым раствором с содержанием истонит-сидерофиллитовой составляющей не более 25 мол. %. Магнезиальность биотита в изученных образцах варьирует в пределах 0.63–0.72 в центральных частях зерен и 0.65–0.79 на контактах с гранатом, в том числе во включениях в гранате. Это указывает на влияние Fe-Mg обмена биотита с гранатом.

Содержание TiO_2 в биотите из изученных ксенолитов составляет 4.4–8.4 мас. % (рис. 5а). Обычно центральные части зерен биотита обогащены TiO_2 на 0.5–1.5 мас. % по сравнению с краевыми зонами. Содержание TiO_2 в биотите включений в гранате и ортопироксене обычно сопоставимо с содержанием этого компонента в центральных частях зерен биотита в основной массе пород. Именно во включениях отмечены максимальные для биотита содержания TiO_2 .

Содержание фтора в биотите из изученных ксенолитов варьирует от 0.1 до 3.9 мас. % (рис. 5б). Краевые зоны листочков биотита из основной массы обычно на 0.5–2 мас. % богаче фтором по сравнению с центрами. Самые высокие концентрации фтора отмечены в краях зерен биотита из обр. СЫ-96–158Н. Содержание F во включениях биотита в гранате чуть выше, чем в центральных частях листочков в основной массе, что коррелирует с более высокой магнезиальностью включений.

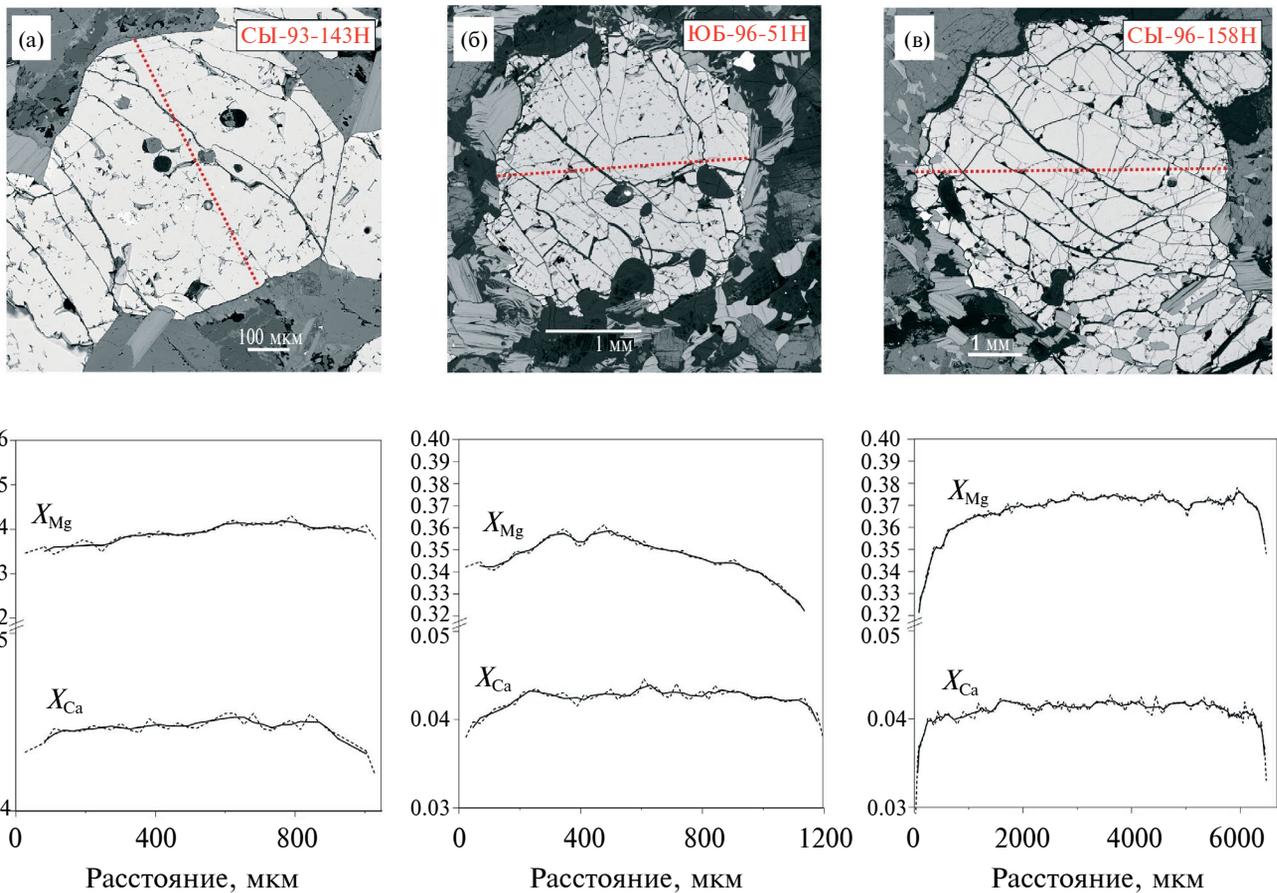


Рис. 4. Зональность зерен граната в образцах ксенолитов СЫ-93–143Н (а), ЮБ-96–51Н (б) и СЫ-96–158Н (в) вдоль профилей, показанных красными пунктирными линиями на BSE фотографиях. Тонкая пунктирная линия – измеренные значения параметров, сплошная тонкая линия – средневзвешенное значение величин, взятое для трех измерений.

В целом для биотита из отдельных образцов соблюдается прямая корреляция между содержанием фтора и магнезиальностью.

Биотит из ксенолитов содержит хлор, содержание которого варьирует от первых долей мас. % до 0.5 мас. % (рис. 5в). Особо выделяется биотит из обр. СЫ-96–73Н, где содержание Cl как в биотите основной массы образца, так и во включениях биотита в гранате составляет более 0.3 мас. % (рис. 5в). Это коррелирует с меньшим содержанием фтора в биотите из этого образца (рис. 5б).

Содержание Fe^{3+} (Fe_2O_3) в биотите оценивалось по методике (Li et al., 2020). Расчетные данные, нанесенные на треугольную диаграмму Fe^{2+} – Mg – Fe^{3+} для биотитов в ассоциациях, буферированных по фугитивности кислорода (Wones, Eugster, 1965), показывают, что большинство точек составов расположено вблизи или ниже линии буфера NNO (рис. 6). Наиболее низкое содержание Fe^{3+} отмечено в биотитах из образцов СЫ-96–158Н и ЮБ-96–51Н, так что точки их

составов лежат на стороне Fe^{2+} – Mg треугольной диаграммы. Точки составов биотитов из образцов СЫ-97–2Н и СЫ-96–29Н соответствуют приблизительно уровню буфера NNO или лежат немного выше, выделяются точки состава биотита из обр. СЫ-96–73Н, расположенные между линиями буферов NNO и НМ (рис. 6).

Ортопироксен

Магнезиальность ортопироксена в изученных образцах варьирует в интервале 0.50–0.64 при содержании Al_2O_3 от 3–3.5 до 5.5–5.7 мас. %. Содержание Al_2O_3 обычно выше во включениях ортопироксена в гранате. Однако четкая зональность в зернах ортопироксена не обнаружена.

Плагиоклаз

Состав плагиоклаза в изученных ксенолитах меняется в интервале $X_{Ca} = 0.36–0.50$.

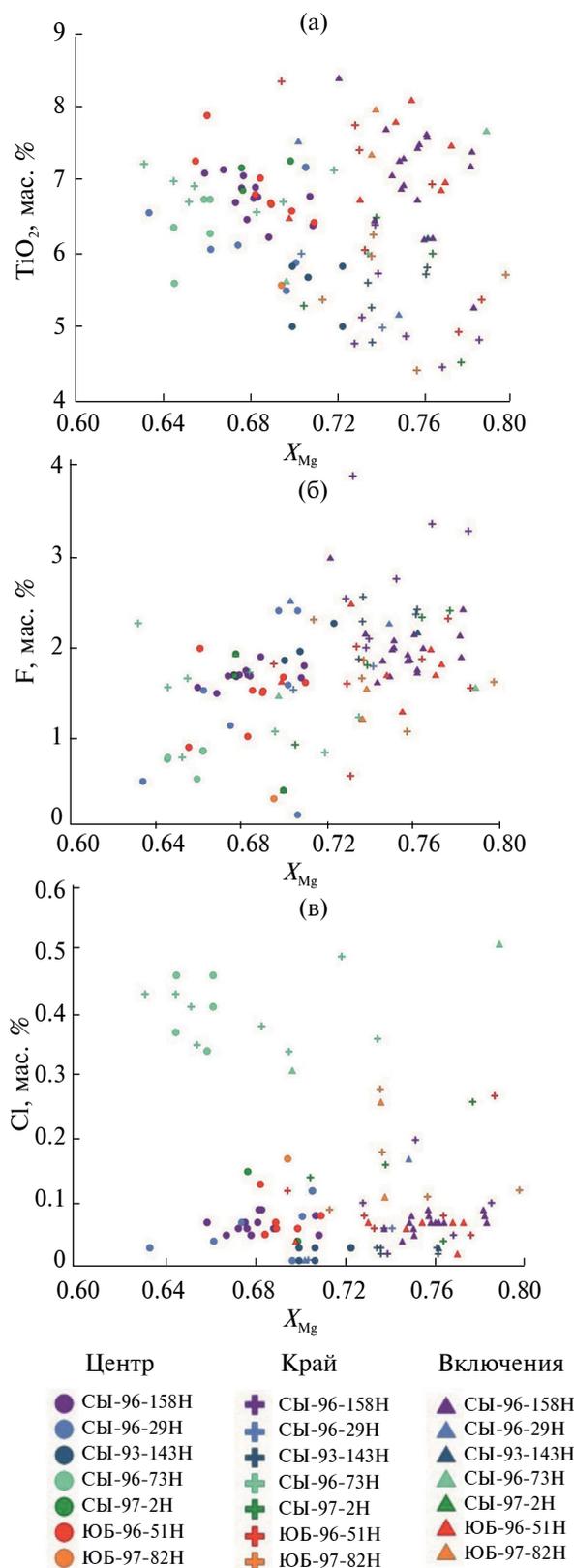


Рис. 5. Вариации состава биотита в породах ксенолитов: (а) X_{Mg} – TiO_2 (мас. %), (б) X_{Mg} –F (мас. %), (в) X_{Mg} –Cl (мас. %).

Apatitum

Апатит в ксенолитах характеризуется повышенным содержанием как фтора (2–4 мас. %), так и хлора (0.05–0.4 мас. %). Наиболее богатые фтором апатиты бедны хлором.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Хотя изученные в настоящей работе породы представляют собой ксенолиты из кимберлитовых трубок, расположенных на расстоянии порядка 100 км друг от друга (рис. 1), они имеют близкие валовые химические составы (табл. 2). Образцы СЫ-96–158Н и ЮБ-96–51Н отличаются пониженным содержанием SiO_2 при повышенных MgO и П.п.п (табл. 2). Такие характеристики валового состава этих двух образцов обусловлены обилием агрегатов серпентина, хлорита и других продуктов взаимодействия пород с вмещающим кимберлитом, заполняющих трещины и межзерновое пространство в образцах. На треугольной диаграмме SiO_2 – Al_2O_3 –(MgO + FeO) точки составов этих образцов смещены в сторону вершины (MgO + FeO) от группы точек составов других пяти образцов (рис. 7а), в которых вторичные минералы занимают значительно меньший объем.

Для того чтобы исключить из составов пород продукты их взаимодействия с кимберлитом, были рассчитаны эффективные составы пород посредством детального подсчета количественных соотношений минералов с использованием графического анализа изображений в обратнорассеянных электронах (BSE) изученных шлифов. Для пересчета объемных (площадных) соотношений фаз в массовые проценты использовались усредненные значения плотностей соответствующих минералов, а поскольку составы минералов в породах мало варьируют, для расчетов эффективных валовых составов брались средние составы минералов. При подсчете объемных соотношений фаз не учитывались площади, занимаемые продуктами взаимодействия с вмещающим кимберлитом (или продуктами вторичных изменений), которые на BSE-изображениях хорошо отличимы от породообразующих минералов благодаря темно-серому или черному оттенкам из-за высоких содержаний MgO и SiO_2 . При подсчете количественных соотношений учитывались участки зерен минералов, частично замещенные агрегатами вторичных минералов. Это важно при оценке количества ортопироксена, наиболее подверженного замещению агрегатами вторичных минералов, но в которых все же обычно сохраняются реликты ортопироксена.

Эффективные валовые составы изученных пород приведены в табл. 2 как средние значения из нескольких измерений в различных участках

шлифов соответствующих образцов. На рис. 7а компактное поле точек эффективных составов почти перекрывается с полем точек измеренных валовых составов (без учета точек составов обр. СЫ-96–158Н и ЮБ-96–51Н). Это свидетельствует о близости измеренных и рассчитанных составов пород и о надежности примененного метода расчета для реконструкции эффективных валовых составов.

Важной характеристикой состава изученных пород являются широкие вариации содержания K_2O (табл. 2). Эта особенность показана на диаграмме $Na_2O-CaO-K_2O$ (рис. 7б) в виде трендов точек как для измеренных, так и для рассчитанных эффективных валовых составов в сторону вершины K_2O . Оба тренда совпадают (без учета точек составов обр. СЫ-96–158Н и ЮБ-96–51Н) и отвечают близким значениям Na_2O/CaO , которые определяются главным образом отношением этих компонентов в плагиоклазах в породах. Это означает, что увеличение содержания K_2O в них компенсируется преимущественно снижением содержаний Na_2O и CaO . Замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом обуславливает тренды на рис. 7б. Прямая корреляция содержания K_2O с количеством калиевого полевого шпата в породах (рис. 7в) и обратная – с количеством плагиоклаза (рис. 2г) подтверждает этот вывод.

Итак, несмотря на вариации минерального состава (табл. 1, рис. 2а–2г), изученные породы ксенолитов имеют близкий химический состав в отношении породообразующих компонентов, а значит, имеют близкий состав протолита. На дискриминационной диаграмме $P_2O_5/TiO_2-MgO/CaO$ (Werner, 1987) точки составов (измеренных и рассчитанных) изученных пород соответствуют полю парапород (рис. 8а). На дискриминационной диаграмме AF (Предовский, 1970) эти точки лежат на границе полей граувакк и смешанных продуктов выветривания основных и ультраосновных пород (исключая составы обр. СЫ-96–158Н и ЮБ-96–51Н) (рис. 8б). Однако значение $K_2O/Na_2O > 1$ (кроме рассчитанного эффективного состава обр. ЮБ-97–82Н) и содержание $Al_2O_3 > 17$ мас. % (табл. 2) отличаются от типичных характеристик граувакк, отражая присутствие в протолите пород ксенолитов пелитовой составляющей. Иным объяснением $K_2O/Na_2O > 1$ в породах ксенолитов является замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом в ходе метаморфических преобразований (метасоматизма).

Спектры REE для изученных ксенолитов также схожи между собой (рис. 9). Породы обогащены LREE ($La_N/Yb_N = 3.39-16.11$) и характеризуются плоскими спектрами HREE ($Gd_N/Yb_N = 0.69-2.28$). Обогащение HREE обр. СЫ-96–158Н (рис. 9) коррелирует с максимальным содержанием граната в этой породе (табл. 1). Для

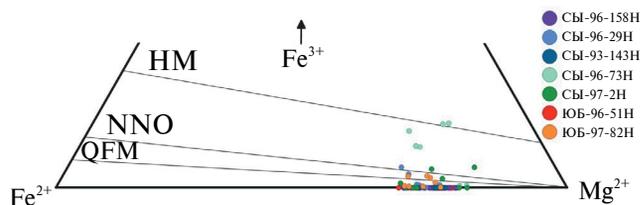


Рис. 6. Рассчитанные содержания Fe^{3+} в биотите из пород ксенолитов на треугольной диаграмме $Fe^{2+}-Mg-Fe^{3+}$ (форм. ед.) для биотитов в ассоциациях, буферированных по фугитивности кислорода (Wones, Eugster, 1965).

большинства образцов характерна отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.32-0.55$). Наиболее “глубокие” Eu-аномалии проявлены в образцах СЫ-96–158Н и ЮБ-96–51Н (рис. 9). Для образцов СЫ-93–143Н и СЫ-97–2Н она выражена слабее ($Eu/Eu^* = 0.79-0.82$), а в спектре REE обр. СЫ-96–73Н проявляется положительная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 1.34$) (рис. 9).

По спектрам REE изученные породы ксенолитов похожи на метаморфические породы с близким минеральным составом из гранулитовых комплексов, связанных с Сибирским кратоном. В качестве примера на рис. 9 приведены спектры REE парагнейсов Китайского и Иркутского блоков Шарыжалгайского выступа (Turkina, Sukhorukov, 2015) и Халчанской серии Анабарского щита (Condie et al., 1991). Такое сравнение также демонстрирует, что на REE спектры пород ксенолитов не влияют преобразования, связанные с воздействием кимберлита.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ПОРОД

Поскольку породы ксенолитов были подвержены в той или иной мере воздействию кимберлитового расплава и вторичным изменениям, в расчетах использовались не валовые анализы, измеренные с помощью РФА, а рассчитанные эффективные валовые составы минеральных ассоциаций (табл. 2). Моделирование минеральных ассоциаций ксенолитов проводилось посредством метода минимизации энергии Гиббса (метода псевдосечений) с использованием программного комплекса PERPLEX_X (Connolly, 2005) в версии 6.7.7. В расчетах использовались стандартные термодинамические свойства конечных членов твердых растворов из базы данных Т. Холланда и Р. Пауэлла (Holland, Powell, 2011; файл hp11ver.dat). Для моделирования использовались модели твердых растворов биотита $Bi(W)$, ортопироксена $Orx(W)$ и граната $Gt(W)$ из работы (White et al., 2014), модель твердого раствора полевого шпата “feldspar”

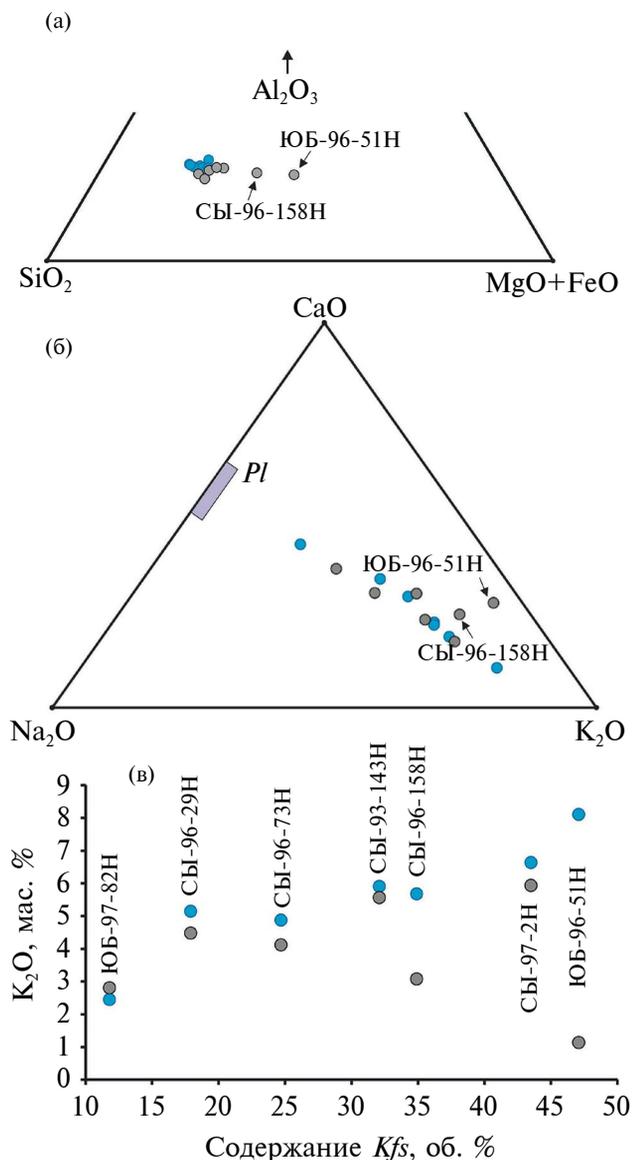


Рис. 7. Вариации содержания главных породообразующих компонентов в составе пород ксенолитов. (а) Соотношения SiO₂, Al₂O₃ и MgO + FeO. (б) Соотношения CaO, Na₂O и K₂O; светло-фиолетовый прямоугольник обозначает пределы вариаций этих компонентов в плагиоклазах из изученных пород. (в) Корреляция содержания K₂O в породах ксенолитов (табл. 2) с относительным количеством калиевого полевого шпата в них (табл. 1). Серые точки обозначают составы, измеренные с помощью рентгеноспектрального флуоресцентного анализа, голубые точки – эффективные составы, рассчитанные из относительных количеств минералов без учета продуктов воздействия кимберлита (табл. 1).

(Elkins, Grove, 1990) и модель “melt(W)” для силикатного расплава (White et al., 2014).

Процедура моделирования включала следующие этапы: (1) построение диаграмм в координатах P – T

с различными содержаниями H₂O и свободного O₂ (отражающего содержание Fe₂O₃) для предварительной оценки P – T условий, (2) построение изоплет минералов на псевдосечениях P – M_i и T – M_i , где M_i – содержание O₂ или H₂O для уточнения содержания этих модельных компонентов, (3) построение уточненных P – T диаграмм. Для оценки P – T условий строились диаграммы с изоплетами $X_{Mg}^* = Mg/(Mg + Ca + Fe)$ и $X_{Ca}^* = Ca/(Ca + Mg + Fe)$ для граната (без учета Mn), $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$ для биотита и ортопироксена и содержания анортитового компонента в плагиоклазе $X_{Ca} = Ca/(Ca + Na + K)$, соответствующих составам сосуществующих минералов в породах.

Образец ЮБ-96-51Н. В этом образце ведущей является ассоциация $Gr + Bt + Kfs + Pl$ без ортопироксена. Плагиоклаз интенсивно замещен калиевым полевым шпатом. P – T псевдосечение (рис. 10а) рассчитывалось при 0.9 мас. % H₂O в системе. Учитывая низкое содержание Fe³⁺ в биотите – главном силикате-концентрате закисного железа, – свободный O₂ не брался в расчет. Суперпозиция изоплет для центральных зон профиробластов граната $X_{Mg}^* = 0.35$ – 0.36 и $X_{Ca}^* = 0.045$ – 0.05 и центров крупных листочков биотита $X_{Mg} = 0.69$ – 0.71 указывает на диапазоны 9.5–10 кбар и 750–780°C (рис. 10а). Этим условиям соответствует ассоциация $Gr + Bt + Kfs + Pl + Qz + Rt$. Хотя кварц в породе не обнаружен, его изначальное наличие в виде включений в гранате не исключено. В указанном P – T интервале расположены изоплеты X_{Ca} плагиоклаза <0.36, что меньше измеренных значений X_{Ca} плагиоклаза в данной породе (0.36–0.44). Вариации содержания H₂O и O₂ не способствуют сближению изоплет X_{Ca} в плагиоклазе и намеченного P – T диапазона. Возможной причиной несоответствия рассчитанного состава плагиоклаза измеренным значениям могут быть эффекты, связанные с метасоматической калишпатизацией.

Составы краевых частей граната $X_{Mg}^* = 0.23$ – 0.33 и $X_{Ca}^* = 0.030$ – 0.041 и $X_{Mg} = 0.74$ – 0.76 , характерные для краевых зон листочков биотита, контактирующих с гранатом, отвечают интервалам 6–7 кбар и 550–600°C (рис. 10а).

Образец СЫ-96-158Н. В этом образце малое количество ортопироксена присутствует в виде реликтов как в основной массе породы, так и в виде включений в гранате (рис. 3а). Ведущей является ассоциация $Gr + Bt + Kfs + Pl$, где плагиоклаз замещается калиевым полевым шпатом. P – T псевдосечение (рис. 10б) рассчитывалось при содержании 0.7 мас. % H₂O в системе, а свободный O₂ не учитывался при расчетах по причине низкого содержания Fe³⁺ в биотите. Ни одно из фазовых полей рассчитанного псевдосечения для обр. СЫ-96-158Н не содержит ортопироксен (рис. 10б). Специальные расчеты при варьирующих содержаниях H₂O и O₂ в эффективном составе породы не помогли

воспроизвести ортопироксен в ассоциации с *Grt* + *Bt* + *Kfs* + *Pl*. Этот результат подтверждает реликтовый характер ортопироксена в этой породе. Суперпозиция изоплет для центральных зон профиробластов граната $X_{Mg} = 0.37-0.38$ и $X_{Ca} = 0.040-0.045$, центров крупных листочков биотита $X_{Mg} = 0.67-0.68$ и центральных частей наименее калишпатизированных зерен плагиоклаза $X_{Ca} = 0.39-0.40$ указывает на 9.5–10 кбар и 800–830°C (рис. 10б). Этим условиям соответствует минеральная ассоциация *Grt* + *Bt* + *Kfs* + *Pl* + *Qz* + *Rt*, сосуществующая с небольшим количеством расплава вблизи солидуса (рис. 10б). Кварц в породе также не обнаружен, хотя его наличие в виде включений в гранате не исключено.

Составы краевых зон граната $X_{Mg} = 0.25-0.35$ и $X_{Ca} = 0.027-0.035$ и листочков биотита в контакте с гранатом, $X_{Mg} = 0.72-0.78$, отвечают диапазонам 5.6–7 кбар и 580–610°C (рис. 10б).

Образец СЫ-96–29Н. В этом образце ортопироксен присутствует в небольшом количестве, а плагиоклаз заметно преобладает над калиевым полевым шпатом (табл. 1, рис. 3б). *P-T* псевдосечение для этого образца (рис. 10в) рассчитывалось при 0.55 мас. % H_2O в системе и 0.013 мас. % свободного O_2 . Суперпозиция изоплет для центральных зон профиробластов граната X_{Mg} порядка 0.33 и $X_{Ca} = 0.045-0.050$, центров крупных листочков биотита $X_{Mg} = 0.66-0.67$ и центральных частей зерен плагиоклаза $X_{Ca} = 0.43-0.44$ указывает на 5.7–6.2 кбар и 700–740°C (рис. 10в). Этим условиям соответствует минеральная ассоциация *Grt* + *Opx* + *Bt* + *Kfs* + *Pl* + *Qz* + *Ilm*. Кварц отсутствует в основной массе породы, но обнаружен в виде включений в гранате. Малое содержание кварца в породе подтверждается тем, что оцененный *P-T* интервал находится вблизи границы бескварцевого поля *Grt* + *Opx* + *Bt* + *Kfs* + *Pl* + *Ilm* (рис. 10в).

Однако параметры состава ортопироксена, рассчитанные для оцененного *P-T* диапазона, не вполне соответствуют составам ортопироксена, измеренным в обр. СЫ-96–29Н. Изоплета X_{Mg} в ортопироксене 0.56, проходящая вблизи этого *P-T* интервала (рис. 10в), сопоставима лишь с наиболее железистыми составами ортопироксена в породе. Изоплеты 3.9–4.9 мас. % содержания Al_2O_3 , характерного для ортопироксена в этом образце, расположены заметно выше по температуре (рис. 10в).

Составы краевых частей граната $X_{Mg} < 0.31$ и $X_{Ca} = 0.041-0.046$ и составы биотита с $X_{Mg} > 0.70$ отвечают давлениям менее 4 кбар и температурам менее 600°C (рис. 10в).

Образец СЫ-93–143Н. Преобладающей в этом образце ассоциацией является *Grt* + *Opx* + *Bt* + *Kfs* + *Pl* (табл. 1), причем калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом, частично

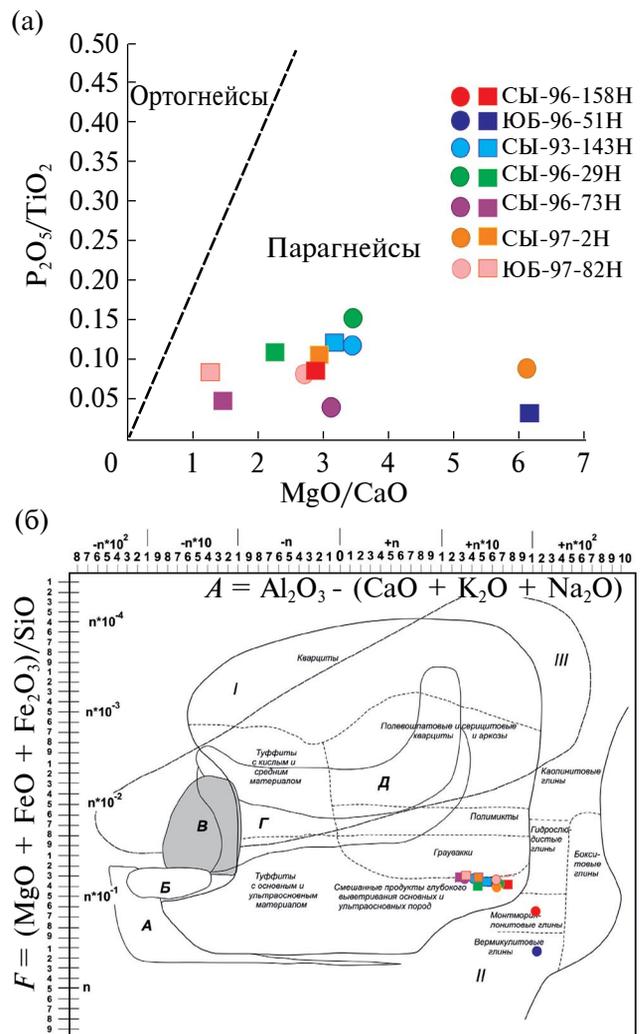


Рис. 8. Петрохимические характеристики пород из ксенолитов.

(а) Диаграмма P_2O_5/TiO_2 – MgO/CaO (Werner, 1987), разделяющая пара- и ортопороды; (б) Диаграмма *AF* (Предовский, 1970), позволяющая определить петрохимический тип субстрата. Кружки – фактические измеренные составы, квадраты – эффективные рассчитанные составы (табл. 2). Точки фактических составов образцов СЫ-96–158Н и ЮБ-96–51Н не показаны на диаграмме (а), поскольку находятся вне диапазона отношения MgO/CaO (11.4 и 50.7 соответственно) из-за значительного содержания богатых MgO продуктов взаимодействия с кимберлитом. Поля осадочных и вулканогенно-осадочных пород: *I* – зернистые осадочные и смешанные породы, *II* – пелиты, *III* – хомогенные силициты. Поля изверженных пород: *A* – ультрабазиты, *B* – базиты, *B* – сиениты, щелочные сиениты и их эффузивные аналоги, *Г* – диориты, плагиограниты и их эффузивные аналоги, *Д* – граниты и эффузивные аналоги.

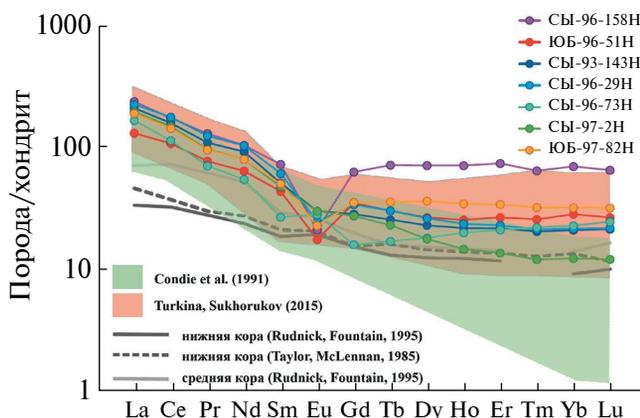


Рис. 9. Нормированные к составу хондрита (McDough, Sun, 1995) спектры REE пород ксенолитов. Для сравнения приведены спектры REE парапород Китайского и Иркутского блоков Шарыжалгайского выступа (Turkina, Sukhorukov, 2015) и Хапчанской серии Анабарского щита (Condie et al., 1991).

замещающая его (рис. 3в). P - T псевдосечение для этого образца (рис. 10г) рассчитывалось при содержании 0.7 мас. % H_2O в системе. Из-за низкого содержания Fe^{3+} в биотите свободный O_2 не учитывался при расчетах. Суперпозиция изоплет для центральных зон профиробластов граната $X_{Mg} = 0.35$ –0.36 и $X_{Ca} = 0.045$ –0.050, центров крупных листочков биотита $X_{Mg} = 0.70$ –0.71 и центральных частей зерен плагиоклаза $X_{Ca} = 0.38$ –0.40 указывает на диапазоны 6.2–7.1 кбар и 700–730°C, соответствующие минеральной ассоциации $Grt + Opx + Bt + Kfs + Pl + Qz$ (рис. 10г). Кварц присутствует в виде включений в гранате. В указанных интервалах температур и давлений находятся изоплеты X_{Mg} ортопироксена 0.58–0.59, что соответствует измеренным составам ортопироксена в породе. Тем не менее более железистые составы ортопироксена ($X_{Mg} = 0.56$ –0.57), а также изоплеты содержания Al_2O_3 , характерного для центральных частей зерен ортопироксена в этом образце, расположены заметно выше по температуре (рис. 10г).

Составы краевых частей граната $X_{Mg} < 0.34$ при $X_{Ca} < 0.045$ отвечают диапазону 4.2–5.4 кбар и температурам менее 600°C (рис. 10г).

Образец СЫ-96–73Н. Ведущей ассоциацией в этом образце также является $Grt + Opx + Bt + Kfs + Pl$ (табл. 1). Плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом, а количество ортопироксена сравнимо с количеством граната и биотита (рис. 3г). P - T псевдосечение для этого образца (рис. 10д) рассчитывалось при 0.4 мас. % H_2O и 0.02 мас. % свободного O_2 в системе. Пересечение изоплет для центров профиробластов граната $X_{Mg} = 0.31$ –0.32 и $X_{Ca} = 0.054$ –0.059, крупных листочков биотита $X_{Mg} = 0.65$ –0.66 и зерен

плагиоклаза $X_{Ca} = 0.43$ –0.44 соответствует 5.6–6.3 кбар и 680–750°C в фазовом поле минеральной ассоциации $Grt + Opx + Bt + Kfs + Pl + Qz + Ilm$ (рис. 10д). Изоплеты X_{Mg} в ортопироксене 0.54–0.55 в этом P - T интервале сопоставимы с наиболее железистыми составами ортопироксена в породе. Однако изоплеты 3.6–4.6 мас. % содержания Al_2O_3 , характерного для ортопироксена в этом образце, расположены выше по температуре (рис. 10д).

Составы краевых частей граната $X_{Mg} = 0.24$ –0.28 при $X_{Ca} < 0.050$, сосуществующие с биотитом $X_{Mg} = 0.70$ –0.73 отвечают давлениям менее 4.5 кбар и температурам менее 550°C (рис. 10д).

Образец СЫ-97–2Н. В ассоциации $Grt + Opx + Bt + Kfs + Pl$ этого образца калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом, а количество ортопироксена меньше суммарного количества граната и биотита (табл. 1). P - T псевдосечение для этого образца (рис. 10е) рассчитывалось при содержании 0.43 мас. % H_2O и 0.018 мас. % свободного O_2 в системе. Пересечение изоплет для центров профиробластов граната $X_{Mg} = 0.36$ –0.37 и $X_{Ca} = 0.037$ –0.041, биотита $X_{Mg} = 0.69$ –0.70 и плагиоклаза $X_{Ca} = 0.39$ –0.40 соответствует давлению порядка 6.5 кбар и температурному интервалу 710–740°C вблизи границ фазовых полей $Grt + Opx + Bt + Kfs + Pl + Qz + Ilm$ и $Grt + Opx + Bt + Kfs + Pl + Qz + Rt$ (рис. 10е). Опять же в этом P - T диапазоне изоплеты $X_{Mg} = 0.58$ –0.59 в ортопироксене сопоставимы с наиболее железистыми составами этого минерала в породе, а изоплеты содержания Al_2O_3 в нем (4.4–5.9 мас. %) расположены выше по температуре (рис. 10е).

Составы краевых частей граната с $X_{Mg} < 0.34$ и чуть более низкие X_{Ca} отвечают давлениям менее 4.5 кбар и температурам 500–600°C (рис. 10е).

Образец ЮБ-97–82Н. Этот образец наиболее богат плагиоклазом. Содержание ортопироксена в нем сопоставимо с количеством граната, а содержание биотита невелико (табл. 1, рис. 3д). P - T псевдосечение для этого образца (рис. 10ж) рассчитывалось при 0.4 мас. % H_2O и 0.005 мас. % свободного O_2 в системе. Пересечение изоплет для центров профиробластов граната $X_{Mg} = 0.32$ –0.34 при X_{Ca} порядка 0.05, давлении ~6.8 кбар и температуре ~800°C в фазовом поле $Grt + Opx + Bt + Kfs + Pl + Qz$ (рис. 10ж). При этих параметрах модельная минеральная ассоциация содержит ~4.5 об. % кварца, что является наибольшим для изученных образцов. Действительно, в отличие от других образцов, обр. ЮБ-97–82Н кварц присутствует не только в виде включений в гранате, но и в виде зерен в полевошпатовой основной массе. Однако изоплеты $X_{Mg} > 0.7$ в биотите и $X_{Ca} = 0.38$ –0.40 в плагиоклазе, характерные для этого образца, расположены ниже по температуре от вышеуказанного P - T интервала (рис. 10ж), а изоплеты

$X_{Mg} \sim 0.54$ и $3.0-3.5$ мас. % Al_2O_3 в ортопироксене в этом $P-T$ диапазоне сопоставимы лишь с наиболее железистыми составами этого минерала в обр. ЮБ-97–82Н. Наилучшая суперпозиция изоплет X_{Ca} в гранате, X_{Mg} в биотите и X_{Ca} в плагиоклазе соответствует давлениям менее 5 кбар и температурам менее $600^\circ C$. Такие параметры составов равновесны с составами краевых зон профиробластов граната в породе (рис. 10ж). Это подразумевает то, что, даже если пиковые условия метаморфизма породы достигали ~ 6.8 кбар и $\sim 800^\circ C$, составы сосуществующих минералов были в значительной мере переуравновешены на ретроградной стадии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

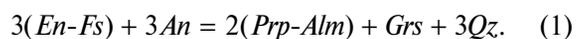
P-T условия и эволюция метаморфизма пород

Моделирование минеральных ассоциаций ксенолитов выявило две группы пород по максимальным (пиковым) $P-T$ условиям. Первую группу составляют образцы, где ортопироксен не обнаружен (обр. ЮБ-96–51Н) или присутствует в виде единичных зерен (обр. СЫ-96–158Н). Максимальные условия минеральных равновесий в этих образцах, $750-830^\circ C$ и $9.5-10$ кбар (рис. 10а, 10б), оценены по суперпозиции изоплет X_{Mg} и X_{Ca} центральных зон порфиробластов граната и X_{Mg} центров крупных изолированных листочков биотита в полевошпатовой основной массе пород, наименее подверженных ретроградному Fe-Mg обмену.

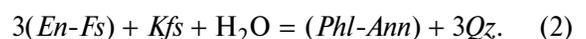
Аналогичный подход к оценке $P-T$ параметров был применен к образцам СЫ-96–29Н, СЫ-93–143Н, СЫ-96–73Н, СЫ-97–2Н и ЮБ-97–82Н, содержащим ортопироксен. Он показал, что максимальные условия метаморфизма для этих пород, зафиксированные составами граната, биотита и плагиоклаза, укладываются в интервалы $6-7$ кбар и $700-760^\circ C$ (рис. 10в–10ж). Однако для всех указанных образцов было выявлено недостаточное соответствие состава ортопироксена этим $P-T$ параметрам. Обычно с оцененными $P-T$ интервалами сопоставимы лишь наиболее железистые составы ортопироксена в породах, а изоплеты содержания Al_2O_3 в ортопироксене расположены в стороне более высоких температур от области пересечения изоплет X_{Mg} и X_{Ca} граната и X_{Mg} биотита (рис. 10в–10ж). Подобная ситуация хорошо известна в практике петрологических исследований пород гранулитовой фации метаморфизма (Pattison, Bégin, 1994; Fitzsimons, Harley, 1994; Aranovich, Berman, 1997; Carson, Powell, 1997; Pattison et al., 2003), в том числе и ксенолитов метапелитов в кимберлитах (Dawson et al., 1997). В указанных работах отмечается, что из-за различия температур закрытия и скоростей диффузии Fe и Mg по сравнению с Al, содержание алюминия в ортопироксене в ассоциации с гранатом лучше сохраняет информацию о высокотемпературных этапах

эволюции пород, а X_{Mg} минералов отражают лишь условия ретроградного Mg-Fe обмена при остывании. На это влияет модалное содержание ортопироксена в породах, поскольку в Fe-Mg обмен активнее вовлечен именно этот минерал (Fitzsimons, Harley, 1994). Действительно, наибольшие отклонения в положении изоплет X_{Mg} и Al_2O_3 в ортопироксене выявлены для обр. СЫ-96–29Н (рис. 10в), в котором содержание ортопироксена немногим превосходит 1 об. % (табл. 1). Таким образом, температуры пика метаморфизма ортопироксенсодержащих пород ксенолитов были, вероятно, несколько выше, чем те, которые фиксируются X_{Mg} в ортопироксене и гранате. Для образцов СЫ-96–29Н, СЫ-93–143Н, СЫ-96–73Н, СЫ-97–2Н и ЮБ-97–82Н изоплеты Al_2O_3 в ортопироксене соответствуют температурам $750-800^\circ C$ (рис. 10в–10ж), сопоставимым с условиями равновесия для образцов ЮБ-96–51Н и СЫ-96–158Н (рис. 10а, 10б).

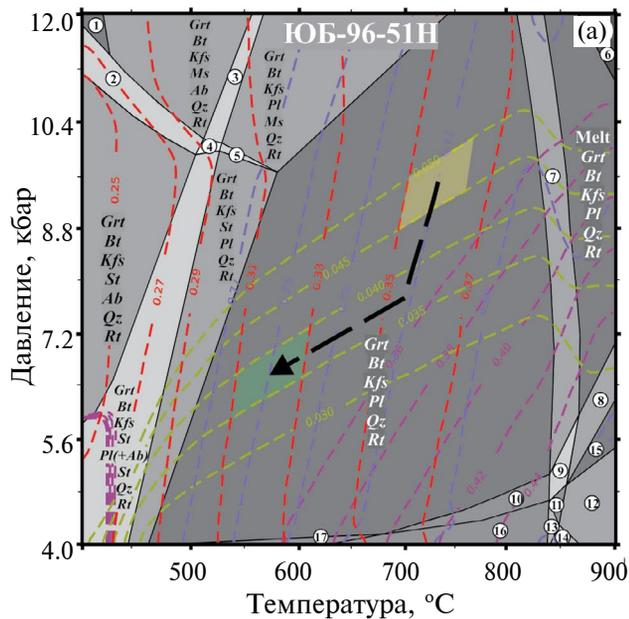
Итак, $P-T$ условия метаморфизма пород ксенолитов гранат-биотит-полевошпатовых и ортопироксен-гранат-биотит-полевошпатовых пород из трубок Юбилейная и Сытыканская отражают два уровня глубины коры Сибирского кратона. Уровень ~ 30 км характеризуют ксенолиты пород (обр. СЫ-96–158Н и ЮБ-96–51Н), а ксенолиты пород (обр. СЫ-96–29Н, СЫ-93–143Н, СЫ-96–73Н, СЫ-97–2Н и ЮБ-97–82Н) соответствуют уровню ~ 20 км. Оценки давления для второй группы пород сопоставимы с выводом в работе (Korshkova et al., 2009), что минеральная ассоциация гранат-биотит-ортопироксен-полевошпатовой породы из ксенолита из трубки Удачная отвечает интервалу $6-7$ кбар. По своим минералогическим характеристикам эта порода близка к обр. СЫ-97–2Н из трубки Сытыканская (табл. 1). То, что выделенные группы пород представляют собой различные уровни глубины в коре, подтверждается различиями в модалном содержании граната в породах (рис. 2а, 2в). Ксенолиты образцов СЫ-96–158Н и ЮБ-96–51Н, представляющие более глубокий уровень, характеризуются большим содержанием граната, количество которого в породах увеличивается за счет уменьшения количества плагиоклаза и ортопироксена (рис. 2а, 2в) согласно реакции:



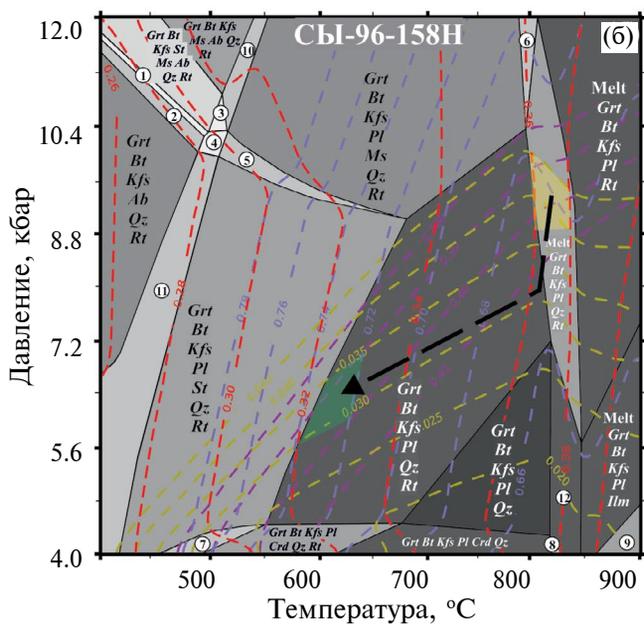
С давлением также увеличивается количество биотита в породах за счет ортопироксена (рис. 2б) по реакции:



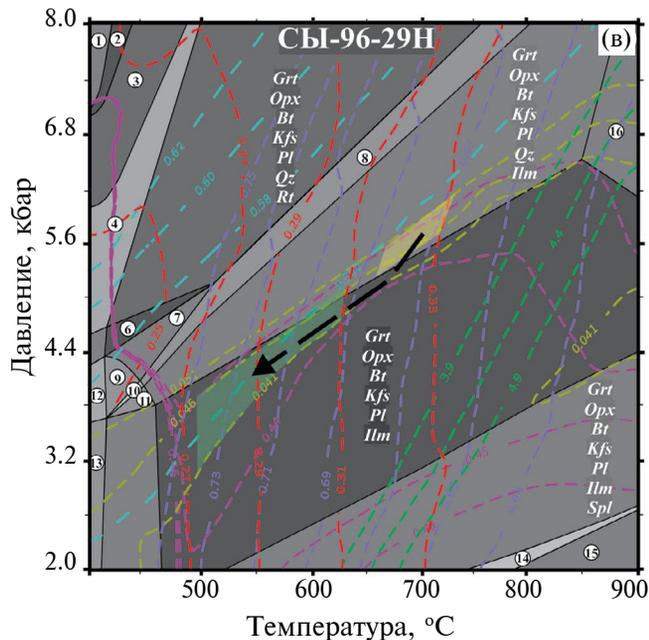
Итак, реакции (1) и (2) демонстрируют, что с увеличением глубины ассоциации с ортопироксеном закономерно трансформируются в гранат-биотитовые. Это хорошо иллюстрируется $P-T$ диаграммой для обр. СЫ-93–143Н (рис. 10г), химический



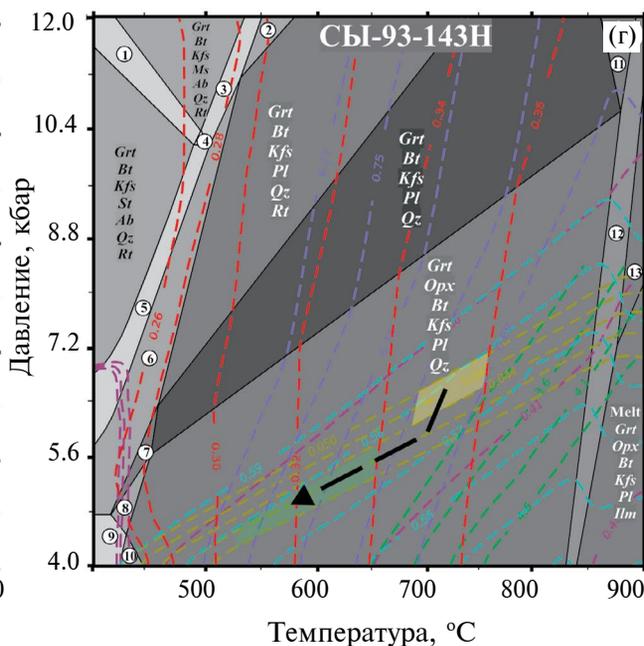
1. Grt Bt Kfs Ms Ab Rt 2. Grt Bt Kfs St Ms Ab Qz Rt 3. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) Ms Qz Rt
4. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) St Ms Qz Rt 5. Grt Bt Kfs Pl St Ms Qz Rt 6. Melt Grt Bt Kfs Ru
7. Melt Grt Bt Kfs Pl Qz Rt 8. Melt Grt Bt Kfs Pl Ru Ilm 9. Melt Grt Bt Kfs Pl Qz Rt Ilm
10. Grt Bt Kfs Pl Qz Rt Ilm 11. Melt Grt Bt Kfs Pl Qz Ilm 12. Melt Grt Opx Bt Kfs Pl Ilm
13. Melt Grt Bt Kfs Pl Crd Qz Ilm 14. Melt Grt Opx Bt Kfs Pl Crd Ilm 15. Melt Grt Bt Kfs Pl Ilm
16. Grt Bt Kfs Pl Crd Qz Ilm 17. Grt Bt Kfs Pl Crd Qz Rt



1. Grt Bt Kfs St Ms Ab Qz Rt 2. Grt Bt Kfs St Ms Ab Qz Rt 3. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) St Ms Pl Qz Rt
4. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) St Ms Qz Rt 5. Grt Bt Kfs Pl St Ms Qz Rt 6. Grt Melt Bt Kfs Pl Ms Qz Rt
7. Grt Bt Kfs Pl St Crd Qz Rt 8. Melt Grt Bt Kfs Pl Crd Qz 9. Melt Grt Opx Bt Kfs Pl Ilm
10. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) Ms Qz Rt 11. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) St Qz Rt 12. Melt Grt Bt Kfs Pl Qz Ilm



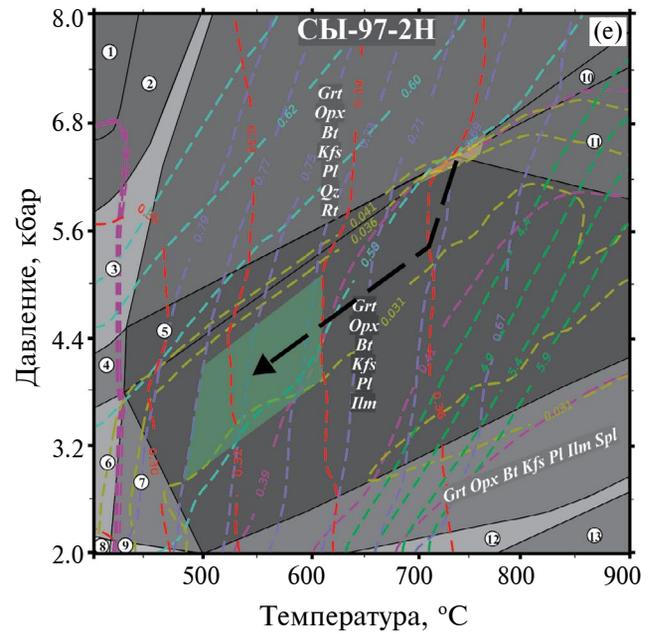
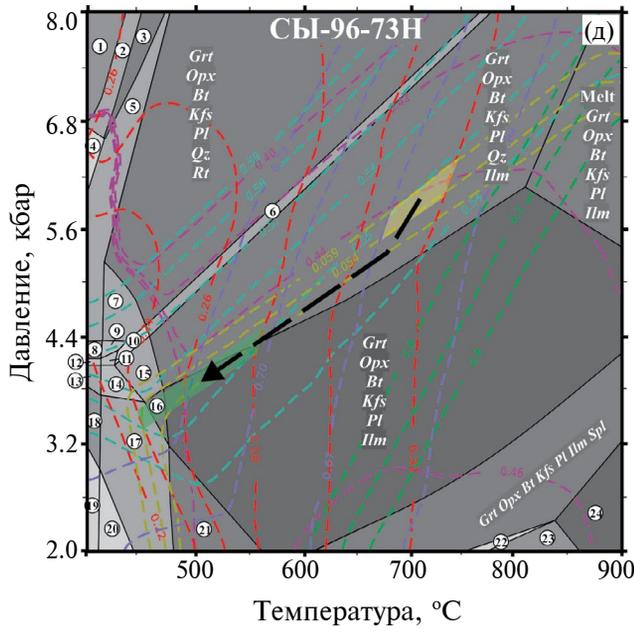
1. Grt Bt Kfs St Ab Qz Rt 2. Grt Bt Kfs Ab Qz Rt 3. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) Qz Rt
4. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Qz Rt 5. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Rt 6. Grt Opx Bt Kfs Pl Rt
7. Grt Opx Bt Kfs Pl Rt Ilm 8. Grt Opx Bt Kfs Pl Qz Rt Ilm 9. Grt Opx Bt Kfs Pl Rt Ilm
10. Grt Opx Bt Kfs Pl Qz Rt Ilm 11. Grt Opx Bt Kfs Pl Qz Ilm 12. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Rt Ilm
13. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Ilm 14. Grt Opx Bt Kfs Pl Crd Ilm Spl 15. Opx Bt Kfs Pl Crd Ilm Spl 16. Melt Grt Opx Bt Kfs Pl Ilm



1. Grt Bt Kfs St Ms Ab Qz Rt 2. Grt Bt Kfs Pl Ms Qz Rt 3. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) Ms Qz Rt
4. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) St Ms Qz Rt 5. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) St Qz Rt 6. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) Qz Rt
7. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) Qz 8. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Qz 9. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Qz Rt
10. Grt Opx Bt Kfs Pl Qz Rt 11. Melt Grt Bt Kfs Pl Qz 12. Melt Grt Opx Bt Kfs Pl Qz
13. Melt Grt Opx Bt Kfs Pl Rt

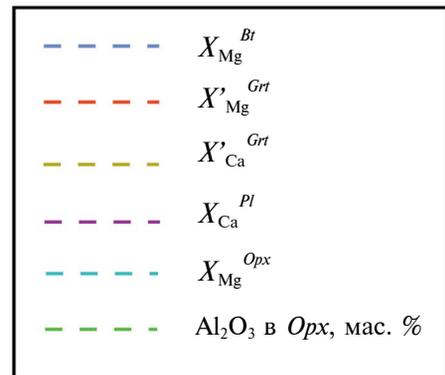
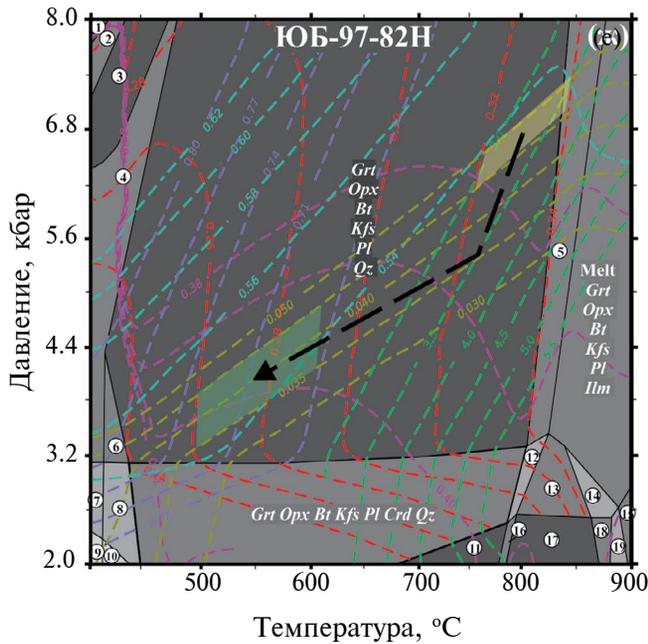
Рис. 10. P-T псевдосечения для образцов ксенолитов, рассчитанные для эффективных составов из табл. 2 и содержания H₂O и O₂, указанных в тексте.

(а) – ЮБ-96–51Н, (б) – СЫ-96–158Н, (в) – СЫ-96–29Н, (г) – СЫ-93–143Н, (д) – СЫ-96–73Н, (е) – СЫ-97–2Н, (ж) – ЮБ-97–82Н. Желтые полупрозрачные поля – максимальные P-T условия, зафиксированные составами центров порфириобластов граната. Зеленые полупрозрачные поля – минимальные P-T условия, отраженные в составах краев порфириобластов граната. Черные штриховые стрелки схематически обозначают вероятную P-T эволюцию пород (см. обсуждение в тексте).



1. Grt Bt Kfs Ab Qtz Rt Crn
2. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) Qtz Rt Crn
3. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) Qtz Rt
4. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Qtz Rt Crn
5. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Qtz Rt
6. Grt Opx Bt Kfs Pl Qtz Rt Ilm
7. Grt Opx Bt Kfs Pl Qtz Rt
8. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Rt Crn
9. Grt Opx Bt Kfs Pl Rt
10. Grt Opx Bt Kfs Pl Qtz Rt Ilm
11. Grt Opx Bt Kfs Pl Rt Ilm
12. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Rt Crn Ilm
13. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Qtz Crn Ilm
14. Grt Opx Bt Kfs Pl Qtz Crn Ilm
15. Grt Opx Bt Kfs Pl Qtz Ilm
16. Grt Opx Bt Kfs Pl Ilm
17. Grt Opx Bt Kfs Pl Crn Ilm
18. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Crn Ilm
19. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Crn Ilm Mt
20. Grt Opx Bt Kfs Pl Crn Ilm Mt
21. Grt Opx Bt Kfs Pl Crn Ilm
22. Grt Opx Bt Kfs Pl Crd Ilm Spl
23. Opx Bt Kfs Pl Crd Ilm Spl
24. Opx Bt Kfs Pl Ilm Spl

1. Grt Bt Kfs St Ab Qtz Rt
2. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) Qtz Rt
3. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Qtz Rt
4. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Rt
5. Grt Opx Bt Kfs Pl Rt
6. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Crd Ilm
7. Grt Opx Bt Kfs Pl Crd Ilm
8. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Crd Ilm Spl
9. Grt Opx Bt Kfs Pl Crd Ilm Spl
10. Grt Opx Bt Kfs Pl Qtz Ilm
11. Melt Grt Opx Bt Kfs Pl Ilm
12. Grt Opx Bt Kfs Pl Crd Ilm Spl
13. Opx Bt Kfs Pl Crd Ilm Spl



1. Grt Bt Kfs St Qtz
2. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) St Qtz
3. Grt Bt Kfs Pl(+Ab) Qtz
4. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Qtz
5. Grt Melt Opx Bt Kfs Pl Qtz
6. Grt Opx Bt Kfs Pl Qtz
7. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Crd Qtz
8. Grt Opx Bt Kfs Pl Crd Qtz
9. Grt Opx Bt Kfs Pl(+Ab) Crd Qtz Ilm
10. Grt Opx Bt Kfs Pl Crd Qtz Ilm
11. Opx Bt Kfs Pl Crd Qtz
12. Grt Melt Opx Bt Kfs Pl Crd Qtz
13. Grt Melt Opx Bt Kfs Pl Crd
14. Grt Melt Opx Bt Kfs Pl Crd Ilm
15. Melt Opx Bt Kfs Pl Ilm Spl
16. Melt Opx Bt Kfs Pl Crd Qtz
17. Melt Opx Bt Kfs Pl Crd
18. Melt Opx Bt Kfs Pl Crd Ilm
19. Melt Opx Bt Kfs Pl Crd Ilm Spl

Окончание рис. 10.

состав которого близок к среднему для изученных пород (табл. 1, 2). Для этого состава при температурах 750–800°C ортопироксен пропадает при давлении порядка 9 кбар.

Максимальные температуры в интервале 750–830°C для образцов ксенолитов из кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля сопоставимы со значениями 760–770°C, полученными на основе термометра “Ti-в-цирконе” для ксенолитов гранат-биотит-полевошпатовых пород из трубки Нюрбинская в Накынском кимберлитовом поле (Shatsky et al., 2022), а также с оценками температур для подобных ксенолитов из трубки Заполярная в Верхнемунском кимберлитовом поле (Shatsky et al., 2018) и для гранат-биотит-ортопироксен-калишпатовой породы из ксенолита из трубки Удачная в Далдынском кимберлитовом поле (Koreshkova et al., 2009).

Минимальные значения P - T параметров для гранат-биотит-полевошпатовых и ортопироксен-гранат-биотит-полевошпатовых пород оценены по составам краевых зон порфиробластов граната и контактирующих зон листочков биотита (рис. 10а–10ж). Для всех образцов они находятся в интервале температур 550–600°C, а различие между двумя группами образцов заключается в давлении. Для образцов ЮБ-96–51Н и СЫ-96–158Н оно составляет 6–6.5 кбар (рис. 10а, 10б), а для остальных образцов – 3.5–5 кбар (рис. 10в–10ж). Таким образом, все породы ксенолитов испытали остывание на 200–250°C и декомпрессию на 3–4 кбар вне зависимости от уровня коры, на котором они находились изначально. Согласно положению изоплет X'_{Mg} и X'_{Ca} граната на псевдосечениях (рис. 10а–10ж) снижение этих характеристик состава к краям зерен граната отражает совместное снижение P и T . Для большинства порфиробластов граната в изученных породах характерно закономерное симметричное снижение X_{Mg} и X_{Ca} к краям (рис. 4а–4в). Однако исследования зональности некоторых зерен граната показали, что эти параметры не всегда снижаются к краям зерен одновременно. Зональность по X_{Mg} хорошо выражена лишь в тех случаях, если зерна граната контактируют с биотитом или ортопироксеном, а зональность по X_{Ca} наблюдается вне зависимости от наличия контакта с другими Fe-Mg минералами (рис. 4а–4в). Таким образом, зональность по X_{Ca} формировалась в зернах граната раньше и, вероятно, является ростовой, а вариации X_{Mg} являются результатом более позднего Fe-Mg обмена между минералами в ходе остывания. Эти наблюдения позволяют детализировать P - T тренды эволюции пород на основе положения изоплет X'_{Mg} и X'_{Ca} граната на P - T псевдосечениях. Снижение X'_{Ca} при относительно постоянстве X'_{Mg} отвечает субвертикальному наклону P - T тренда (рис. 10а–10ж). Изменение наклона на более пологий приводит к пересечению P - T трендом изоплет

X'_{Mg} в сторону снижения этого параметра в краях зерен граната в контакте с биотитом и/или ортопироксеном, отражая остывание (рис. 10а–10ж). Итак, ретроградная эволюция метаморфизма пород ксенолитов, вероятно, начиналась с субизотермической декомпрессии, которая сменялась более пологим P - T трендом (рис. 10а–10ж).

Насколько нам известно, P - T тренды, отражающие декомпрессию пород, ранее не описывались для коровых ксенолитов из кимберлитов. Все исследования, где сообщается об эволюции P - T параметров в ксенолитах, указывают на ее субизобарический характер (Rudnick, Taylor, 1987; Pearson, O'Reilly, 1991; Pearson et al., 1995; Dawson et al., 1997; Schmitz, Bowring, 2003; Koreshkova et al., 2011; Shatsky et al., 2018; Perchuk et al., 2021). Однако эти данные в подавляющем числе исследований касаются ксенолитов основных гранулитов, а для фельзических гранулитов данные о P - T трендах единичны (например, Dawson et al., 1997). P - T тренды субизотермической декомпрессии или более пологие тренды декомпрессии–остывания характерны для региональных эксгумированных гранулитовых комплексов (например, Harley, 1989). В породах гранулитовой фации они обычно выражаются в реакциях распада граната с образованием коронарных и симплектитовых структур с участием плагиоклаза, кордиерита и пироксенов. В изученных ксенолитах гранат-биотит-полевошпатовых и ортопироксен-гранат-биотит-полевошпатовых пород такие структуры отсутствуют, а регрессивные вариации P - T условий отражаются лишь в изменении состава сосуществующих минералов с незначительными вариациями количеств минералов в пределах одной ассоциации $Grt + Bt + Kfs + Pl \pm Opx \pm Qz + Ilm/Rt$. Это, очевидно, обусловлено валовым составом ксенолитов, который позволяет этой ассоциации существовать в широком интервале температур и давлений (рис. 10а–10ж). Согласно результатам моделирования, количество граната в ассоциации обр. ЮБ-96–51Н, обогащенного гранатом, калиевым полевым шпатом и биотитом (табл. 1), вдоль намеченного P - T тренда уменьшается в пределах не более 1.5 об. %. В таких же пределах варьирует количество граната в ассоциации ксенолита обр. ЮБ-97–82Н, богатого ортопироксеном и плагиоклазом (табл. 1).

P - T тренды субизотермической декомпрессии и/или декомпрессии–остывания в региональных гранулитовых комплексах отражают перемещение пород этих комплексов к поверхности. Наиболее популярны модели эксгумации гранулитовых комплексов в результате коллизии кратонов или составляющих их территорий (Gerya, 2014 с обзором моделей). Полученные данные по ксенолитам гранат-биотит-полевошпатовых и ортопироксен-гранат-биотит-полевошпатовых пород близкого химического и минерального

состава (табл. 1 и 2) подтверждают предположение В. С. Шацкого с соавторами (Shatsky et al., 2016), что эти породы представляют собой материал как нижней, так и средней коры Сибирского кратона. Близкие температуры пика метаморфизма для пород из трубок различных кимберлитовых полей, причем вне зависимости от уровня глубины, могут свидетельствовать о том, что тектоно-термальное событие, обусловившее формирование и эксгумацию этих пород, охватывало значительный объем коры кратона (Shatsky et al., 2016, 2022; Koreshkova, Downes, 2021). Ксенолиты коровых пород в кимберлитах Якутской провинции несут свидетельства нескольких тектоно-термальных событий в неоархее и палеопротерозое (Shatsky et al., 2016, 2019, 2022; Moyen et al., 2017; Koreshkova, Downes, 2021), некоторые из которых связаны с коллизионными процессами и могут быть ответственными за эксгумацию высокометаморфизованных пород из средней и нижней коры. Наиболее ранние события соответствуют периоду времени 2.8–2.4 млрд лет и, вероятно, сопровождали начало построения Сибирского кратона (например, Smelov, Timofeev, 2007). Оно наиболее ярко проявлено в образовании синколлизионных гранитоидов, высокотемпературном метаморфизме и мигматизации в юго-западной части Сибирского кратона (Turkina et al., 2012; Sukhorukov, Turkina, 2018; Sukhorukov et al., 2020). Исследования ксенолитов гранат-пироксен-плагиоклазовых гранулитов показывают, что неоархейское событие характеризовалось активным магматизмом в низах коры (Shatsky et al., 2016, 2018). Тектоно-термальные события в период 2.0–1.8 млрд лет являлись следствием амальгамации отдельных террейнов Сибирского кратона (Розен и др., 2000; Rosen et al., 2006; Paquette et al., 2017; Donskaya, 2020), а также, возможно, следствием участия кратона в построении суперконтинента Колумбия (Pisarevsky et al., 2008; Shatsky et al., 2016; Moyen et al., 2017; Paquette et al., 2017; Donskaya, 2020; Koreshkova, Downes, 2021). В ходе этого события формировались региональные коллизионные зоны, в которых широко представлены гранитоиды (например, Билляхская зона между Маганским и Далдынским террейнами, Котуйканская зона между Далдынским террейном и Хапчанским складчатым поясом; рис. 1). Эти коллизионные зоны служили тектоническими границами, по которым были эксгумированы отдельные блоки коры Сибирского кратона (Розен и др., 2000; Rosen et al., 2006; Donskaya, 2020). Примерами могут служить Хапчанский складчатый пояс, надвинутый на Далдынский террейн (Розен и др., 2000; Rosen et al., 2006; Donskaya, 2020), или Шарыжалгайский выступ в юго-западной части Сибирского кратона, различные блоки которого были эксгумированы как в неоархее, так и в палеопротерозое (Turkina et al., 2012; Sukhorukov, Turkina, 2018; Sukhorukov

et al., 2020). Обобщение геохронологических данных по цирконам метаморфического генезиса из коровых ксенолитов кимберлитовых трубок Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей в работе (Koreshkova, Downes, 2021) демонстрирует, что метаморфизм в этот период охватывал как средние, так и нижние уровни коры Сибирского кратона, хотя возраст цирконов из нижнекоровых ксенолитов, по мнению этих авторов, немного моложе. В отличие от неоархейского события, палеопротерозойские события не сопровождались обильным добавлением ювенильного магматического материала в нижней коре (Shatsky et al., 2016, 2018).

Метасоматические процессы в породах ксенолитов

Максимальные *P-T* параметры метаморфизма для всех образцов, даже с учетом возможных более высоких температур, оцененных по содержанию Al_2O_3 в ортопироксене, находятся вне фазовых полей, включающих расплавы (рис. 10а–10ж). Лишь минеральная ассоциация $Grt + Bt + Kfs + Pl + Qz + Rt$ в обр. СЫ-96–158Н, согласно расчетам, могла сосуществовать с малым количеством расплава (рис. 10б). Это означает, что богатые калиевым полевым шпатом и бедные кварцем ассоциации ксенолитов являлись продуктами метасоматических преобразований, связанных с взаимодействием пород с водно-солевыми или водно-углекисло-солевыми флюидами с низкой активностью воды, препятствующей плавлению (например, Aranovich et al., 2013). Отрицательная корреляция содержаний калиевого полевого шпата и плагиоклаза в породах (рис. 2г) в сопоставлении с отрицательной корреляцией K_2O с CaO и Na_2O в валовых составах пород (рис. 7б) и положительной корреляцией K_2O с содержанием калиевого полевого шпата (рис. 7в) указывает на то, что развитие калиевого полевого шпата происходило главным образом именно за счет плагиоклаза. Об этом также могут свидетельствовать отрицательные *Eu*-аномалии в спектрах REE пород (рис. 9).

В изученных породах широко представлены реакционные структуры замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом в виде кайм различной мощности (рис. 3а–3г). Подобные реакционные структуры в гранитоидах обычно интерпретируются как продукты реакций плагиоклаза с соледержащими флюидами (Putnis, Austreheim, 2013). Л.Л. Перчук с соавторами (Perchuk, Gerya, 1993; Перчук и др., 1994) впервые указали на текстурные свидетельства таких реакций для метаморфических пород, а вслед за этим подобные структуры были описаны в разнообразных гнейсах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (см. обзоры в Safonov, Aranovich, 2014; Aranovich, Safonov, 2018; Сафонов и др., 2019). Обширное

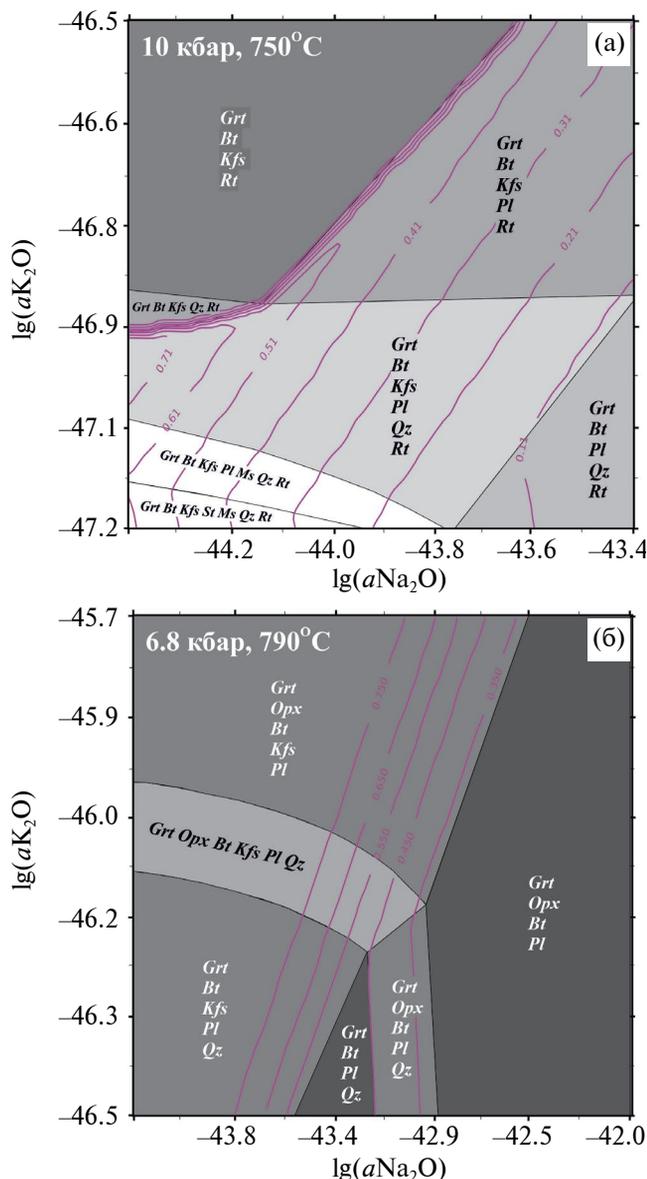


Рис. 11. Диаграммы в координатах $\lg(a_{\text{Na}_2\text{O}}) - \lg(a_{\text{K}_2\text{O}})$, демонстрирующие преобразования ассоциации $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Rt} \pm \text{Qz}$ в обр. ЮБ-96–51Н (а) и ассоциации $\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Kfs} \pm \text{Qz}$ в обр. ЮБ-97–82Н (б) в зависимости от активностей Na_2O и K_2O при постоянных P - T , соответствующих пику метаморфизма этих пород (рис. 10а, 10ж). Фиолетовые изоплеты – X_{Ca} в плагиоклазе.

замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом в изученных породах ксенолитов указывает на то, что равновесие минералов в них контролировалось не только температурой, давлением и содержанием (активностью) воды, но и активностями K и Na во флюидах (Safonov, Aranovich, 2014; Aranovich, Safonov, 2018 и ссылки в этих работах). Рост активности K во флюиде ведет к обогащению

плагиоклаза анортитовым компонентом (Perchuk, Gerya, 1993; Перчук и др., 1994):

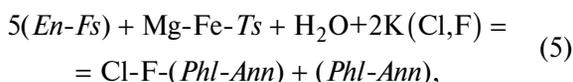
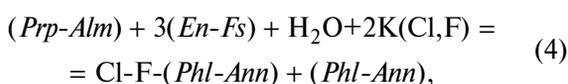
$$nAn(1 - n)Ab + mK(\text{Cl}, \text{F}) = nAn \times (1 - n - m)Ab + mKfs + mNa(\text{Cl}, \text{F}), \quad (3)$$

где $\text{K}(\text{Cl}, \text{F})$ и $\text{Na}(\text{Cl}, \text{F})$ взяты как наиболее представительные солевые компоненты флюида, присутствие которых выражено в повышенных содержаниях Cl и F в биотите и апатите изученных пород (рис. 5б, 5в). Реакция (3) может объяснить то, что для большинства образцов рассчитанные изоплеты X_{Ca} плагиоклаза, характерного для этих образцов, не вполне совпадают с интервалами пересечения изоплет X'_{Mg} и X'_{Ca} граната и X_{Mg} биотита. Примером может служить обр. ЮБ-96–51Н, для которого моделирование предсказывает, что в области пересечения изоплет X'_{Mg} граната и биотита и X'_{Ca} граната состав плагиоклаза должен быть богаче альбитовой составляющей по сравнению с составом плагиоклаза, измеренным в породе (рис. 10а). Напомним, что обр. ЮБ-96–51Н наиболее богат калиевым полевым шпатом (табл. 1, рис. 2г), а плагиоклаз в нем присутствует лишь в виде включений. Для образцов СЫ-96–29Н, СЫ-93–143Н и СЫ-97–2Н в области пересечения изоплет X'_{Mg} граната и биотита и X'_{Ca} граната попадают изоплеты X_{Ca} в плагиоклазе, соответствующие лишь наиболее богатым альбитом составам плагиоклаза в этих породах (рис. 10в, 10г, 10е), тогда как в этих породах распространены плагиоклазы более богатые анортитом. Эти примеры указывают на активное участие реакции (3) в формировании минеральных ассоциаций указанных пород. Иначе говоря, для моделирования минеральных равновесий в этих породах необходим учет дополнительных интенсивных параметров – активностей K и Na во флюидах (Safonov, Aranovich, 2014; Aranovich, Safonov, 2018; Сафонов и др., 2019 и ссылки в этих обзорах).

Диаграммы в координатах $\lg(a_{\text{Na}_2\text{O}}) - \lg(a_{\text{K}_2\text{O}})$, рассчитанные с помощью программного комплекса PERPLE_X (Connolly, 2005) в версии 6.7.7 по методике, описанной в (Safonov et al., 2014; Сафонов, Косова, 2017; Сафонов и др., 2019), демонстрируют преобразование ассоциации $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Rt} \pm \text{Qz}$ в обр. ЮБ-96–51Н (рис. 11а) и ассоциации $\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Kfs} \pm \text{Qz}$ в обр. ЮБ-97–82Н (рис. 11б) в зависимости от указанных интенсивных параметров при постоянных P - T , соответствующих пику метаморфизма этих пород. Рисунок 11а демонстрирует, что в фазовых полях $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Rt} + \text{Qz}$ и $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Rt}$ увеличение $a_{\text{K}_2\text{O}}$ ведет к росту X_{Ca} плагиоклаза в пределах 0.2–0.4, что включает вариации состава плагиоклаза в этих образцах. Это подтверждает вывод о влиянии активности K (и Na) на состав плагиоклаза в них. Диаграмма также показывает, что образование калиевого полевого шпата за

счет роста активности К приводит к исчезновению кварца и плагиоклаза (рис. 11а). Это факт хорошо соотносится с отсутствием кварца в основной массе обр. ЮБ-96–51Н (как и в большинстве изученных пород), где калиевый полевой шпат является преобладающим минералом, а плагиоклаз присутствует в нем только в виде реликтов. Лишь в обр. ЮБ-97–82Н, содержащем наименьшее количество калиевого полевого шпата (табл. 1), а значит, наименее подверженном метасоматическим преобразованиям, кварц присутствует как в виде включений в гранате, так и в полевошпатовой основной массе. Рисунок 11б также демонстрирует, что образование калиевого полевого шпата в этом образце с ростом a_{K_2O} сопровождается исчезновением кварца и уменьшением количества плагиоклаза, X_{Ca} которого увеличивается. Аналогичные количественные взаимоотношения между калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем отмечались в работе (Košeshkova et al., 2009) в образцах фельзических ксенолитов из трубки Удачная в Далдынском кимберлитовом поле. Породы, обогащенные (до 50 об. %) пертитовым калиевым полевым шпатом, содержат меньше плагиоклаза и незначительное количество кварца в виде включений в гранате.

Метасоматизм проявляется не только в замещении плагиоклаза калиевым полевым шпатом, но и в образовании биотита за счет ортопироксена (и, возможно, частично за счет граната). Об этом свидетельствует обратная корреляция содержаний ортопироксена и биотита в породах (рис. 2б). Реакция (2) не в полной мере способна объяснить эту корреляцию, поскольку ее смещение вправо должно вести к разложению калиевого полевого шпата и появлению кварца. Корреляция отсутствует между содержаниями граната и биотита, указывая на то, что именно ортопироксен наиболее подвержен воздействию флюидов. Значительные вариации содержания Al_2O_3 в ортопироксене указывают на участие этого компонента в образовании биотита (а также граната; реакция (1)). Учитывая, что биотит в породах обогащен F и Cl (рис. 5б, 5в), реакции его образования можно представить как:



где $[Cl-F-(Phl-Ann) + (Phl-Ann)] - K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH, F, Cl)_2$ – твердый раствор галогенсодержащего биотита. Эти реакции в породах сопряжены с реакцией (3).

Несмотря на то, что во многих исследованиях отмечается обогащение коровых ксенолитов различного состава калиевым полевым шпатом и биотитом, роль активности калия в формировании их

ассоциаций не рассматривалась. Существует лишь одна работа, обсуждающая этот вопрос для нижнекоровых ксенолитов. А. Монтанини и Д.Е. Харлов (Montanini, Harlov, 2006) описали процессы калишпатизации в ксенолитах нижнекоровых метагабброноритов из щелочных лав Западной Сардинии, Италия. Авторы объясняют эти процессы взаимодействием с флюидами, обогащенными солями К и Na, и реакциями, подобными уравнению (3). В качестве источника флюидов авторы рассматривают магмы, аккумулирующиеся в нижней коре (андерплейты).

Аналогичный вывод следует для ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии из сопоставления флюидных режимов метаморфизма основных гранулитов – продуктов кристаллизации магм, и супракрустальных фельзических пород. Основываясь на присутствии графита, а также специфике спектров REE в цирконе в некоторых образцах гранат-биотитовых и гранат-биотит-ортопироксеновых пород из ксенолитов из различных трубок, В.С. Шацкий и др. (Шацкий и др., 2005) и М.Ю. Корешкова и др. (Košeshkova et al., 2009) предполагают низкую фугитивность кислорода при формировании их минеральных ассоциаций. Рассчитанное низкое содержание Fe^{3+} в биотите изученных в нашей работе ксенолитов (за исключением обр. СЫ-97–73Н) (рис. 6), присутствие пирротина в некоторых породах свидетельствует в пользу предположения о низкой фугитивности кислорода при формировании этих пород. Он согласуется с выводом А.Л. Перчука с соавторами (Perchuk et al., 2021) об эволюции минеральных ассоциаций ксенолитов гранат-пироксеновых гранулитов из трубки Удачная на фоне снижения фугитивности кислорода в условиях малых объемов остаточной свободной флюидной фазы, представленной, вероятно, водно-солевой составляющей. Свидетельством этому является обогащение галогенами, особенно хлором, амфибола, скаполита и апатита в некоторых ксенолитах основных пород (Perchuk et al., 2021). Биотит и апатит гранат-биотит-полевошпатовых и ортопироксен-гранат-биотит-полевошпатовых пород также обогащены галогенами (рис. 5б, 5в). Скаполит также отмечался (3–7 об. %) в ксенолитах гранат-биотит-полевошпатовых пород (Shatsky et al., 2016). Он мог быть продуктом взаимодействия этих пород с водно-(углекисло)-солевыми флюидами, покидавшими кристаллизующиеся основные магмы. Все это указывает на возможную взаимосвязь флюидного режима метаморфизма гранат-биотит-полевошпатовых и ортопироксен-гранат-биотит-полевошпатовых пород с процессами дегазации основных магм, формировавших гранат-пироксен-плагиоклазовые гранулиты. Согласно полученным $P-T$ данным, образцы ксенолитов СЫ-96–158Н и ЮБ-96–51Н, несущие признаки наиболее сильных метасоматических

преобразований (больше количество калиевого полевого шпата и биотита за счет реакций 3–5), характеризуют большие давления (9.5–10 кбар). Эти значения давления аналогичны таковым, которыми оцениваются ассоциации ксенолитов гранат-пироксен-плаггиоклазовых гранулитов (Бузлукова и др., 2004; Шацкий и др., 2005; Shatsky et al., 2016, 2018, 2019, 2022; Koreshkova et al., 2009, 2011; Moyen et al., 2017; Perchuk et al., 2021). Итак, наиболее метасоматизированные породы находились в непосредственной близости от места накопления кристаллизующихся базальтовых магм – источников флюидов. Породы, характеризующие менее глубинные условия в коре находились дальше от источника флюида, что способствовало сохранению ортопироксена и плаггиоклаза в них.

Согласно оценкам *P-T* условий минеральных ассоциаций ксенолитов гранат-биотит-полевошпатовых и ортопироксен-гранат-биотит-полевошпатовых пород, метасоматические процессы в них сопровождали ретроградную стадию их метаморфической эволюции, связанную с подъемом пород к поверхности. Время этих процессов нельзя пока установить однозначно. Если метасоматизм в нижней–средней коре Сибирского кратона был связан с этапами активного базальтового магматизма в нижней коре, то наиболее подходящим для этого может служить тектоно-термальное событие в период времени 2.7–2.5 млрд лет, сопровождавшееся обильным добавлением ювенильного материала в кору (Shatsky et al., 2016, 2018, 2022). Однако, по нашему мнению, свидетельства метасоматизма в виде калишпатовых реакционных структур вряд ли бы сохранились при последующих этапах мощного преобразования коры Сибирского кратона в палеопротерозое (2.0–1.8 млрд лет). Скорее всего, метасоматические процессы сопровождали палеопротерозойский этап эволюции нижней–средней коры Сибирского кратона. Этот этап знаменовался активным гранитоидным магматизмом в коллизионных зонах (Donskaya, 2020), который мог быть связан с притоком флюидов. Свидетельством тому являются одновременные с гранитоидами (~2.0 млрд лет) процессы чарнокитизации плаггиогнейсов, описанные в центральной части Анабарского щита (Nozhkin et al., 2022). Связь метасоматических процессов с палеопротерозойскими этапами эволюции коры Сибирского кратона не исключает того, что источником флюидов все же являлись основные магмы, аккумулировавшиеся внизу коры, пусть даже не столь обильно, как на неогарнейских этапах (Shatsky et al., 2016, 2018, 2022; Moyen et al., 2017).

ВЫВОДЫ

Моделирование минеральных ассоциаций метасоматических гранат-биотит-полевошпатовых и ортопироксен-гранат-биотит-полевошпатовых пород,

представленных в виде ксенолитов из кимберлитовых трубок Сытыканская и Юбилейная Якутской кимберлитовой провинции, показало, что они представляют уровни глубины коры Сибирского кратона на ~30 и ~20 км. Породы ксенолитов имеют близкие температуры пика метаморфизма 750–800°C и, вне зависимости от уровня коры, на котором они находились изначально, на регрессивной стадии породы остывали на 200–250°C, что сопровождалось декомпрессией на 3–4 кбар. Это указывает на метаморфическую эволюцию пород в ходе их эксгумации, связанной, вероятно, с коллизионными процессами в ходе тектоно-термальных событий либо в неогарнее 2.8–2.5 млрд лет, либо в палеопротерозое 2.0–1.8 млрд лет (Koreshkova et al., 2009; Shatsky et al., 2016, 2022; Koreshkova, Downes, 2021) в ходе амальгамации отдельных блоков Сибирского кратона (Розен и др., 2000; Rosen et al., 2006; Donskaya, 2020).

В ходе метаморфической эволюции метасоматические породы не испытывали значительного плавления. Однако их минеральные ассоциации являются продуктами преобразований, связанными с взаимодействием пород с водно-(углекисло)-солевыми флюидами на регрессивной стадии метаморфизма. Источником флюидов могли быть кристаллизующиеся базальтовые магмы в основании коры. Их воздействие на породы вело к трансформации ассоциаций гранат + плаггиоклаз + ортопироксен ± кварц в ассоциацию гранат + биотит + калиевый полевой шпат. В этом процессе ведущими были реакции замещения плаггиоклаза калиевым полевым шпатом, что отразилось в породах в специфических реакционных структурах, в закономерных отрицательных взаимных корреляциях содержаний этих минералов и в петрохимических характеристиках пород (отрицательной корреляции K_2O с Na_2O и CaO). Интенсивность метасоматических реакций увеличивалась с глубиной и достигала максимума на глубинах порядка 30 км, где метасоматические породы, вероятно, находились в близком контакте с магмами, производящими флюиды.

Благодарности. Материалами для настоящей статьи послужили образцы ксенолитов из коллекции ИЗК СО РАН, переданные институту Д.И. Саврасовым. Авторы благодарят В.С. Шацкого (ИГМ СО РАН) и М.Ю. Корешкову (Институт наук о Земле СПбГУ) за конструктивные замечания и предложения по ее улучшению.

Источники финансирования. Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 18-17-00206-П (<https://rscf.ru/project/21-17-28023/>), а также частично в рамках темы Государственного задания ИЭМ РАН (FMUF-2022-0004). Было задействовано оборудование ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682 (пробподготовка).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бузлукова Л.В., Шацкий В.С., Соболев Н.В. Особенности строения низов коры в районе кимберлитовой трубки Загадочная (Якутия) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 8. С. 992–1007.
- Перчук Л.Л., Геря Т.В., Корсман К. Модель чарнокитизации гнейсовых комплексов // Петрология. 1994. Т. 2. № 5. С. 451–480.
- Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1970. 115 с.
- Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–180.
- Сафонов О.Г., Косова С.А. Флюидно-минеральные реакции и плавление ортопироксен-кордиерит-биотитового гнейса в присутствии флюидов H_2O-CO_2-NaCl и H_2O-CO_2-KCl в условиях гранулитового метаморфизма // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 461–490.
- Сафонов О.Г., Бутвина В.Г., Лиманов Е.В. и др. Минеральные индикаторы реакций с участием солевых компонентов флюидов в глубокой литосфере // Петрология. 2019. Т. 27. № 5. С. 525–556.
- Шацкий В.С., Бузлукова Л.В., Ягоуц Э. и др. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции (по данным изучения ксенолитов) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1273–1289.
- Aranovich L.Y., Berman R.G. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al_2O_3 solubility in $FeO-Al_2O_3-SiO_2$ orthopyroxene // Amer. Mineral. 1997. V. 82. P. 345–353.
- Aranovich L.Y., Safonov O.G. Halogens in high-grade metamorphism // Eds. D.E. Harlov, L.Y. Aranovich. The role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes. Cham: Springer, 2018. Ch. 11. P. 713–757.
- Aranovich L.Y., Newton R.C., Manning C.E. Brine-assisted anatexis: experimental melting in the system haplogranite- $H_2O-NaCl-KCl$ at deep-crustal conditions // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 374. P. 111–120.
- Bohlen S.R., Mezger K. Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust // Science. 1989. V. 244. P. 326–329.
- Carson C.J., Powell R. Garnet-orthopyroxene geothermometry and geobarometry: error propagation and equilibration effects // J. Metamorph. Geol. 1997. V. 15. P. 679–686.
- Cherepanova Y., Artemieva I.M., Thybo H. et al. Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: an appraisal of existing seismic data // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 154–183.
- Condie K.C., Wilks M., Rosen O.M. et al. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan series, eastern Anabar Shield, Siberia // Precamb. Res. 1991. V. 50. P. 37–47.
- Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 236. P. 524–541.
- Dawson J.B., Harley S.L., Rudnick R.L. et al. Equilibration and reaction in Archaean quartz-sapphirine granulite xenoliths from the Lace kimberlite pipe, South Africa // J. Metamorph. Geol. 1997. V. 15. P. 253–266.
- Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precamb. Res. 2020. V. 348. 105869.
- Elkins L.T., Grove T.L. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models // Amer. Mineral. 1990. V. 75. P. 544–559.
- Gerya T.V. Precambrian geodynamics: concepts and models // Gondwana Res. 2014. V. 25. P. 442–463.
- Gruber B., Chacko T., Pearson D.G. et al. Heat production and Moho temperatures in cratonic crust: evidence from crustal xenoliths from the Slave craton // Lithos. 2021. V. 380–381. 105889.
- Fitzsimons I.C.W., Harley S.L. The influence of retrograde cation exchange on granulite $P-T$ estimates and a convergence technique for the recovery of peak metamorphic conditions // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 543–576.
- Fu B., Page F., Cavosie A.J. et al. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 156. P. 197–215.
- Harley S.L. The origins of granulites: a metamorphic perspective // Geol. Mag. 1989. V. 126. P. 215–247.
- Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // Amer. Mineral. 2000. V. 85. P. 881–892.
- Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // J. Metamorph. Geol. 2011. V. 29. P. 333–383.
- Kay R.W., Kay S.M. The nature of the lower continental crust: inferences from geophysics, surface geology, and crustal xenoliths // Rev. Geophys. 1981. V. 19. P. 271–297.
- Koreshkova M.Y., Downes H. The age of the lower crust of the central part of the Columbia supercontinent: a review of zircon data // Gondwana Res. 2021. V. 96. P. 37–55.
- Koreshkova M.Y., Downes H., Nikitina L.P. et al. Trace element and age characteristics of zircons in granulite

- xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Siberia // *Precamb. Res.* 2009. V. 168. P. 197–212.
- Koreshkova M.Y., Downes H., Levsky L.K. et al.* Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Udachnaya and Komsomolskaya kimberlite pipes, Siberia // *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 1857–1885.
- Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V. et al.* Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 48. P. 1–33.
- Li X., Zhang C., Behrens H. et al.* Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression // *Lithos.* 2020. V. 356. 105371.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Montanini A., Harlov D.* Petrology and mineralogy of granulite-facies mafic xenoliths (Sardinia, Italy): evidence for KCl metasomatism in the lower crust // *Lithos.* 2006. V. 92. P. 588–608.
- Moyen J.F., Paquette J.L., Ionov D.A. et al.* Paleoproterozoic rejuvenation and replacement of Archaean lithosphere: evidence from zircon U-Pb dating and Hf isotopes in crustal xenoliths at Udachnaya, Siberian craton // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 457. P. 149–159.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Sal'Nikova E.B. et al.* Charnockites of the central part of the Anabar shield: distribution, petrogeochemical composition, age, and formation conditions // *Geochem. Intern.* 2022. V. 60. P. 711–723.
- Paquette J.L., Ionov D.A., Agashev A.M. et al.* Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar shield from U-Pb and Lu-Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton // *Precamb. Res.* 2017. V. 301. P. 134–144.
- Pattison D.R.M., Bégin N.J.* Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for geothermometry // *J. Metamorph. Geol.* 1994. V. 12. P. 387–410.
- Pattison D.R.M., Chacko T., Farquhar J. et al.* Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange // *J. Petrol.* 2003. V. 44. P. 867–900.
- Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* Thermobarometry and *P-T-t* paths: the granulite to eclogite transition in lower crustal xenoliths from eastern Australia // *J. Metamorph. Geol.* 1991. V. 9. P. 349–359.
- Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* The crust-mantle boundary beneath cratons and craton margins: a transect across the south-west margin of the Kaapvaal craton // *Lithos.* 1995. V. 36. P. 257–287.
- Perchuk L.L., Gerya T.V.* Fluid control of charnockitization // *Chem. Geol.* 1993. V. 108. P. 175–186.
- Perchuk A.L., Sapegina A.V., Safonov O.G. et al.* Reduced amphibolite facies conditions in the Precambrian continental crust of the Siberian craton recorded by mafic granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Precamb. Res.* 2021. V. 357. 106122.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V. et al.* Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precamb. Res.* 2008. V. 160. P. 66–76.
- Putnis A., Austrheim H.* Mechanism of metasomatism and metamorphism on the local mineral scale: the role of dissolution-precipitation during mineral re-equilibration // Eds. D.E. Harlov, H. Austrheim. *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock. The Role of Fluids in Terrestrial and Extraterrestrial Processes.* Berlin Heidelberg: Springer, 2013. P. 141–170.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M. et al.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean Crustal evolution.* Ed. K.C. Condie. Elsevier. *Developments Precamb. Geol.* 1994. V. 11. P. 411–459.
- Rosen O.M., Levskii L.K., Zhuravlev D.Z. et al.* Paleoproterozoic accretion in the Northeast Siberian craton: isotopic dating of the Anabar collision system // *Stratigraph. Geol. Correl.* 2006. V. 14. P. 581–601.
- Rudnick R.L.* Xenoliths – samples of the lower continental crust // *Continental lower crust.* Eds. D.M. Fountain, R.J. Arculus, R.W. Kay. 1992. V. 23. P. 269–316.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 267–309.
- Rudnick R.L., Taylor S.R.* The composition and petrogenesis of the lower crust: a xenolith study // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 1987. V. 92. P. 13981–14005.
- Safonov O.G., Aranovich L.Y.* Alkali control of high-grade metamorphism and granitization // *Geosci. Front.* 2014. V. 5. P. 711–727.
- Safonov O.G., Kosova S.A., van Reenen D.D.* Interaction of biotite-amphibole gneiss with H₂O-CO₂-(K, Na) Cl fluids at 550 MPa and 750 and 800°C: experimental study and applications to dehydration and partial melting in the middle crust // *J. Petrol.* 2014. V. 55. P. 2419–2456.
- Schmitz M.D., Bowring S.A.* Utrahigh-temperature metamorphism in the lower crust during Neoproterozoic Ventersdorp rifting and magmatism, Kaapvaal Craton, southern Africa // *GSA Bull.* 2003. V. 115. P. 533–548.
- Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A. et al.* Tectono-thermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U-Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precamb. Res.* 2016. V. 282. P. 1–20.

- Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A. et al.* Multi-stage modification of Paleoproterozoic crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton) // *Precamb. Res.* 2018. V. 305. P. 125–144.
- Shatsky V.S., Wang Q., Skuzovatov S.Y. et al.* The crust-mantle evolution of the Anabar tectonic province in the Siberian Craton: Coupled or decoupled? // *Precamb. Res.* 2019. V. 332. 105388.
- Shatsky V.S., Ragozin A.L., Wang Q. et al.* Evidence of Eoarchean crust beneath the Yakutian kimberlite province in the Siberian craton // *Precamb. Res.* 2022. V. 369. 106512.
- Smelov A.P., Timofeev V.F.* The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // *Gondwana Res.* 2007. V. 12. P. 279–288.
- Sukhorukov V.P., Turkina O.M.* The *P-T* path of metamorphism and age of migmatites from the northwestern Irkut block (Sharyzhalgai uplift of the Siberian Platform) // *Russ. Geol. Geophys.* 2018. V. 59. P. 673–689.
- Sukhorukov V.P., Savel'eva V.B., Jiang Y. et al.* *P-T* path of metamorphism and U-Pb monazite and zircon age of the Kitoy terrane: implication for Neoproterozoic collision in SW Siberian Craton // *Geosci. Front.* 2020. V. 11. P. 1915–1934.
- Sun J., Liu C.Z., Tappe S. et al.* Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from *in situ* U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 404. P. 283–295.
- Suvorov V.D., Melnik E.A., Thybo H. et al.* Seismic velocity model of the crust and uppermost mantle around the Mirnyi kimberlite field in Siberia // *Tectonophysics.* 2006. V. 420. P. 49–73.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne: Blackwell Scientific, 1985. 312 p.
- Tretiakova I.G., Belousova E.A., Malkovets V.G. et al.* Recurrent magmatic activity on a lithosphere-scale structure: crystallization and deformation in kimberlitic zircons // *Gondwana Res.* 2017. V. 42. P. 126–132.
- Turkina O.M., Sukhorukov V.P.* Early Proterozoic high-grade metamorphosed terrigenous rocks of granulite-gneiss terranes of the Sharyzhalgai uplift (southwestern Siberian craton) // *Russ. Geol. Geophys.* 2015. V. 55. P. 874–884.
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepikhina E.N. et al.* U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgai Uplift: implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 801–817.
- Werner C.D.* Saxonian granulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high metamorphic complexes // *Gerlands Beitrage zur Geophysik.* 1987. V. 96. P. 271–290.
- White R.W., Powell R., Holland T.J. B. et al.* New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. P. 261–286.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: experiment, theory, and application // *Amer. Mineral.* 1965. V. 50. P. 1228–1272.

Metasomatism in the Proterozoic Crust of the Siberian Craton: Results of a Study of Garnet(±orthopyroxene)-biotite-feldspar Xenolith Rocks From Yubileynaya and Sytykanskaya Kimberlite Pipes, Yakutia

N. E. Seliutina¹, O. G. Safonov^{1, 2, 3}, V. O. Yapaskurt², D. A. Varlamov¹, I. S. Sharygin⁴, K. M. Konstantinov^{4, 5}, V. M. Kozlovskiy⁶

¹*Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Moscow region, Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Department of Geology, Moscow, Russia*

³*Department of Geology, University of Johannesburg PO Box 524, Johannesburg, South Africa*

⁴*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*

⁵*Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia*

⁶*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

Xenoliths in kimberlites are the most perspective objects for studying the composition and structure of the lower levels of the continental crust. Present work is aimed at estimation of *P-T* fluid conditions of metamorphism for garnet-biotite-feldspar and orthopyroxene-garnet-biotite-feldspar rocks represented as xenoliths in kimberlites of the Yubileynaya and Sytykanskaya pipes, Yakutian kimberlite province.

Seven studied samples show inverse dependences of relative contents of garnet and orthopyroxene, orthopyroxene and biotite, garnet and plagioclase, plagioclase and potassium feldspar. This indicates a consistent series of transformations of the assemblage garnet + plagioclase + orthopyroxene ± quartz to the assemblage garnet + biotite + potassium feldspar. In this process, the replacement of plagioclase by potassium feldspar was the leading reaction. Now it is represented by specific reaction textures in the rocks, negative correlations of the mineral contents, as well as in petrochemical characteristics of the rocks. Modeling of xenolith mineral assemblages using the pseudosection approach (PERPLE_X) revealed two groups of rocks corresponding to different depth levels of the Siberian cratonic crust. For rocks where orthopyroxene is absent or is present as single relics, pressure estimates are 9.5–10 kbar, and it is 6–7 kbar for orthopyroxene-bearing samples. The xenolith rocks have close metamorphic peak temperatures of 750–800°C. They experienced 200–250°C cooling and 3–4 kbar decompression, regardless of the level of the crust at which they were initially located. This points to the metamorphic evolution of the rocks during their exhumation, probably associated with collisional processes during the amalgamation of individual terrains of the Siberian craton. Xenoliths enriched in K-feldspar might have been products of metamorphic reactions with participation of aqueous-(carbonic)-salt fluids, which were sourced from basaltic magmas in the lower crust. The most metasomatized rocks were located closest to the place of accumulation of crystallizing magmas.

Keywords: granulite xenoliths, *P-T* conditions of metamorphism, water-salt fluids, fluid-mineral reactions, Siberian Craton

УДК 549.324.35, 552.18(571.53/55), 550.42, 552.311

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТЕРМОМЕТРИЯ РУДОНОСНЫХ ГАББРОНОРИТОВ ИЗ АПОФИЗА ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА: СОСТАВ, КОЛИЧЕСТВО ОЛИВИНА И УСЛОВИЯ СУЛЬФИДНОГО НАСЫЩЕНИЯ ИСХОДНОЙ МАГМЫ

© 2024 г. И. В. Пшеницын^{а, *}, А. А. Арискин^{а, б}, С. Н. Соболев^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

^бМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: lotecsi@gmail.com

Поступила в редакцию 05.02.2023 г.

После доработки 25.08.2023 г.

Принята к публикации 16.09.2023 г.

Приводятся оценки параметров исходной магмы рудоносного апофиза Йоко-Довыренского массива, основанные на результатах термодинамического моделирования равновесной кристаллизации расплавов 24 пород по методу геохимической термометрии. Термометрические расчеты проводились при помощи программы КОМАГМАТ-5.3 с шагом 0.5 мол. % до максимальной степени кристаллизации 75–85% в условиях летучести кислорода, контролируемой буфером QFM. Порядок выделения минералов отвечает последовательной смене: оливин (*Ol*) + алюмохромистая шпинель (*Spl*) → плагиоклаз (*Pl*) → высоко-Са пироксен (*Cpx*) → ортопироксен (*Opx*). При этом силикатно-сульфидная несмесимость проявляется, как правило, до появления на ликвидусе плагиоклаза. Это предполагает насыщение исходной магмы сульфидной серой. Результаты расчетов демонстрируют сближение и пересечение модельных линий эволюции расплавов пород при температурах около 1185°C. Применительно к средневзвешенному составу апофиза DV10 эта температура определяет существование суспензии кристаллов (52.1 мас. % кумулюсного оливина ($Fe_{83.6}$), 2.3 мас. % плагиоклаза ($Al_{79.7}$), 0.24% клинопироксена (Mg# 88.8), 1 мас. % алюмохромита (Cr# 0.62) и примерно 0.2% сульфида в умеренно магнезиальном расплаве (53.6 мас. % SiO_2 , 7.4 мас. % MgO). Растворимость сульфидной серы при этих параметрах (SCSS) составляла 0.083 мас. %. Эта гетерогенная система имела вязкость 4.71 лог. ед. (Па·с) при интегральной плотности в 2929 кг/м³. Такие параметры не противоречат возможности миграции и интродуцирования протокумулясной каши из главной камеры данного массива. Более вероятным представляется локализованное накопление оливина в мульдообразной части субкамеры апофиза DV10, которое предшествовало или происходило параллельно накоплению сегрегированных сульфидов.

Ключевые слова: Йоко-Довыренский массив, геохимическая термометрия, оливиновые кумулаты, апофизы, сульфидоносные габбронориты, геохимические тренды, моделирование

DOI: 10.31857/S0869590324010071

ВВЕДЕНИЕ

Комплексный подход к природе магматогенных Cu-Ni-сульфидных месторождений сводится к решению взаимосвязанных задач, включая региональную геологию, проблемы строения мафит-ультрамафитовых интрузивов, особенности минералогии, геохимии и изотопного состава рудоносных пород, а также вопросы динамики формирования сульфидных масс, оценки условий силикатно-сульфидной несмесимости и параметров исходных и контаминированных магм (Арискин и др., 2017; Ariskin et al., 2018b, 2018c; Радько, 1991;

Лихачев, 2006; Рябов и др., 2001; Naldrett, 2004, 2011; Maier, 2005; Ripley, Li, 2013; Krivolutskaya, 2016; Barnes et al., 2017, 2019; Kostitsyn et al., 2023). При этом петрологические аспекты, касающиеся истории сульфидного насыщения магматических расплавов, как правило, отходят на второй план и оказываются в тени характеристик, по своей природе наблюдаемых или непосредственно измеряемых, которые могут быть представлены в виде геологических карт, разрезов, изображений структуры пород и минеральных ассоциаций, таблиц состава пород и минералов. Такая подчиненность обусловлена тем, что задачи геологоразведочных

работ подразумевают привязку наблюдаемых минералого-геохимических и структурных признаков к конкретным пространственным координатам. Что касается оценок *P-T* параметров и композиционных характеристик сульфидоносных систем, то они основаны на петрологических реконструкциях, которые нередко безотносительны к локализации рудопроявлений и фактически являются производными от данных прямых измерений для ассоциирующих и слабо минерализованных пород (Арискин и др., 2017; Ariskin et al., 2018b, 2018c).

К числу таких оценочных параметров относятся температура, состав и реологические свойства родительских магм, оценки растворимости сульфидной серы (SCSS – Sulfur Concentration at Sulfide Saturation) и начала выделения сульфидов (температура и состав расплава, состав равновесного с сульфидами оливина), а также состав первичных несмесимых сульфидов, включая основные металлы (Cu-Ni-Fe-Co), ЭПГ, золото, серебро и другие халькофильные элементы. Очевидно, что они должны учитываться при рассмотрении физических механизмов переноса и отложения сульфидов (Радько, 1991) как фактор, во многом предопределяющий наблюдаемые минералого-геохимические особенности сульфидного вещества (Спиридонов, 2010). Связано это с тем, что накоплению сульфидов в пространстве магматических камер или магмоподводящих системах предшествуют образование и сегрегация первичных микроглобулярных обособлений, микроэлементный состав которых отвечает за пробность (теноры) формирующихся Cu-Ni-ЭПГ сульфидных руд (Barnes et al., 2017, 2019). Таким образом, начало сульфидной ликвации и характеристики исходных протосульфидных расплавов можно рассматривать как отправную точку рудообразующих процессов, связанных с разными стадиями появления в магмах несмесимых сульфидов широкого диапазона составов (Naldrett, 2004; Maier, 2005; Лихачев, 2006).

На протяжении последних 10 лет в нашей группе разрабатываются физико-химические подходы к решению подобных задач, используя ультрамафит-мафитовые тела Довыренского интрузивного комплекса в Северном Прибайкалье (Бурятия, Россия) как демонстрационный объект при расшифровке истории сульфидов в рудоносных породах (Арискин и др., 2009, 2018, 2020; Пшеницын и др., 2020; Пшеницын и др., 2022). Особый интерес представляют габбро-перидотитовые интрузивные тела, подстилающие Йоко-Довыренский расчлененный массив и несущие богатую минерализацию, вплоть до глобулярных и сидеронитовых руд (Кислов, 1998; Орсоев и др., 2018). Одним из таких тел является “придонный апофиз DV10”, название которого подчеркивает пространственную связь с породами базальной зоны Йоко-Довыренского массива в центральной части (Пшеницын и др.,

2020, 2022; Арискин и др., 2021). Уникальность этого субпластового объекта заключается в том, что он имеет рудоносный раздув мощностью около 300 м, в нижней зоне которого установлена тесная ассоциация глобулярной (или “капельной”), глобулярно-сидеронитовой и сидеронитовой сульфидной вкрапленности. Наличие переходных разностей этих типов минерализации, относительно слабая степень вторичного изменения пород, а также возможность опробования этого рудоносного тела от нижнего до верхнего контакта сделали апофиз DV10 крайне удачным объектом для установления условий магматического сульфидного рудообразования в такой своеобразной субкамере.

В работах (Пшеницын и др., 2020, 2022) были представлены результаты петролого-геохимических и минералогических исследований сульфидоносных пород и сульфидных руд из апофиза DV10, включая данные по хемостратиграфии рудоносных и слабо минерализованных пород для ЭПГ и теллура. Положительные корреляции концентраций Au, Pt и Pd от серы и теллура в образцах подтвердили ортомагматический источник и сульфидную природу прекурсора благородных металлов. При этом пересчеты состава пород на 100%-сульфид показали, что наиболее примитивные и богатые благородными металлами сульфиды отвечают изолированным сульфидным глобулам из эндоконтакта раздува, в то время как сульфиды из залегающих выше сидеронитовых руд заметно беднее этими элементами. Эти геохимические реконструкции были подкреплены моделированием при помощи программы КОМАГМАТ-5.2 (Арискин и др., 2017; Ariskin et al., 2018a), что позволило оценить средние содержания золота, ЭПГ и теллура в протосульфидном расплаве (в ppm): 2.9 Au, 14.4 Pt, 25.1 Pd, 44.3 Te.

Проведенные расчеты носили предварительный характер, поскольку не включали полную выборку составов пород из апофиза DV10 и были ориентированы в большей мере на ЭПГ-геохимию исходных несмесимых сульфидов, а не на оценки состава магматического расплава. Кроме того, при моделировании использовалась первая версия программ семейства КОМАГМАТ, которая не учитывала эффекты сопряженной кристаллизации шпинели и выделения сульфидов (Арискин et al., 2018a). Недавно мы представили обновленный вариант этой программы – версию 5.3, включающую уточненные геотермометры для моделирования несмесимых Fe-Ni сульфидов и возможность котектической кристаллизации Al-Cr шпинели одновременно с породообразующими силикатами и оксидами (магнетит и/или ильменит) (Арискин и др., 2023).

В настоящей статье приводятся новые данные по оливиновым габброноритам из апофиза DV10, которые дополняют выборку составов, использованных для моделирования их кристаллизации при помощи новой программы КОМАГМАТ-5.3.

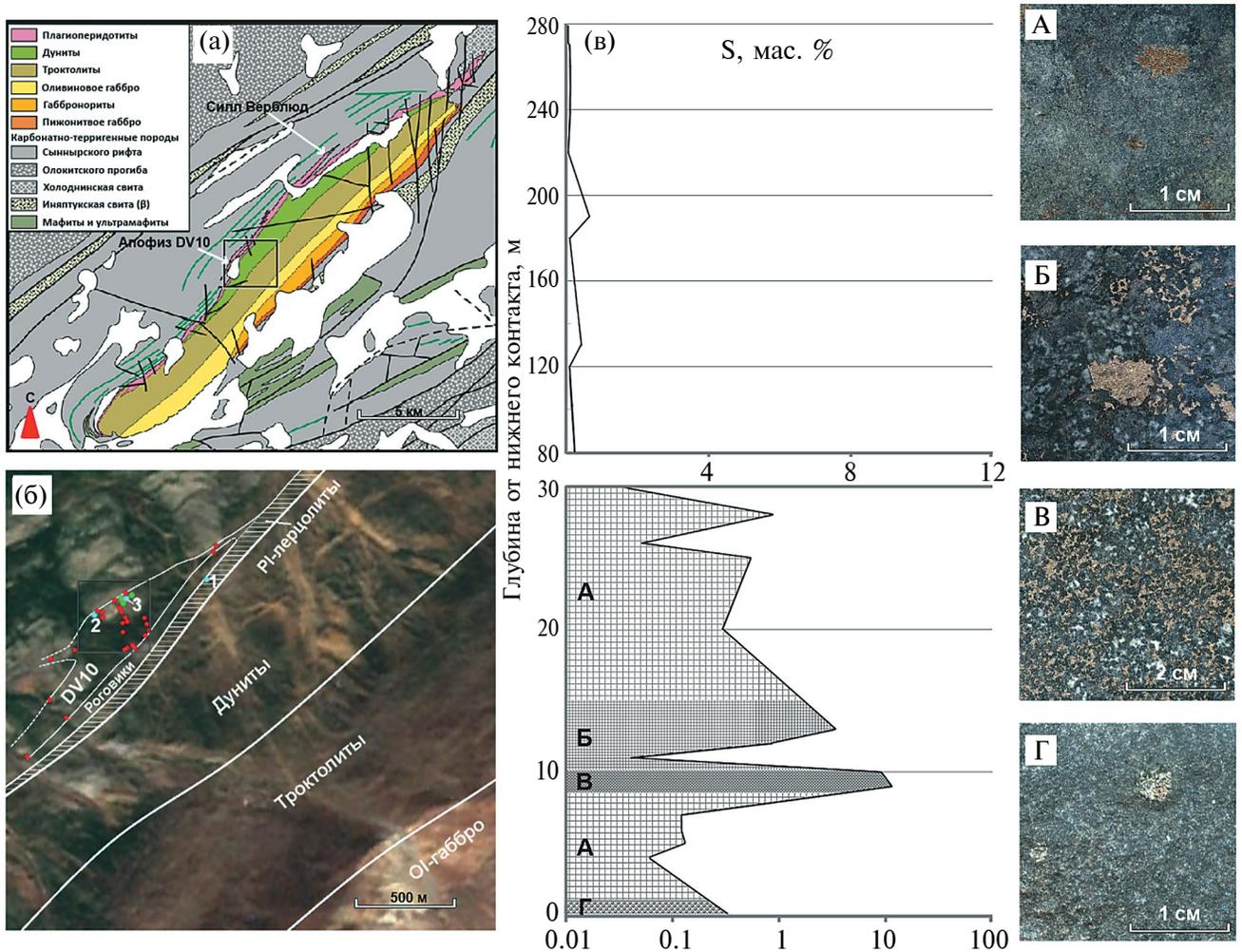


Рис. 1. Особенности геологического положения и сульфидной минерализации апофиза DV10 (Пшеницын и др., 2020). (а) Строение Йоко-Довыренского массива и участок опробования DV10; (б) точки опробования апофиза DV10; (в) содержание серы и схематичное представление четырех типов сульфидной минерализации (А, Б, В, Г) в породах раздува апофиза DV10 (показаны с разрывом в интервале 30–80 м от нижнего контакта, причем для нижних 30 м использован логарифмический масштаб): А – крупные глобулы в оливиновых габброноритах из базальных горизонтов, Б – габбронориты с глобулярно-сидеронитовой вкрапленностью, В – сидеронитовые руды, Г – глобулы из закалочных пикродолеритов из нижнего контакта.

По результатам этих расчетов проведены оценки исходной температуры (1185°C) и состава оливина ($Fo_{83,6}$) родительской магмы, реконструирована стратиграфия протокумуляусной системы по раздуву этого рудоносного тела. Отдельный блок информации включает оценки растворимости сульфидной серы (SCSS) в исходном расплаве, указывающие на изначальное присутствие сульфидов. Полученные данные позволяют предполагать, что параллельно накоплению сульфидов в мульдобразной части апофиза скопилось значительное количество кумулюсного оливина, и потому средневзвешенный состав тела нельзя рассматривать в качестве исходной магмы. Более реалистичной оценкой является

состав пикродолерита из нижнего контакта, вероятно, содержащий около 32 мас. % вкрапленников оливина.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Строение апофиза DV10 и отбор образцов. Подобно другим габброперидотитам, подстилающим основание Йоко-Довыренского массива, апофиз DV10 отделен от главного массива горизонтом ороговикованных алевролитов и представляет крутопадающее субпластовое тело средней мощностью

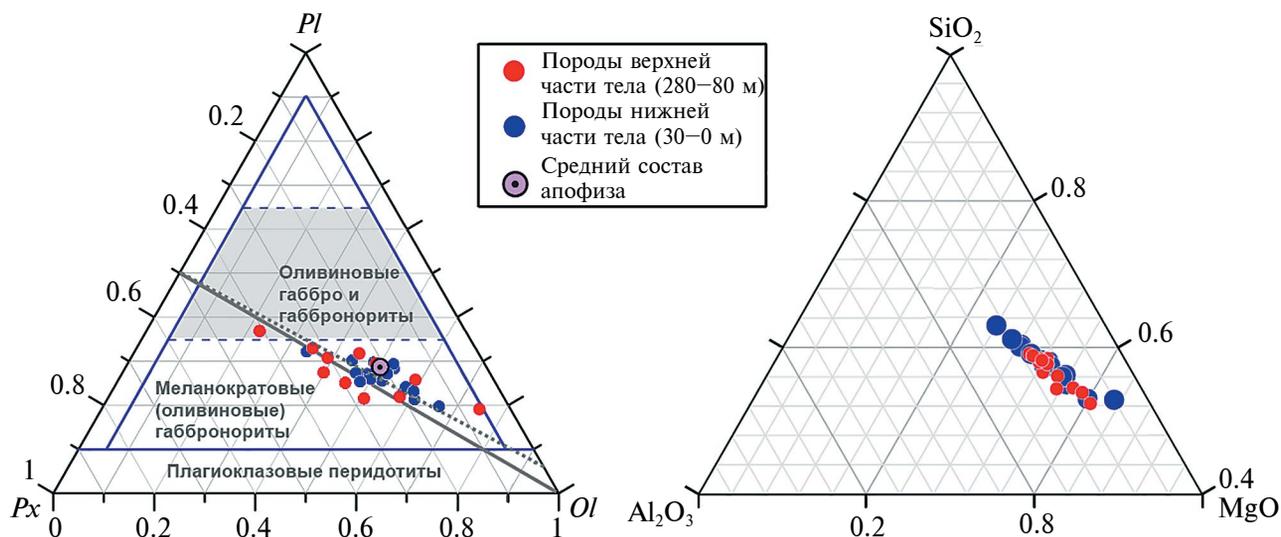


Рис. 2. Тройные диаграммы нормативного минерального состава и валового химического состава пород апофиза DV10.

Породы нижней части тела показаны синими кружками, верхней – красными; фиолетовым кружком показан средневзвешенный состав данного тела.

около 200 м (рис. 1). Максимальной мощности около 300 м оно достигает в центральной части; в СВ направлении (в области сочленения с базальными породами Йоко-Довыренского массива) апофиз сужается до первых десятков метров, а в ЮЗ окончании мощность его тела не превышает 150 м (Пшеницын и др., 2022). Сложен апофиз меланократовыми оливиновыми габброноритами, в отдельных участках встречаются лейкократовые габбронориты (Ariskin et al., 2018b). Характерной особенностью максимального раздува тела является присутствие в его придонной части богатых сульфидных руд, варьирующих от сидеронитовых до густо вкрапленных, окруженных ореолом менее богатой сульфидной вкрапленности. Другая особенность связана с проявлениями глобулярных (каплеобразных) сульфидов, которые обнаружены на нижнем контакте и латеральном удалении до 200 м от главной рудной залежи (Пшеницын и др., 2020).

В 2016 и 2019 гг. было проведено опробование апофиза DV10 – от нижнего до верхнего контакта, в результате которого отобрано 28 образцов, характеризующих сводный разрез мощностью 280 м. Наиболее детально изучены рудоносные породы в основании апофиза (нижние 30 м от контакта), которые можно разделить на четыре типа (Пшеницын и др., 2022): (1) пикродолериты эндоконтакта с сульфидными каплями; (2) оливиновые габбронориты с сульфидными глобулами; (3) рудоносные оливиновые габбронориты с глобулами неправильной формы, переходящими в домены сидеронитовой вкрапленности и (4) сидеронитовые

руды с матрицей оливиновых габброноритов. При помощи методов рентгеновской компьютерной томографии установлено, что эти переходы между рудоносными породами следуют морфоструктурному тренду зависимости объемного содержания сульфидов от их степени связанности в интеркурмулусе. Именно эти наблюдения были скоррелированы с результатами термодинамических расчетов для нескольких образцов, которые позволили установить, что наиболее примитивные сульфиды слагают глобулы, обнаруженные в пикродолерите из нижнего контакта (Пшеницын и др., 2022). В табл. 1 представлена полная выборка РФА анализов пород из апофиза DV10 с привязками к стратиграфическому разрезу. Новые данные были использованы для термометрических расчетов по программе КОМАГМАТ-5.3.

На рис. 2 составы изученных пород представлены на двух диаграммах – нормативных пропорций минералов и в петрохимических координатах $Al_2O_3-SiO_2-MgO$. Эти данные показывают, что практически все породы лежат в поле меланократовых оливиновых габброноритов, причем в петрохимических координатах фигуративные точки составов формируют сублинейный тренд, характерный для линий оливинового контроля (коннод оливин–расплав). Более тонкие особенности подобных соотношений будут рассмотрены ниже. Обращаем внимание, что на рис. 2 и всех последующих графиках красными и синими символами мы разделяем породы по стратиграфическому положению: 1 – слабоминерализованные породы из верхней части апофиза и 2 – породы из нижних 30 м

тела, где были выделены описанные выше четыре типа минерализации. Таблица 1 также разделена по этому принципу на две части для удобства последующего восприятия полученных результатов.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТЕРМОМЕТРИЯ ПОРОД АПОФИЗА DV10

Основы метода. Традиционная интерпретация ультрамафитов и габброидов из расслоенных интрузивов предполагает их кумулюсное происхождение, что позволяет рассматривать такие породы как механическую смесь аккумулярованных и котектических по природе кристаллов с некоторым количеством захваченного (интеркумулюсного/порового) расплава (Wager, Brown, 1968). Известно, что в структурах интрузивных пород записана информация об относительно медленном (по сравнению с вулканидами) остывании, причем составы кумулюсных фаз демонстрируют, как правило, незначительные вариации — обычно в пределах долей или первых процентов. Это указывает на близкие к равновесным соотношения между кумулюсом и поровым расплавом, по крайней мере на заключительных стадиях затвердевания пород. Если допустить, что равновесные соотношения характеризовали и протокумулюсные смеси, с которых началась история *in situ* кристаллизации этих кумулюсов, то, используя методы термодинамического моделирования, можно реконструировать первичные характеристики подобных равновесий. Наиболее важные представляют температуру, составы первичных кристаллов, а также относительные количества кумулюсных фаз и магматического расплава, включая его состав. Эта идеология, известная как “Метод геохимической термометрии” (Френкель и др., 1987; Арискин, Бармина, 2000), была успешно использована при генетической интерпретации ряда ультрамафит-мафитовых интрузивов (Арискин, 1999; Кривоуцкая и др., 2001; Бармина и др., 2002; Ariskin et al., 2003, 2018a; Gongalsky et al., 2016). В основе этих реконструкций лежит допущение, что при известных (или оцененных независимыми методами) давлении и окислительно-восстановительных условиях все перечисленные выше характеристики могут быть получены решением обратной задачи с использованием современных моделей кристаллизации магм.

Главная проблема практического применения этих подходов заключается в необходимости выбора образцов, которые потенциально представляют одно и то же магматическое равновесие, т.е. характеризовались близкими значениями исходной температуры и состава интеркумулюсного расплава, на стадии, предшествующей его окончательной *in situ* кристаллизации; соответственно, узким диапазоном состава минералов этого протокумулюса. Обычно критерием такого выбора является

условие близкой пространственной ассоциации пород, например в пределах нескольких метров, будь то приконтактные зоны или отдельные ритмические пачки в пределах интрузивов. Для более грубой оценки иногда используются средние составы стратиграфических единиц, как показано на примере Скергаардского интрузива (Ariskin et al., 2003).

Термометрические реконструкции проводятся в определенной последовательности, которая включает: (1) моделирование равновесной кристаллизации 100% (т.е. виртуальных) расплавов пород, (2) построение температурно-концентрационных зависимостей для модельных расплавов и (3) поиск области пересечения этих эволюционных линий, которая по определению должна характеризовать вероятную температуру первичного равновесия кристаллы—магматический расплав и его состав. Последующая работа сводится к анализу точечных данных по всей выборке составов, поскольку при известной (найденной таким образом) температуре результаты расчетов позволяют определить пропорции и средний состав минералов исходного кумулюса в каждом конкретном образце (Арискин, Бармина, 2000).

В наших работах использовались разные версии программ семейства КОМАГМАТ (Ariskin, 1999; Ariskin et al., 2018a; Ariskin и др., 2023). Однако это условие необязательно. Можно попытаться использовать любой другой алгоритм, позволяющий моделировать равновесную кристаллизацию магматических расплавов, например современные версии программ MELTS или Petrolog (Gualda, 2012; Danyushevsky, Plechov, 2011).

Результаты расчетов для пород апофиза DV10. Как следует из рассмотренных основ метода, термометрические расчеты наиболее эффективны для группы пород, отличающихся пропорциями кумулюсных минералов и расплава, но не их исходными составами. Полагая, что все они образовались из фаз одной и той же протокумулюсной ассоциации, при равновесной кристаллизации этих пород линии эволюции состава остаточных расплавов (а также котектических минералов) должны пересечься на диаграммах состав—температура для всех компонентов. Если допустить, что апофиз DV10 образовался как результат одноактной протрузии или последовательного внедрения близких по составу магм из главного плутона, то данные, представленные в табл. 1, можно использовать для оценки параметров исходной магмы. И это несмотря на то, что валовые составы пород демонстрируют достаточно широкие вариации (рис. 2), а измененные составы оливина варьируют от 75.5% *F₀* на нижнем контакте до 83.5% *F₀* в верхних 2/3 разреза (Пшеницын и др., 2022). Наличие закалочных фаций из верхнего и нижнего контакта тела является дополнительным плюсом этой выборки.

Таблица 1. Составы пород апофиза DV10

Компо- ненты	DV921-2	DV902-1	DV903-1	DV905-1	DV904-1*	DV922-1	DV906-2	DV908-1*	DV907-1*	DV913-3*	DV909-2*	DV915-2*	DV926-2*	DV910-1
	279**	276	274	271	270	250	220	190	180	130	120	110	80	30
Химический состав, мас. %														
SiO ₂	46.53	46.32	47.28	46.68	44.93	44.52	46.28	41.88	46.93	46.10	43.97	44.97	44.15	46.45
TiO ₂	0.36	0.41	0.44	0.53	0.34	0.30	0.40	0.20	0.43	0.44	0.27	0.33	0.28	0.44
Al ₂ O ₃	8.06	8.05	8.77	7.25	8.45	6.53	8.26	5.66	8.00	8.36	5.95	7.27	8.18	7.60
FeO	10.31	11.01	10.89	11.82	12.18	11.06	11.02	12.89	11.13	12.31	11.95	11.89	10.71	11.33
MnO	0.18	0.19	0.19	0.20	0.20	0.18	0.19	0.18	0.18	0.19	0.19	0.20	0.19	0.18
MgO	26.38	26.11	24.03	25.86	26.10	30.72	25.29	32.71	25.43	23.98	31.85	28.06	28.95	26.43
CaO	5.97	5.85	6.05	5.26	5.71	4.65	5.98	4.01	5.65	6.00	3.97	5.36	5.77	5.11
Na ₂ O	0.87	0.83	1.11	1.08	0.83	0.53	1.17	0.61	0.90	1.09	0.67	0.73	0.53	1.17
K ₂ O	0.52	0.51	0.54	0.55	0.50	0.41	0.70	0.28	0.59	0.65	0.25	0.43	0.34	0.54
P ₂ O ₅	0.06	0.08	0.09	0.10	0.07	0.05	0.07	0.04	0.09	0.08	0.04	0.05	0.04	0.09
Cr ₂ O ₃	0.56	0.48	0.45	0.51	0.49	0.76	0.48	0.64	0.45	0.23	0.66	0.50	0.51	0.50
NiO	0.15	0.13	0.12	0.12	0.13	0.19	0.13	0.27	0.14	0.16	0.16	0.13	0.14	0.13
S	0.04	0.03	0.04	0.04	0.07	0.10	0.04	0.63	0.08	0.41	0.07	0.09	0.21	0.03
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
П.п.п.	2.54	3.71	3.20	2.44	3.45	4.11	3.43	2.54	3.14	2.70	1.64	3.16	6.77	2.80
Халькофильные элементы, включая благородные металлы														
Cu, ppm	47	28	39	48	38	520	36	327	101	851	34	215	212	31
Te, ppb					240	94		408	217	118	121	139	159	
Zn, ppm	80	86	78	111	90	84	75	81	81	88	85	91	73	83
Co, ppm					125	151		197	121	141	151	157	113	
Mo, ppm	<5	<5	<5	—	1	0	<5	<5	1	<5	<5	<5	<5	
Ag, ppm					0.03	0.16		0.28	0.02	0.31	0.03	0.55	0.16	
Au, ppb					11	7		9	8	7	7	4	6	
Pd, ppb					30	31		117	26	92	14	33	83	
Pt, ppb					9	5		23	9	15	9	8	7	

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	DV921-2	DV902-1	DV903-1	DV905-1	DV904-1*	DV922-1	DV906-2	DV908-1*	DV907-1*	DV913-3*	DV909-2*	DV915-2*	DV926-2*	DV910-1
	279**	276	274	271	270	250	220	190	180	130	120	110	80	30
Химический состав, мас. %														
SiO ₂	45.22	46.70	45.01	44.47	42.06	44.05	47.96	31.25	26.90	47.13	48.49	46.66	44.73	49.34
TiO ₂	0.45	0.41	0.40	0.35	0.33	0.38	0.47	0.15	0.12	0.48	0.51	0.48	0.35	0.57
Al ₂ O ₃	7.62	7.41	7.22	6.87	7.32	6.26	9.04	4.13	2.00	9.02	9.53	8.47	6.87	10.11
FeO	13.39	11.48	13.47	11.57	15.47	13.87	11.26	26.47	34.15	11.94	11.18	11.79	12.36	11.43
MnO	0.20	0.19	0.21	0.19	0.18	0.21	0.19	0.17	0.10	0.19	0.19	0.19	0.20	0.19
MgO	24.83	26.36	26.14	29.59	23.69	28.07	22.51	23.71	22.09	22.22	21.30	23.78	28.45	18.85
CaO	4.59	5.25	5.07	5.02	5.12	4.52	6.46	3.09	1.19	6.57	6.40	6.23	5.04	6.68
Na ₂ O	0.71	0.81	0.63	0.44	0.39	0.48	1.07	0.36	0.08	1.22	1.09	1.15	0.72	1.35
K ₂ O	0.68	0.59	0.54	0.40	0.65	0.52	0.61	0.16	0.07	0.71	0.78	0.67	0.47	0.84
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.07	0.07	0.06	0.10	0.09	0.02	0.08	0.08	0.09	0.08	0.06	0.09
Cr ₂ O ₃	1.20	0.53	0.53	0.61	1.04	0.46	0.21	0.43	0.41	0.21	0.21	0.26	0.59	0.23
NiO	0.16	0.13	0.16	0.11	0.26	0.27	0.10	0.94	1.40	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10
S	0.88	0.05	0.54	0.29	3.43	0.82	0.04	9.11	11.50	0.12	0.12	0.13	0.06	0.22
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.08	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
П.п.п.	2.33	2.63	3.67	6.77	6.01	3.37	3.11	7.42	9.70	1.56	3.17	1.31	3.29	1.20
Халькофильные элементы, включая благородные металлы														
Cu, ppm	915	46	676	176	824	1029	72	6685	3699	183	249	87	96	355
Te, ppb	220		150		980	460		2	2			134		130
Zn, ppm	114	89	104	74	90	116	83	302	99	96	87	84	87	100
Co, ppm	123		136		147	145						130		90
Mo, ppm	-		-		-	-		1				<5		-
Ag, ppm	-		-		-	-		2				0.06		-
Au, ppb	4		12		8	21		31	24			6		7
Pd, ppb	272		231		440	412		426	1775			13		64
Pt, ppb	192		65		30	185		168	52			7		74

*Составы пород из табл. 4 в статье (Пшеницын и др., 2022); ** /t, м.

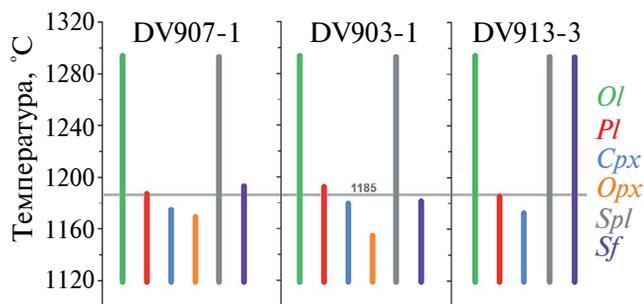


Рис. 3. Порядок равновесной кристаллизации расплавов типичных сульфидоносных пород из апофизита DV10.

Расчеты по программе КОМАГМАТ-5.3 (Арискин и др., 2023; comagmat.web.ru/apps-comagmat) проведены в приближении номинально сухих систем при $P = 1$ атм и условиях буфера QFM. Виртуальные начальные температуры во всех трех случаях отвечают 1290°C – максимальному значению, установленному для наиболее примитивной/магнезиальной из возможных довыренских магм (Ariskin et al., 2018a). Вероятная температура для исходной магмы апофизита DV10 (по результатам геохимической термометрии) показана серой линией – 1185°C .

Для термометрических расчетов по программе КОМАГМАТ-5.3 были взяты 24 образца из табл. 1, за исключением 4, наиболее богатых серой, рудных образцов. Особенности моделирования таких сильно пересыщенных сульфидом систем обсуждаются в разделе “Обсуждение результатов”. Расчеты кристаллизации пород проводилось для номинально сухих условий при давлении 1 атм и летучести кислорода, отвечающей буферу QFM. Эти параметры близки условиям кристаллизации довыренской магмы, которые оценены ранее независимыми методами ($P \leq 0.5$ –1 кбар, содержание воды в расплаве < 0.5 мас. %, летучесть кислорода \leq QFM), см. (Арискин и др., 2017). Вычисления проводились с шагом 0.5 мол. % до максимальной степени кристаллизации 75–85%.

На рис. 3 показан расчетный порядок выделения минеральных фаз при равновесной кристаллизации расплавов для трех типичных слабоминерализованных пород из табл. 1 (с содержанием серы менее ~ 0.4 мас. %). Во всех случаях он отвечает последовательности оливин (Ol) + алюмохромистая шпинель (Spl) \rightarrow плагиоклаз (Pl) \rightarrow высоко-Са пироксен (Cpx) \rightarrow ортопироксен (Opx), которая хорошо согласуется со сменой главных кумулюсных ассоциаций довыренских пород (Ariskin et al., 2016). При этом надо иметь в виду, что показанные здесь максимальные температуры для оливина около 1290°C представляют не ожидаемые температуры при 100% плавлении данных пород (они варьируют от 1480 до 1500°C), а температуры частичной

кристаллизации этих виртуальных расплавов, отвечающие наиболее примитивной довыренской магме как смеси высокомагнезиального расплава с оливином Fo_{88} . Это наиболее магнезиальный оливин, установленный по результатам расчетов для примитивных оливиновых кумулятов Йоко-Довыренского массива (Арискин и др., 2017; Ariskin et al., 2018b). Тогда как минералогические особенности оливиновых габброноритов из апофизита DV10 и анализ траекторий кристаллизации (см. ниже) указывают на менее примитивную субкотектическую (Ol + Pl) магму. Этот факт подчеркивается формальной границей в 1185°C , смысл которой будет ясен из последующего рассмотрения.

По результатам вычислений сульфидная ликвация в породах моделируется как до, так и после появления на ликвидусе плагиоклаза. Таким образом, все изученные образцы можно разделить на три группы пород: (1) в которых ликвация сульфидов начинается раньше или почти одновременно с плагиоклазом, (2) позже кристаллизации плагиоклаза при температуре ниже 1185°C или же (3) породы, демонстрирующие протяженную сульфидно-оливиновую котектику. Этим группам соответствуют образцы DV907-1, DV903-1 и DV913-3 соответственно (рис. 3). При этом важно отметить, что большинство слабоминерализованных пород апофизита относятся к первой группе, которая отвечает насыщению исходной магмы сульфидной серой.

Что касается третьей группы образцов с повышенным содержанием сульфидов (в качестве примера на рис. 3 показаны результаты моделирования для обр. DV913-3 с содержанием серы 0.41 мас. %), то их особенностью является сульфидная ликвация, сопряженная с кристаллизацией оливина при виртуальных температурах намного выше начала выделения плагиоклаза, т.е. отражающих предшествующее накопление сульфидов в протокумуляусной системе. По этой причине в образцах с более высоким и максимальным содержанием серы сульфид нередко появлялся в качестве первой фазы, выпадающей из расплава – одновременно с ликвидусным оливином. Столь сильное пересыщение сульфидом (из-за высокой степени аккумуляции в породах) прямо указывает на сегрегацию сульфидных жидкостей из некоторого вышележащего объема магмы или кумулятов. Этот факт и находит отражение в расчетах, когда КОМАГМАТ-5 сразу сбрасывает избыточный сульфидный компонент до температуры начала кристаллизации первого силикатного минерала – в данном случае оливина. К этой проблеме мы вернемся в последующих разделах.

Интерпретация полученных данных. Результаты геохимической термометрии приведены на рис. 4. Как видно на графиках, траектории кристаллизующихся расплавов сходятся в компактную область составов, отвечающую температуре около 1185°C . Такое сгущение расчетных линий свидетельствует

о том, что практически все образцы представляют собой кумулаты, кристаллизовавшиеся из смеси одного исходного расплава и ассоциации равновесных кристаллов оливина и плагиоклаза. Из графиков на рис. 4 следует, что этот расплав был близок к насыщению клинопироксеном.

Средний состав исходного магматического расплава, рассчитанный как среднее интервальное для всех модельных траекторий при температуре 1185°C (за исключением рудоносных пород (обр. DV908-1, DV926-2, DV107-1, DV625-М)), приведен в табл. 2. По петрохимическим характеристикам он отвечает умеренно-калиевому андезитобазальту. Такой расплав равновесен с оливином $\sim Fo_{83.6}$, количество которого в исходной протокумулясной смеси (в среднем по разрезу) составляет 52.8 ± 7.8 мас. %. Среднее содержание вкрапленников плагиоклаза (2.3 ± 2.4 мас. %) подчеркивает субкотектический ($Ol + Pl$) характер этой ассоциации, тогда как присутствие 0.24% клинопироксена свидетельствует о близости исходной магмы к насыщению этим минералом.

Для сравнения в табл. 2 приведены оценки параметров расплава и фазового состава магмы при температуре 1185°C для пикродолеритов из верхнего и нижнего контакта апофиза, а также габбронорита из верхнего контакта апофиза Верблюд (Agiskin et al., 2018b). В целом эти данные демонстрируют близость состава исходного расплава, оливина и плагиоклаза, за исключением того, что пикродолерит из верхнего контакта апофиза указывает на несколько более магнезиальную систему (оливин – Fo_{85}).

Замечательной особенностью метода геохимической термометрии является возможность реконструировать исходную протокумулясную структуру объекта, т.е. восстановить пропорции кумулюсных фаз и интеркумулясного расплава на каждом стратиграфическом уровне – на стадии, предшествующей началу затвердевания этих гетерогенных систем. Это обусловлено тем, что нахождение вероятной температуры исходной магмы или интрузивной взвеси кристаллов и расплава позволяет вернуться к расчетам для каждого образца и извлечь из файла результатов информацию о фазовом состоянии породы при данной температуре. Для наглядности на рис. 5 (слева) показан график относительного количества кумулюсных минералов по разрезу апофиза при 1185°C. Как видно, оливин является доминирующей минеральной фазой, а общее содержание кристаллов в некоторых случаях превышает 70 мас. %. Кумулюсный плагиоклаз в небольшой доле присутствует практически во всех породах, в единичных случаях расчеты указывают на присутствие клинопироксена.

На рис. 5 (справа) реальные вариации состава оливина из пород апофиза DV10 сопоставляются с оценкой состава исходного оливина по

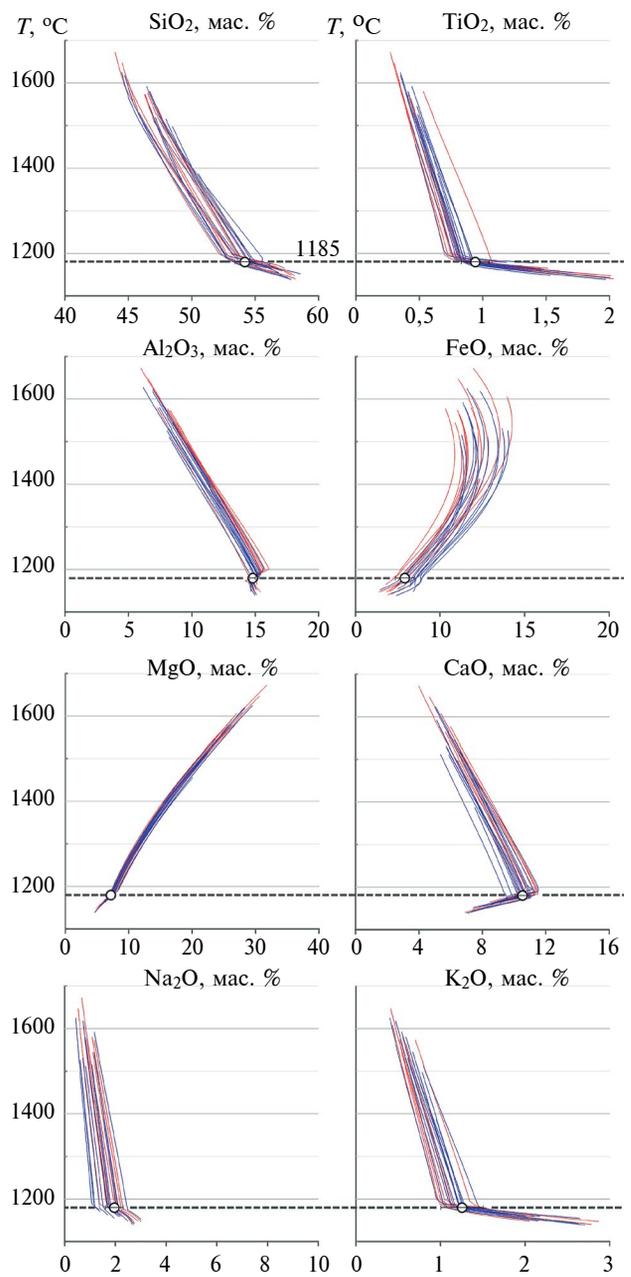


Рис. 4. Линии температурной эволюции состава расплавов по результатам моделирования равновесной кристаллизации пород апофиза DV10 при помощи программы КОМАГМАТ-5.3.

Наиболее компактное сгущение траекторий для большинства компонентов отвечает температуре около 1185°C. Красными линиями показаны траектории для пород из верхней части апофиза (от 280 до 80 м), синими – из нижней (от 30 до 0 м). Белыми кружками показаны оценки для среднего состава исходного расплава из табл. 2. На графиках не показаны траектории четырех высокоминерализованных образцов (DV908-1, DV926-2, DV107-1, DV625-М) ввиду больших погрешностей при кристаллизации пород с высоким содержанием серы. FeO на графике отвечает общему (двух- и трехвалентному) железу в породах.

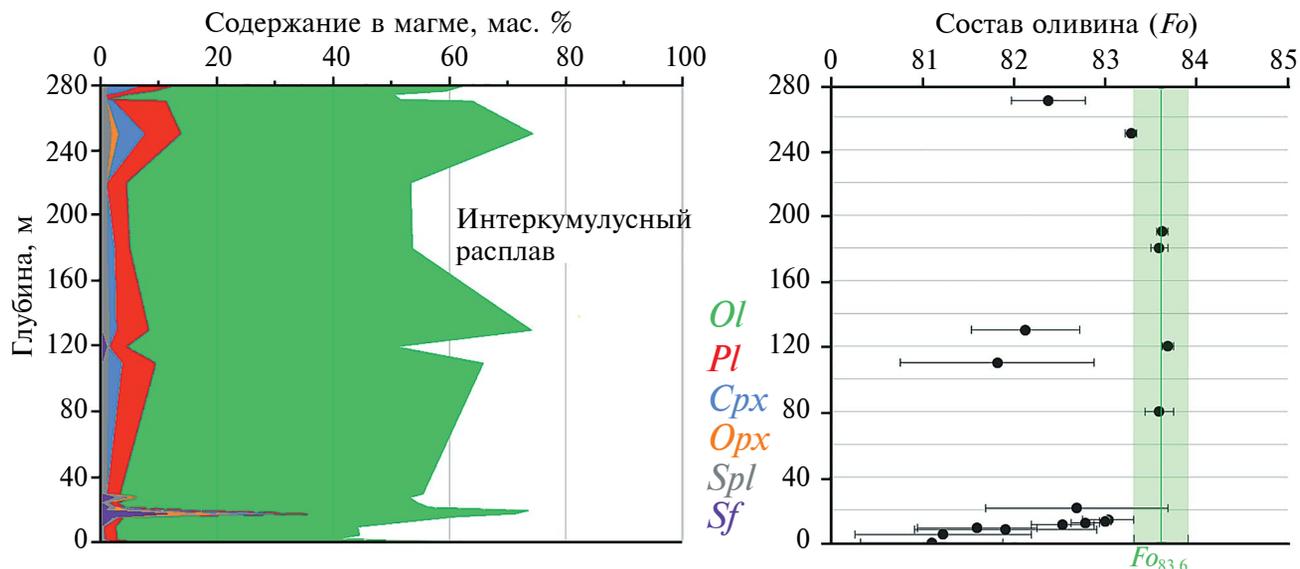


Рис. 5. Фазовые характеристики протокумулятов для рудоносных и минерализованных пород апофиза DV10 по результатам геохимической термометрии.

Слева – пропорции минералов кумулула и интеркумулусного расплава по вертикальному разрезу (средневзвешенные оценки для всего апофиза показаны в табл. 2 в колонке “Исходный расплав”). Справа – сравнение измеренных составов оливина (Пшеницын и др., 2022) с составом исходного оливина в табл. 2.

результатам геохимической термометрии ($Fo_{83.6 \pm 0.9}$). Хорошо видно, что максимальные наблюдаемые содержания Fo в оливине попадают в интервал вероятного исходного состава, тогда как наиболее сильные отклонения в сторону менее магнезиального оливина коррелируют с увеличением количества интеркумулусного расплава. Это обусловлено переуравновешиванием состава исходного оливина по мере остывания и кристаллизации протокумулятных систем (Арискин, Бармина, 2000). Таким образом, приведенное сравнение можно рассматривать как дополнительный аргумент в пользу реальности реконструкции исходной магмы апофиза DV10, которая отвечала равновесию оливина $\sim Fo_{83.6}$ с габброноритовым расплавом при $\sim 1185^\circ\text{C}$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Составы довыренских магм. Опираясь на петрологические реконструкции, ранее обосновано существование двух главных типов магм, сформировавших придонные породы камеры Йоко-Довыренского массива (Ariskin et al., 2018a). Температура пикритоидной магмы, из которой кристаллизовались наиболее примитивные оливиновые кумулаты срединной части массива (пикродолериты контакта и плагиоклазовые лерцолиты), оценивается примерно в 1290°C , а сама она представляла смесь высокомагнезиального расплава с вкрапленниками оливина, по составу близкими Fo_{88} . Менее примитивные оливиновые кумулаты, несущие метку

более низкотемпературного расплава ($1240\text{--}1230^\circ\text{C}$) в равновесии с оливином $\sim Fo_{86}$, также проявлены в виде плагиоклазовых лерцолитов, находящихся в переслаивании с кумулатами первого типа. Эти соотношения приведены на диаграмме ковариаций содержаний FeO и MgO в породах, которые демонстрируют два явных тренда, отвечающих двум разным коннодам оливин–расплав (рис. 6а).

При попытках распространить подобные графические реконструкции на составы пород из габбро-перидотитовых силлов, подстилающих Йоко-Довыренский массив (см. Supplementary к Ariskin et al., 2018a), вырисовывается тренд еще более фракционированных кумулатов, но уже не оливиновых, а оливин-плагиоклазовых в равновесии с оливином, близким к Fo_{85} (рис. 6а).

Составы пород из рудоносного апофиза DV10 только частично перекрываются с этим низкотемпературным трендом, но в большинстве случаев (за исключением трех образцов, см. рис. 6) находятся заметно выше. Этому две причины. Первая, даже грубая аппроксимация в координатах FeO–MgO, указывает на оливин $\sim Fo_{83\text{--}84}$, что близко к составу исходного оливина $Fo_{83.6}$ по результатам геохимической термометрии (табл. 2). Это позволяет сделать вывод, что рудоносный апофиз DV10 представляет продукт кристаллизации наиболее низкотемпературной гетерогенной субстанции (1185°C или чуть ниже) из разнообразия довыренских магм, которые формировали тело Довыренского интрузивного комплекса. Вторая

Таблица 2. Расплавы и фазовые составы магмы при температуре 1185°C для средневзвешенного апофиза, его закалочных фаций и обр. DV35-2

Компоненты	Средневзвешенный состав апофиза DV10	Исходный расплав ($n = 24$)	Нижний пикродолерит апофиза (обр. DV627-1-2)	Верхний пикродолерит апофиза (обр. DV921-2)	Габбронорит из верхнего контакта силла Верблюд (обр. DV35-2)
Состав исходного расплава при 1185°C, мас. % (σ)					
SiO ₂	44.71 (2.68)	53.61 (0.77)	54.67	54.62	53.39
TiO ₂	0.35 (0.08)	0.86 (0.11)	0.84	0.80	0.76
Al ₂ O ₃	7.39 (1.13)	14.99 (0.23)	15.01	14.98	14.76
FeO	11.75 (2.67)	8.03 (0.56)	8.72	7.46	8.35
MnO	0.19 (0.01)	0.16 (0.01)	0.16	0.15	0.15
MgO	27.56 (2.44)	7.41 (0.16)	7.10	7.58	7.78
CaO	5.22 (0.81)	10.77 (0.54)	9.81	11.04	11.64
Na ₂ O	0.81 (0.26)	1.91 (0.35)	2.02	1.80	1.69
K ₂ O	0.47 (0.13)	1.16 (0.25)	1.25	1.15	1.03
P ₂ O ₅	0.07 (0.01)	0.16 (0.03)	0.13	0.14	0.15
Cr ₂ O ₃	0.51 (0.14)	0.07 (0.001)	0.067	0.072	0.073
NiO	0.16 (0.22)	0.01 (0.004)	0.006	0.016	0.012
Фазовый состав исходной магмы (мас. %)					
Расплав		43.9	66.8	44.1	61.4
Кристаллы		56.1	33.2	55.9	38.6
<i>Ol</i> (<i>Fo</i>)		52.1 (<i>Fo</i> _{83.6})	32.2 (<i>Fo</i> _{82.1})	49.5 (<i>Fo</i> _{84.8})	36.4 (<i>Fo</i> _{83.8})
<i>Pl</i> (<i>An</i>)		2.3 (<i>An</i> _{79.7})	0.06 (<i>An</i> _{75.9})	3.5 (<i>An</i> _{79.1})	1.8 (<i>An</i> _{80.2})
<i>Cpx</i> (Mg#)		0.24 (Mg# 88.8)	—	1.8 (Mg# 88.5)	0.05 (Mg# 87.7)
<i>Spl</i> (Cr#)		1.01 (Cr# 0.62)	0.4 (Cr# 0.64)	1.1 (Cr# 0.64)	0.37 (Cr# 0.63)
<i>Sf</i>		0.23	0.41	0.02	—
SCSS		0.087	0.092	0.075	0.126

причина — значительная часть пород из нижней части разреза содержит не менее 0.5 мас. % серы, что эквивалентно избытку около 1 мас. % железа, соответственно, вертикальному отскоку фигуративных точек состава на диаграмме FeO—MgO.

При этом надо учитывать, что метод использования коннод оливин—расплав в координатах FeO—MgO предполагает однозначные реконструкции только для систем, насыщенных оливином. В случае оливин-плаггиоклазовой котектики необходим анализ трехмерных диаграмм с привлечением данных по содержаниям Al₂O₃ или CaO или учет трехфазового характера котектической ассоциации *Ol* + *Pl* + расплав на диаграмме FeO—MgO. Таким образом, при интерпретации валовых составов пород на этой диаграмме необходимо учитывать не только конноды оливин—расплав, но также и линию равновесия плаггиоклаз—расплав, представляющую исходную котектику (см. стрелку на рис. 6а). В этом случае множество составов пород апофиза DV10 группируются не вдоль линий оливин—расплав,

а располагаются внутри треугольной плоскости, связывающей составы оливина, плаггиоклаза и интеркумулусного расплава. Это справедливо для большинства образцов апофиза DV10, за исключением наиболее минерализованных пород и трех образцов с минимальным содержанием FeO при тех же содержаниях MgO (см. рис. 6а).

Три этих наиболее магнезиальных образца представляют разрез апофиза выше рудоносного горизонта. Это позволяет предполагать, что основная часть этого тела несет признаки локальной неоднородности, присутствия протокумулатов более высокой магнезиальности по сравнению с большинством слагающих пород. С учетом малого количества подобных образцов это незначительно сказывается на оценке среднего состава апофиза и положении этой фигуративной точки на диаграмме FeO—MgO, т.е. внутри фазового треугольника *Ol—Pl—расплав*.

На рис. 7 показаны породы апофиза в координатах Al₂O₃—SiO₂—MgO, лежащие на конноде

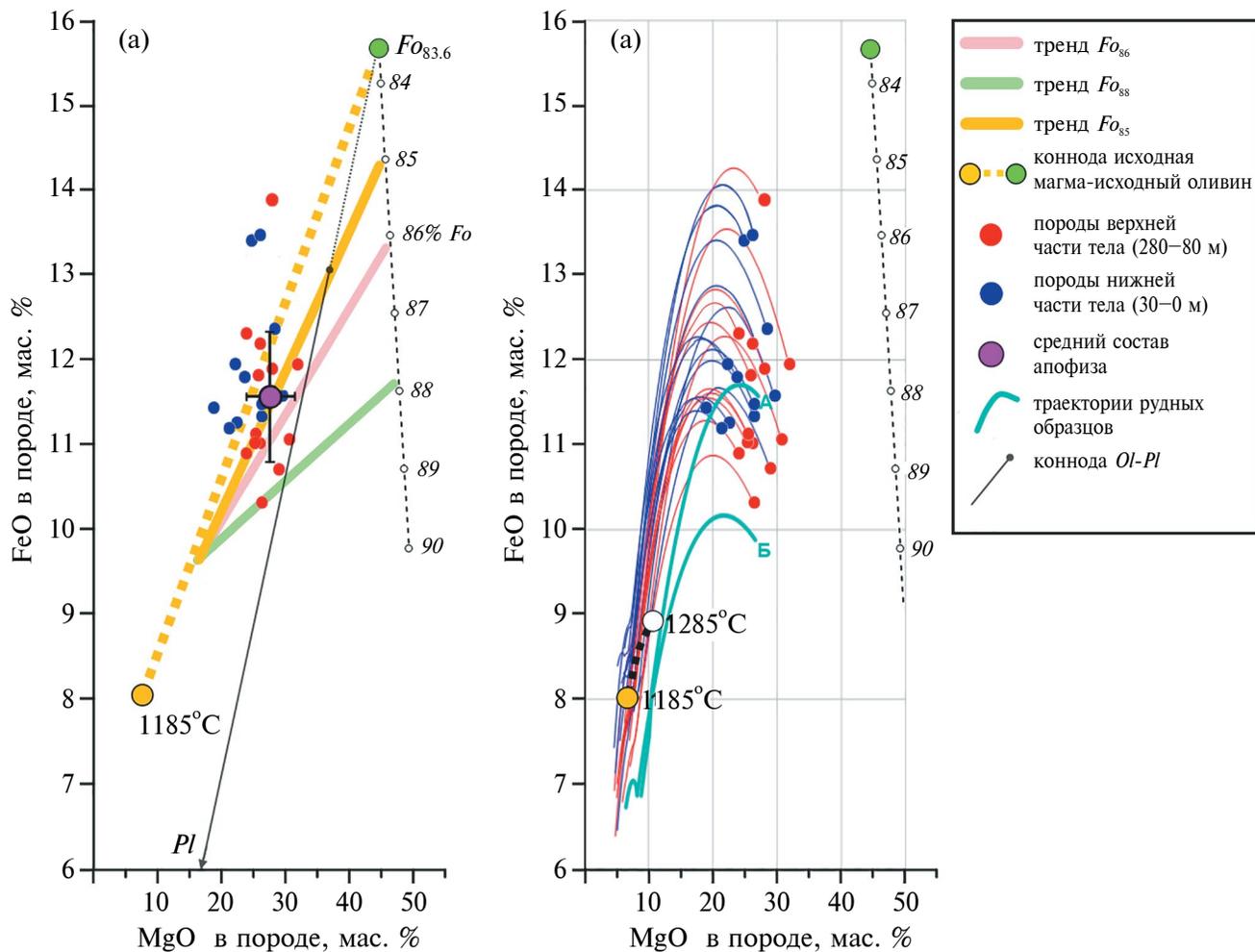


Рис. 6. Линии оливинового контроля для пород Довыренского интрузивного комплекса и расчетные траектории равновесной кристаллизации пород апофизита DV10.

На обоих графиках красными точками показаны породы верхней части апофизита DV10 (от 280 до 80 м), синими точками – породы нижней части (от 30 до 0 м). Пробы глобулярно-сидеронитовых (обр. DV628-2) и сидеронитовых руд (обр. DV625-М, DV625-И и DV107-1) не показаны по причине избытка сульфидного железа и при оценке среднего состава апофизита не учитывались.

(а) Четыре реконструкции конноид исходного равновесия оливин–расплав, которые отвечают: зеленая и розовая линии – двум типам примитивных родительских магм Йоко-Довыренского массива с исходными температурами $\sim 1285^\circ\text{C}$ (равновесие с оливином Fo_{88}) и $\sim 1240^\circ\text{C}$ (Fo_{86} , см. Ariskin et al., 2018a), желтая линия – породы силла Верблюд, которые указывают на более фракционированный характер магмы, в равновесии с оливином $\sim Fo_{85}$ (Арискин и др., 2013, 2015). Желтый пунктир представляет равновесие оливин–расплав в исходной магме апофизита DV10 по результатам геохимической термометрии. Фиолетовым кружком со стандартными отклонениями показан средний состав апофизита DV10 за исключением сильно минерализованных пород. Стрелкой показана коннода, соединяющая составы плагиоклаза (0% FeO и MgO) и оливина ($Fo_{83.6}$); ее начало (после пунктира) отмечено кружком, который отвечает соотношению кристаллов *Ol* и *Pl* в исходной магме при $\sim 1185^\circ\text{C}$ (см. табл. 2).

(б) Модельные траектории эволюции состава расплавов пород апофизита DV10 по результатам моделирования равновесной кристаллизации при помощи программы КОМАГМАТ-5.3 (Арискин и др., 2023). Жирными кривыми А и Б показаны модельные линии эволюции расплава для рудных образцов.

исходная магма–исходный оливин (см. подпись к рис. 6). По сути, этот график дублирует рис. 2 (справа), но теперь мы можем придать ему генетическое значение, дополнив его результатами геохимической термометрии. Как видно, породы апофизита слегка отклоняются от конноды, которая

отвечает чистой оливиновой котектике. Это вполне согласуется с содержаниями в 2.3% плагиоклаза и 0.24% клинопироксена в исходной магме (табл. 2).

Сульфидное насыщение исходных расплавов. В работах (Арискин и др., 2017; Ariskin et al., 2018с) установлена недосыщенность наиболее

примитивных родительских магм сульфидной серой при температурах 1290–1240°C. Термодинамические расчеты для соответствующих кумулатов показали, что сульфидно-силикатная несмешиваемость впервые наступает на посткумуляционной стадии в продолжающихся кристаллизующихся системах, когда магнезиальность остаточных расплавов отвечает равновесию с оливином Fo_{86} и ниже. Это объясняет появление убогой минерализации плагиодунитов в разрезе Йоко-Довыренского массива – на стратиграфическом уровне 180–250 м от нижнего контакта (участок Большой–Центральный), см. (Ariskin et al., 2016). Несмотря на рассеянный характер этой минерализации, результаты моделирования кристаллизации плагиодунитов демонстрируют некоторую пересыщенность сульфидной серой, подобно данным для образцов DV907-1 и DV913-3 на рис. 3. Это однозначно указывает на частичную аккумуляцию сульфидов, вероятно, как результат ограниченной поровой миграции первых порций несмешиваемых сульфидных жидкостей из вышележащих горизонтов.

В случае более фракционированных и относительно низкотемпературных магм, представляющих магматические расплавы в равновесии с оливином Fo_{84-85} , выделение, сегрегация и пространственное перераспределение несмешиваемых сульфидов могло проявиться уже на ранних стадиях формирования последовательности кумулатов (Ariskin et al., 2018c). Это подтверждают результаты изучения и моделирования кристаллизации пород апофиза DV10, где накопление сульфидов происходило в низах субкамеры в умеренно магнезиальном расплаве (53.6 мас. % SiO_2 , 7.4 мас. % MgO), равновесном с оливином $\sim Fo_{83}$ (табл. 2).

Сравнение с ранее полученными данными. При проецировании состава пород апофиза DV10 на график с линиями оливинового контроля (рис. 6а) не удалось однозначно реконструировать состав исходного неперееуровновешенного оливина (см. раздел “Составы довыренских магм”). Результаты термодинамического моделирования позволяют предложить генетическую интерпретацию выявленной закономерности. На рис. 6б показаны модельные траектории эволюции расплава для всех изученных пород. Хорошо видно, что за исключением двух рудных образцов (жирные траектории А и Б) равновесная кристаллизация действительно приводит эти расплавы в компактную область составов, отвечающую параметрам исходной магмы при температуре 1185°C (табл. 2). По конфигурации линий данный график напоминает диаграмму на рис. 4 взаимосвязи FeO в расплаве–температура, при этом появляется возможность сравнить точку исходной магмы апофиза DV10 при 1185°C с другим составом родительской магмы, установленной для плагиоперидотитов в базальной части Йоко-Довыренского массива (Арискин и др., 2017).

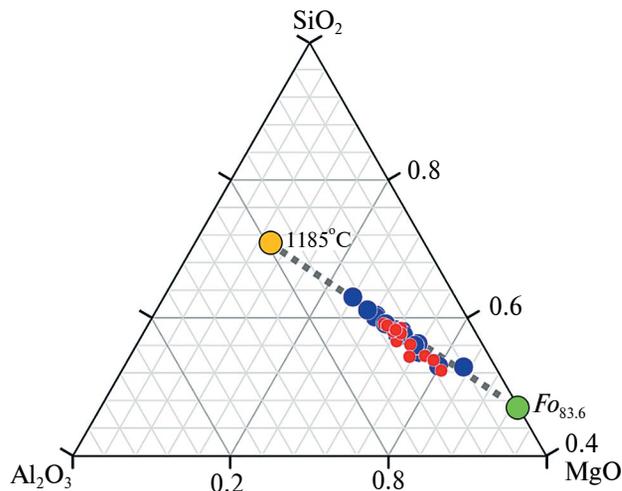


Рис. 7. Генетическая интерпретация пород апофиза DV10 на диаграмме $Al_2O_3-SiO_2-MgO$. Фигуративные точки составов лежат внутри конодного треугольника оливина ($Fo_{83.6}$)–плагиоклаза ($An_{79.7}$)–исходный расплав, но тяготеют к линии оливинового контроля как результат накопления кумулюсного оливина. Красными точками показаны породы верхней части апофиза DV10 (от 280 до 80 м), синими – породы нижней части (от 30 до 0 м). Пунктирная коннода соединяет исходный расплав при 1185°C (желтый кружок) с составом исходного оливина $Fo_{83.6}$ (зеленый кружок).

Белый кружок со значением температуры 1285°C на рис. 6б отвечает самому магнезиальному исходному расплаву первого типа (равновесному с оливином Fo_{88}), см. (Ariskin et al., 2018c). Как видно, эти расплавы формируют единую линию эволюции/фракционирования наиболее примитивной магмы, которая, очевидно, являлась исходной или родительской для множества дифференцированных пород Довыренского интрузивного комплекса. Это можно рассматривать как дополнительный аргумент в пользу того, что апофиз DV10 является именно таковым от основной камеры Йоко-Довыренского массива, а не самостоятельной инъекцией в форме изолированного силла (Пшеницын и др., 2022).

Значительные отклонения модельных линий эволюции расплавов для пород с высоким содержанием серы (обр. DV628-2 – капельно-сидеронитовая руда, DV107-1 – сидеронитовая руда) обусловлены неустойчивостью вычислений и трудностью сохранения баланса масс при высоких содержаниях сульфидов, поскольку в программе КОМАГМАТ-5 сульфидное железо представлено виртуальным оксидом, который входит в состав термодинамического компонента FeO. По этой причине при расчетах эволюции рудоносных пород в режиме равновесной кристаллизации программа КОМАГМАТ-5.3

Таблица 3. Фазовый состав и реологические свойства протокумулясных систем для довыренских силлов и апофизов

Параметры	Исходный расплав ($n = 24$)	Нижний пикродолерит апофиза (обр. DV627-1-2)	Верхний пикродолерит апофиза (обр. DV921-2)	Габбронорит из нижнего контакта силла Верблюд (обр. DV35-2)
ϕ^* (%)	56.1	33.2	55.9	38.6
OI	52.1	32.2	49.05	36.6
PI	2.3	0.06	3.5	1.8
$Срх$	0.24	–	1.8	0.05
Вязкость расплава ($\log \eta$, Па·с)	2.21	2.23	2.29	2.16
Вязкость гетерогенной смеси ($\log \eta$, Па·с)	4.71	3.09	4.98	3.24
Плотность расплава (кг/м^3)	2625	2609	2611	2631
Плотность гетерогенной смеси (кг/м^3)	2929	2801	2929	2843

*Доля кристаллической фазы.

фактически сбрасывает весь сульфид в начале вычислений вплоть до температуры появления на ликвидусе первого порообразующего минерала, обычно оливина. Соответственно, дальнейшая эволюция модельной системы буферизируется массой выделившегося сульфида, а его количество практически не меняется по мере кристаллизации силикатной части породы. Оставшаяся часть железа в виде FeO и Fe_2O_3 эволюционирует в расплаве по законам кристаллизации силикатных фаз.

Реологические свойства и проблема текучести протокумулясных систем. Сравнение средневзвешенного состава апофиза DV10 (табл. 2) и эндоконтактных пикродолеритов (обр. DV627-1-2 и DV921-2) показывает, что различия валового состава этих систем не связаны с отличием в составе исходных расплавов, а определяются вариациями фазового состава магматических суспензий и внедренной кристаллической каши, прежде всего количеством вкрапленников оливина $\sim Fo_{83.6}$ и комплементарного расплава. При этом термин “исходная магма”, скорее, применим к породам нижнего эндоконтакта ($\sim 33\%$ вкрапленников оливина), но никак не отвечает пикродолериту из верхнего контакта и средневзвешенному составу тела, где количество кристаллической фазы составляет около 56% (табл. 2, табл. 3). Эти соотношения ставят вопросы о причинах и механизмах аккумуляции оливина в апофизе DV10, которые связаны с текучестью сильно закристаллизованных суспензий и необходимостью оценки их реологических свойств, включая плотность и эффективную вязкость.

В табл. 3 приведено общее количество минералов кумулуза (ϕ) и их пропорции в среднем по разрезу апофиза DV10, его закалочных фаций и (для сравнения) протокумулясных характеристик оливинового габбронорита (обр. DV35-2) из нижнего

контакта силла Верблюд, см. рис. 2 в (Пшеницын и др., 2020). На основании этих параметров даны оценки вязкости исходного расплава (в приближении ньютоновской жидкости), эффективной вязкости протокумулясных систем (при температуре 1185°C), а также их плотности. Расчеты реологических свойств проводились с помощью программы Conflow (вер. 1.0.5), которая разработана для решения задач, в основном касающихся флюидной динамики при эруптивных извержениях и транспорта магм в субвулканических подводящих каналах (Mastin, 2002).

Для расплавов, содержащих менее 70 мас. % SiO_2 , программа Conflow вычисляет вязкость, используя известное соотношение (Shaw, 1972) в форме простого уравнения Аррениуса, в котором логарифм вязкости обратно пропорционален абсолютной температуре. Плотности расплавов в программе Conflow рассчитываются с использованием методов (Ghiorso, Sack 1995) и (Haag et al., 1984). При этом плотность магм представляет средневзвешенную оценку на основе плотностей газа, расплава и кристаллов (пропорционально объемной доле в смеси). Для учета влияния количества кристаллов на эффективную вязкость магмы, в Conflow использует калибровку (Marsh, 1981) применительно к уравнению Эйнштейна, в которой вязкость гетерогенной системы увеличивается экспоненциально по мере того, как объемная доля кристаллов в расплаве приближается к 60% (соответственно плотнейшей упаковке из сферических зерен):

$$\eta_{\text{магма}} = \eta_{\text{расплав}} (1 - \phi / \phi_0)^{-5/2}, \quad (1)$$

где $\eta_{\text{магма}}$ – вязкость магмы, $\eta_{\text{расплав}}$ – вязкость магматического расплава, ϕ – объемная доля кристаллической фазы, $\phi_0 = 0.6$ – максимальная доля кристаллов. Именно таким образом, задавая состав

расплава и количество минералов в протокумулусной смеси из табл. 2 при 1185°C и 1 МПа, и в безводных условиях (см. выше условия моделирования при помощи программы КОМАГМАТ-5.3), были получены значения реологических характеристик в табл. 3.

Эти данные показывают, что вязкость расплава в изученных системах варьирует в узких пределах, незначительно понижаясь для расплава ортокумулата, обр. DV35-2. При этом плотность исходных гетерогенных систем (расплав + $Ol \pm Pl \pm Cpx$) зависит от количества оливина ($\rho \sim 3189 \text{ кг/м}^3$), возрастая всего на 7–12 отн. %. Контраст между вязкостью магматического расплава и эффективной вязкостью протокумулусных каш гораздо выше. В случае усредненных характеристик апофиза DV10 имеем $\log \eta = 2.21$ и $4.71 \text{ Па} \cdot \text{с}$ соответственно. Это эквивалентно возрастанию вязкости системы более чем на два порядка. Здесь надо учитывать, что расчетное количество кристаллов 56.1% близко к верхнему пределу применимости уравнения Эйнштейна (Marsh, 1981). В случае пикродолерита из нижнего контакта апофиза DV10 имеем возрастание вязкости примерно на порядок (от 2.23 для расплава до 3.09 $\text{Па} \cdot \text{с}$ для смеси), но и доля кристаллов оливина здесь ниже почти вдвое (табл. 3).

Открытым остается вопрос о возможности формирования апофиза DV10 в результате внедрения исходной магмы с характеристиками суспензии, содержащей около 56% кристаллической фазы. Определенный ответ сложно получить при отсутствии данных об условиях, которые могли контролировать такое внедрение, включая стрессовое давление, тектонический режим, свойства вмещающих толщ и продолжительность интродуирования. Тем не менее оценка средней вязкости исходной протокумулусной каши ($\log \eta = 4.71 \text{ Па} \cdot \text{с}$) представляется максимально допустимой и накладывает дополнительные ограничения на возможность интрузии подобных суспензий. Ведь эта оценка получена на основании данных по всему вертикальному разрезу апофиза DV10, которые указывают на стабильно высокое содержание оливина (рис. 5, слева). При этом заслуживает внимания, что данный разрез построен поперек раздува или мульды апофиза DV10 (см. рис. 16), которая явилась своего рода карманом или ловушкой для аккумуляции сульфидов, сегрегированных по периферии этой магматической субкамеры (Пшеницын и др., 2022). Такая морфология (не исключено, блюдцеобразной формы) могла привести к тому, что при достаточно долгом времени остывания магматического тела в его срединной части скопились не только сульфиды, но также значительное количество оливина, поступившего с суспензиями, перемещавшимися вдоль наклонных стенок субкамеры. Вероятно, это и привело к образованию и последующей кристаллизации аномально богатых оливином кумулатов.

Подобные соображения уже высказывались применительно к базальным частям довыренской камеры, вскрытая мощность которой сужается к периферии и расширяется по направлению к центру, где широко представлены плагиоклазсодержащие дуниты (Ariskin et al., 2018c). Допуская такой механизм перераспределения продуктов кристаллизации магмы, следует ожидать, что комплементарные участки субкамеры по латерали должны характеризоваться меньшим количеством кумулусного оливина, что согласуется с содержанием чуть выше 30% для пикродолерита из нижнего эндоконтакта (табл. 3). Мы принимаем эту оценку как наиболее вероятную с точки зрения фазового состава исходной магмы апофиза DV10. Таким образом, эффективная вязкость этой родительской магмы составляла порядка $10^3 \text{ Па} \cdot \text{с}$ (табл. 3).

ВЫВОДЫ

Результаты моделирования равновесной кристаллизации расплавов для 24 пород апофиза DV10 показывают, что порядок выделения минеральных фаз кристаллизующейся магмы отвечает последовательной смене минералов кумулуса: оливин + алюмохромистая шпинель → плагиоклаз → высоко-Са пироксен → ортопироксен. При этом силикатно-сульфидная несмесимость в протокумулусных системах проявляется вблизи появления на ликвидусе плагиоклаза. Большинство минерализованных пород апофиза демонстрируют траектории первого типа — это предполагает насыщение исходной магмы сульфидной серой. Данный вывод подкреплен прямыми наблюдениями субмиллиметровых и более крупных сульфидных глобул в эндоконтакте апофиза.

Результаты геохимической термометрии модельных траекторий кристаллизации демонстрируют схождение линий эволюции состава расплавов в компактный диапазон при температуре около 1185°C. Оценка среднего состава магматического расплава при этой температуре отвечает умеренно магнизальному андезибазальту (53.6 мас. % SiO_2 , 7.4 мас. % MgO) и богатой оливином суспензии, содержащей 52.1 мас. % кумулусного оливина ($Fo_{83.6}$), 2.3 мас. % плагиоклаза ($An_{79.7}$), 0.24 мас. % клинопироксена ($Mg\# 88.8$), 1 мас. % алюмохромита ($Cr\# 0.62$). Растворимость сульфидной серы при этих параметрах (SCSS) составляла 0.083 мас. %, такая магма была насыщена сульфидной серой.

Исходная гетерогенная система (расплав + кристаллы) имела вязкость около 4.7 лог. ед. ($\text{Па} \cdot \text{с}$) при интегральной плотности $\sim 2.9 \text{ г/см}^3$. Такие параметры не противоречат возможности миграции и интродуирования протокумулусной каши из главной довыренской камеры. Однако наиболее вероятным представляется локализованное накопление оливина в мульдообразной части субкамеры

апофиза DV10, которое предшествовало или происходило параллельно накоплению сегрегированных сульфидов.

В качестве аппроксимации фазового состава исходной магмы апофиза DV10 принимаются результаты для пикродолерита из нижнего контакта, указывающие на количество вкрапленников оливина около 32 мас. %. Наименее магнезиальный состав и температура транспортирующего расплава для этой магмы (1185°C) позволяют рассматривать ее как наиболее фракционированный материал из серии довыренских магм, в максимальной степени насыщенный сульфидами.

Источники финансирования. Статья подготовлена в рамках госзадания ГЕОХИ РАН по теме FMUS-2019-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Фиорентини М.Л. и др.* Петрология, геохимия и происхождение сульфидоносных и ЭПГ-минерализованных троктолитов из зоны Конникова в Йоко-Довыренском расщелинном интрузиве // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 5–6. С. 748–773.
- Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 365 с.
- Арискин А.А., Бычков К.А., Николаев Г.С.* Моделирование микроэлементного состава сульфидной жидкости в кристаллизующейся базальтовой магме: развитие концепции R-фактора // Геохимия. 2017. Т. 55. № 5. С. 453–462.
- Арискин А.А., Бычков К.А., Николаев Г.С., Бармина Г.С.* Обновленный КОМАГМАТ-5: моделирование эффектов выделения сульфидов при кристаллизации алюмохромистой шпинели // Петрология. 2023. Т. 31. № 5. С. 552–569.
- Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. и др.* Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия. 2009. Т. 47. № 5. С. 451–480.
- Арискин А.А., Николаев Г.С., Данюшевский Л.В. и др.* Геохимические свидетельства фракционирования платиноидов иридиевой группы на ранних стадиях дифференциации довыренских магм // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 573–588.
- Арискин А.А., Пшеницын И.В., Дубинина Е.О. и др.* Изотопный состав серы в плагиоперидотитах рудоносного апофиза Йоко-Довыренского интрузива в Северном Прибайкалье // Петрология. 2021. Т. 29. № 6. С. 569–587.
- Бармина Г.С., Арискин А.А.* Оценка химических и фазовых характеристик исходной магмы троктолитового интрузива Киглапейт (Лабрадор, Канада) // Геохимия. 2002. Т. 2. № 10. С. 1071–1083.
- Кислов Е.В.* Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. Бурятского НЦ, 1998. 265 с.
- Кривоулицкая Н.А., Арискин А.А., Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М.* Геохимическая термометрия пород Талнахского интрузива: оценка состава расплава и степени раскристаллизованности исходной магмы // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 451–479.
- Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.
- Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Канакин С.В. и др.* Габбро-перидотитовые силлы верхнерифейского Довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 589–605.
- Пшеницын И.В., Арискин А.А., Николаев Г.С. и др.* Морфология, минералогия и состав сульфидных капель в пикродолеритах из придонных апофиз Йоко-Довыренского расслоенного интрузива // Петрология. 2020. Т. 28. № 3. С. 280–297.
- Пшеницын И.В., Арискин А.А., Николаев Г.С. и др.* Геохимия и петрология протосульфидных расплавов в рудоносном апофизе Йоко-Довыренского интрузива // Геохимия. 2022. Т. 67. № 3. С. 205–226.
- Радько В.А.* Модель динамической дифференциации интрузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19–27.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.* Магматические образования Норильского района. Новосибирск: Нонпарель. Т. 1 (Петрология траппов, 2-е изд.). 2001. 407 с.
- Спиридонов Э.М.* Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1356–1378.
- Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др.* Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения // Геохимия. 1987. № 11. С. 1546–1562.
- Ariskin A.A.* Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt // J. Volcanol. Geoth. Res. 1999. V. 90. № 1–2. P. 115–162.
- Ariskin A.A., Barmina G.S., Koptev-Dvornikov E.V. et al.* Intrusive COMAGMAT: From Simple Magma Differentiation Models to Complex Algorithms Simulating the Structure of Layered Intrusions // Adv. in G., A. C., and Planet. Sci. 2023. V. 276. P. 101–119.
- Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S.* The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe-Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates // J. Petrol. 2018a. V. 59. № 2. P. 283–298.
- Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Nikolaev G.S. et al.* The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma

- chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // *Lithos*. 2018b. V. 302–303. P. 242–262.
- Ariskin A.A., Nikolaev G.S., Danyushevsky L.V. et al.* Genetic interpretation of the distribution of PGE and chalcogens in sulfide-mineralized rocks from the Yoko-Dovyren layered intrusion // *Geochem. Int.* 2018c. V. 56. № 13. P. 1322–1340.
- Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V. et al.* Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunites based on quantitative sulfide mineralogy // *Mineralium Deposita*. 2016. V. 51. P. 993–1011.
- Barnes S.J., Le Vaillant M., Godel B., Leshner C.M.* Droplets and bubbles: solidification of sulphide-rich vapour-saturated orthocumulates in the Norilsk–Talnakh Ni-Cu-PGE ore-bearing intrusions // *J. Petrol.* 2019. V. 60. P. 1–31.
- Barnes S.J., Mungall J.E., Le Vaillant M. et al.* Sulfide-silicate textures in magmatic Ni-Cu-PGE sulfide ore deposits: Disseminated and net-textured ores // *Amer. Mineral.* 2017. V. 102. P. 473–506.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Y.* Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosyst. Geochem. Soc.* 2011. V. 12. № 7. P. 1–32.
- Ghiorso M.S., Sack R.O.* Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 119. № 2–3. P. 197–212.
- Gongalsky B.I., Krivolutskaya N.A., Ariskin A.A., Nikolaev G.S.* The Chineysky gabbro-norite-anorthosite layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): its structure, Fe-Ti-V and Cu-PGE deposits, and parental magma composition // *Mineralium Deposita*. 2016. V. 51. № 8. P. 1013–1034.
- Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L.* Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems // *J. Petrol.* 2012. V. 53. № 5. P. 875–890.
- Haar L., Gallagher J.S., Kell G.S.* NBS/NRC Steam Tables Thermodynamic and Transport Properties and Computer Programs for Vapor and Liquid States of Water in SI Units // Washington, [D.C.]: Hemisphere Pub. Corp. 1984. V. 57. № 9. P. 317–320.
- Kostitsyn Y.A., Krivolutskaya N.A., Somsikova A.V. et al.* Geochemical Features of Potentially Ore-Bearing Mafic Intrusions at the Eastern Norilsk Region and Their Relationships with Lavas (NW Siberian Traps Province) // *Minerals*. 2023. V. 13. № 2. P. 213.
- Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V.* Siberian traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk area. 2016. Springer, 364 p.
- Maier W.D.* Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria // *J. African Earth Sci.* 2005 V. 41. P. 165–191.
- Marsh B.D.* On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 78. P. 85–98.
- Mastin L.G.* Insights into volcanic conduit flow from an open-source numerical model // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V. 3. № 7. P. 1–18.
- Naldrett A.J.* Fundamentals of magmatic sulfide deposits // *Magmatic Ni-Cu and PGE deposits: geology, geochemistry and genesis: reviews in economic geology*. 2011. V. 17. P. 1–50.
- Naldrett A.J.* Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration. Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag, 2004. 727 p.
- Ripley E.M., Li C.* Sulfide saturation in mafic magmas: is external sulfur required for magmatic Ni-Cu-(PGE) ore genesis // *Econom. Geol.* 2013. V. 108. P. 45–58.
- Shaw H.R.* Viscosities of magmatic silicate liquids: An empirical method of prediction // *Amer. J. Sci.* 1972. V. 272. № 9. P. 870–893.
- Wager L.R., Brown G.M.* Layered Igneous Rocks. Edinburgh: Oliver & Boyd, 1968. 588 p.

Geochemical Thermometry of Ore-Bearing Gabbro-norites from the Apophysis of the Yoko-Dovyren Massif: Composition, Amount of Olivine, and Conditions of Sulphide Saturation in the Parental Magma

I. V. Pshenitsyn¹, A. A. Ariskin^{1,2}, S. N. Sobolev¹

¹*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia*

The temperature and compositional parameters of the parental magma of the ore-bearing apophysis DV10 from the Yoko-Dovyren massif are estimated based on the results of thermodynamic modeling the equilibrium crystallization of melts of 24 samples, following the method of geochemical thermometry.

Thermometric calculations were carried out using the COMAGMAT-5.3 program with a step of 0.5 mol. % to a maximum degree of crystallization 75–85% under oxygen fugacity controlled by the QFM buffer. The model order of mineral crystallization corresponds to the sequence: olivine (*Ol*) + Cr-Al spinel (*SpI*) → plagioclase (*Pl*) → high-Ca pyroxene (*Cpx*) → orthopyroxene (*Opx*). Silicate-sulfide immiscibility was modeled to occur mostly before the onset of plagioclase crystallization, being consistent with sulfide saturation of the parental magma. The results of calculations demonstrate the convergence and intersection of the model liquid lines of descent at temperatures of about 1185°C. When applied to the average composition of the DV10 apophysis, this temperature indicates the existence of a suspension of the original crystals (52.1 wt. % cumulus olivine ($Fo_{83.6}$), 2.3 wt. % plagioclase ($An_{79.7}$), 0.24% clinopyroxene (Mg# 88.8), 1 wt. % aluminochromite (Cr# 0.62)) and about 0.2% sulfide liquid in a moderately magnesian melt (53.6 wt. % SiO_2 , 7.4 wt. % MgO). At that the solubility of sulfide sulfur (SCSS) was estimated to be 0.083 wt. %. This heterogeneous system had a viscosity of 4.71 log. units ($Pa \cdot s$) and an integral density of 2929 kg/m^3 . Such rheological properties do not contradict the possibility of the migration and emplacement of the protocumulus mush from the main Dovyren chamber. However, a more probable scenario includes a localized accumulation of olivine in the trough-like part of the DV10 subchamber, which preceded or occurred in parallel to the accumulation of segregated sulfides.

Keywords: Yoko-Dovyren massif, geochemical thermometry, olivine cumulates, apophysis, sulfide-bearing gabbro-norite, geochemical trends, modeling

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
ПИ № ФС77-66708 от 28 июля 2016 г., выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор)

Подписано к печати г. Формат 60 × 88¹/₈ Усл. печ. л. 14.42 Уч.-изд. л. 14
Тираж экз. Зак. Цена свободная

Учредители: Российская академия наук,
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14
Исполнитель по контракту № 4У-ЕП-039-24: ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1.
Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

16+

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал
 Астрономический вестник. Исследования солнечной системы
 Астрономический журнал
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря
 Биоорганическая химия
 Биофизика
 Биохимия
 Ботанический журнал
 Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук
 Вестник древней истории
 Вестник Российской академии наук
 Вестник российской сельскохозяйственной науки
 Водные ресурсы
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии
 Вопросы языкознания
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения. Серия А
 Высокомолекулярные соединения. Серия Б
 Высокомолекулярные соединения. Серия С
 Генетика
 Геология рудных месторождений
 Геомагнетизм и аэрономия
 Геоморфология и палеогеография
 Геотектоника
 Геохимия
 Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия
 Дифференциальные уравнения
 Доклады Российской академии наук. Математика, информатика, процессы управления
 Доклады Российской академии наук. Науки о жизни
 Доклады Российской академии наук. Науки о Земле
 Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки
 Доклады Российской академии наук. Химия, науки о материалах
 Журнал аналитической химии
 Журнал высшей нервной деятельности им. И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики
 Журнал неорганической химии
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии
 Журнал органической химии
 Журнал прикладной химии
 Журнал физической химии
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии
 Журнал экспериментальной и теоретической физики
 Записки Российского минералогического общества
 Зоологический журнал
 Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа
 Известия Российской академии наук. Механика твердого тела
 Известия Российской академии наук. Серия биологическая
 Известия Российской академии наук. Серия географическая
 Известия Российской академии наук. Серия литературы и языка
 Известия Российской академии наук. Серия физическая
 Известия Российской академии наук. Теория и системы управления
 Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана
 Известия Российской академии наук. Энергетика
 Известия Русского географического общества
 Исследование Земли из Космоса
 Кинетика и катализ
 Коллоидный журнал
 Координационная химия
 Космические исследования
 Кристаллография
 Латинская Америка
 Лёд и Снег
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые
 Мембраны и мембранные технологии
 Металлы
 Микология и фитопатология
 Микробиология
 Микроэлектроника
 Молекулярная биология
 Нейрохимия
 Неорганические материалы
 Нефтехимия
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология
 Онтогенез
 Палеонтологический журнал
 Паразитология
 Петрология
 Письма в Астрономический журнал
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
 Почвоведение
 Приборы и техника эксперимента
 Прикладная биохимия и микробиология
 Прикладная математика и механика
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации
 Программирование
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиоз экология
 Радиотехника и электроника
 Радиохимия
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российская история
 Российская сельскохозяйственная наука
 Российский физиологический журнал им. И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Современная Европа
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция
 США и Канада: экономика, политика, культура
 Теоретические основы химической технологии
 Теплофизика высоких температур
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли
 Физика и химия стекла
 Физика металлов и металловедение
 Физика плазмы
 Физикохимия поверхности и защита материалов
 Физиология растений
 Физиология человека
 Химическая физика
 Химия высоких энергий
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология
 Экономика и математические методы
 Электрохимия
 Энтомологическое обозрение
 Этнографическое обозрение
 Ядерная физика