

УДК 552.13:552.16:550.4.02

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СУБДУКЦИОННОГО ОСАДКА С ЛЕРЦОЛИТОМ ПРИ 2.9 ГПА: ЭФФЕКТЫ МЕТАСОМАТОЗА И ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ

А.Л. Перчук^{1, 2, *}, А.А. Сердюк², Н.Г. Зиновьева¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Геологический факультет
Воробьевы Горы, Москва, 119234, Россия

²Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского
ул. Институтская, 4, Черноголовка, Московская обл., 142432, Россия

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

Поступила в редакцию 02.03.2019 г.
Получена после доработки 29.03.2019 г.
Принята к публикации 19.04.2019 г.

Приводятся результаты аналоговых экспериментов на установке цилиндр–поршень при температуре 750–900°C и давлении 2.9 ГПа, моделирующих метасоматическое преобразование фертильной мантии под действием флюидов и расплавов, выделившихся из субдукционного осадка. В качестве исходных веществ использовалась синтетическая смесь, близкая по составу к модельному субдукционному осадку (GLOSS; Plank, Langmuir, 1998), и минеральные фракции природного лерцолита (аналог мантийного клина). Эксперименты демонстрируют, что минералообразование в ампулах контролируется восходящими потоками флюида, а начиная с 850°C – кремнекислого расплава. Миграция флюидов и вещества создает в осадочном слое три горизонтальные зоны с разными парагенезисами, которые могут меняться от опыта к опыту. В общем случае к верхней границе слоя наблюдается увеличение содержания омфациита и граната. В центральной зоне осадочного слоя широко развиты магнезит и омфациит (\pm гранат \pm кианит \pm фенгит \pm расплав), а в нижней – полиморф SiO₂ (\pm кианит \pm фенгит \pm биотит \pm омфациит \pm расплав). В основании лерцолитового слоя во всех опытах исчезает клинопироксен, исходный оливин частично замещается ортопироксеном (\pm магнезит), при 750°C растет количество талька, начиная с 850°C появляется расплав. В остальном объеме лерцолитового слоя метасоматические преобразования затрагивают лишь границы зерен, по которым развивается ортопироксен (\pm расплав \pm карбонат). Описанные метасоматические преобразования связаны преимущественно с пропитывающим потоком жидкостей. Минералообразование в узких пристеночных зонах ампул, вероятно, связано с фокусированным потоком: в осадочном слое растет омфациит, а в лерцолитовом слое – тальк или омфациит с расплавом. Результаты экспериментов показывают, что метасоматоз перидотита, связанный с субдукционным осадком, в отличие от метасоматоза, связанного с метабазитами, не приводит к образованию гранатсодержащих парагенезисов. Кроме того, потоки восходящих жидкостей (флюида, расплава) не выносят значимых количеств углерода из метаосадочного слоя в перидотитовый. Предполагается, что в зонах субдукции для более эффективного переноса углерода из метаосадков в мантию необходимы либо более мощные потоки водного флюида, либо перемещение карбонатсодержащих пород в субдукционных меланжах.

Ключевые слова: субдукция, субдукционный осадок, карбонаты, мантия, лерцолит, метасоматоз, плавление

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903275503-524>

ВВЕДЕНИЕ

Зоны субдукции – области глобально-го рециклинга погружающихся литосферных плит, а также огромных объемов терригенно-

го материала, сносимого с континентальных окраин или островных дуг (Plank, Langmuir, 1998; Kerrik, Connolly, 2001; Schmidt, Poli, 2014). Состав и объем субдукционных осад-

ков сильно меняются от одной зоны субдукции к другой, поэтому для исследований многих процессов в зонах субдукции (дегазация, плавление, метасоматоз, бюджеты элементов) удобно пользоваться составом модельного субдукционного осадка, получившего название GLOSS (Global Subducting Sediment; Plank, Langmuir, 1998). Отличительной особенностью GLOSS по сравнению с породами океанической коры являются повышенные содержания флюидных компонентов (H_2O , CO_2), алюминия, кремния, крупноионных литофильных элементов (LILE), легких редкоземельных элементов (LREE) и др., что делает субдукционные осадки важным источником вещества, переносимого в мантию, участвующего в мантийном метасоматозе и субдукционном вулканизме (Bebout, 2007; Hermann, Spandler, 2008; Schmidt, Poli, 2014; Woodland et al., 2018). Поскольку флюиды, выделяющиеся из субдуцирующих пород, не обеспечивают специфический редкоэлементный состав островодужных вулканитов в виду низкой растворимости соответствующих элементов, предполагается, что более эффективный перенос компонентов в мантию обеспечивают расплавы, образованные при частичном плавлении пород слэба (Hermann, Rubatto, 2009; Spandler et al., 2007). Вследствие этого важно понимать характер метаморфических преобразований и условия частичного плавления субдукционных осадков, обладающих повышенными содержаниями большинства несовместимых элементов (например, LILE, LREE), характерных для островодужных вулканитов.

Согласно современным представлениям, мантийный метасоматоз, связанный с погружающимися плитами, не является единственным механизмом обогащения надсубдукционной мантии компонентами островодужных магм. Все большую популярность обретает гипотеза перемещения корового вещества слэбов в водосодержащих субдукционных меланжах (холодных плюмах), внедряющихся в мантийный клин и подвергающихся частичному плавлению (Gerya et al., 2006; Marschall, Schumacher, 2012).

Субдукционные осадки, наряду с измененными базальтами и перидотитами верхней мантии, являются важнейшим источником углерода в субдуцирующих плитах и потому привлекают внимание исследователей в связи с вопросами рециклинга углерода, алмазообразования, генезиса карбонатитовых

и кимберлитовых магм (Gorman et al., 2006; Dasgupta, Hirschmann, 2010). Многие вопросы, связанные с поведением карбонатов в зонах субдукции остаются нерешенными. К их числу относится глубинность сохранения (отделения) углерода в плитах: оценки количества углерода, покидающего плиту в поддуговой (sub-arc) и преддуговой (fore-arc) зонах, варьируют от ~ 40% (Gorman et al., 2006) до 20–80% (Dasgupta, Hirschmann, 2010).

Экспериментальные исследования и природные наблюдения показывают, что рециклинг углерода в зонах субдукции контролируется не только и не столько термодинамической стабильностью карбонатов, сколько миграцией существенно водного флюида (расплава), способного растворять карбонаты в породах субдуцирующих плит и переотлагать их в породах мантийного клина (Перчук, Корепанова, 2011; Kerrick, Connolly, 2001; Gorman et al., 2006; Poli, 2015; Ague, Nicolescu, 2014). Участие GLOSS в этом процессе изучено при давлениях выше 5.5 ГПа (Grassi, Schmidt, 2011; Bulatov et al., 2014; Woodland et al., 2018), тогда как значительную дегидратацию и декарбонатизацию GLOSS, на основе анализа теоретической фазовой диаграммы (Kerrick, Connolly, 2001) и результатов термомеханического моделирования (Syracuse et al., 2010; модель D80), можно ожидать на поддуговых глубинах при давлении ниже 3 ГПа. Приведенные в этой работе результаты экспериментов раскрывают особенности взаимодействия GLOSS с лерцолитом при соответствующих поддуговых P - T параметрах в теплых и горячих зонах субдукции.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Исходные вещества

В экспериментах использовался модельный субдукционный осадок и фракции минералов из природного лерцолита.

Субдукционный осадок (SS) был получен из порошков оксидов, гидроксидов и солей чистотой не менее 99% (каталог Aldrich, sigmaaldrich.com). Исходные реагенты подбирались таким образом, чтобы, сочетая их в определенной пропорции, получился требуемый состав, соответствующий модельному GLOSS (Plank, Langmuir, 1998). Последовательность действий при изготовле-

нии GLOSS была следующей. Фосфор вводился в систему в виде дигидрофосфата калия KH_2PO_4 . Магний вводился в виде сложного соединения $4\text{MgCO}_3 \times \text{Mg}(\text{OH})_2 \times 5\text{H}_2\text{O}$. Затем оставшееся необходимое количество CO_2 вводилось в систему в виде карбоната калия K_2CO_3 . Недостающий до требуемого количества калий вводился в виде гидроксида калия KOH. Вода вводилась до нужного количества сначала в виде гидроксида натрия NaOH (его количество определялось требуемым содержанием натрия), а затем гидроксида алюминия $\text{Al}(\text{OH})_3$. Остальной алюминий вводился в виде оксида Al_2O_3 . Прочие элементы добавлялись в нужном количестве в виде соответствующих оксидов – SiO_2 , TiO_2 , FeO, MnO, CaO. Состав смеси несколько изменился после ее изготовления вследствие сорбирования атмосферной воды – это видно из сравнения ее анализа (SS, табл. 1) с составом GLOSS (Plank, Langmuir,

1998), приведенным там же. В табл. 1 также приводится состав смеси (SS1), в котором учитывается FeO и общее содержание летучих (потери при прокаливании), а также количество заложенного CO_2 (3.01 мас.%). Отметим, что при пересчете РФА анализа (состав SS, табл. 1) на 89.7 мас.% (без $\text{CO}_2 = 3.01$ мас.% и $\text{H}_2\text{O} = 7.29$ мас.% из GLOSS) содержание оксидов в смеси отклоняется от GLOSS не более, чем на 0.3 мас.%.

Аналог мантийных пород создавался из минералов лерцолита в целях изучения их взаимодействия с жидкостями, выделившимися из осадка. Порошок лерцолита был получен из фракций оливина (56 мас.%), ортопироксена (33 мас.%) и клинопироксена (11 мас.%), отобранных из ксенолита лерцолита в щелочном базальте из штата Виктория в Австралии (образец предоставлен О.Г. Сафоновым). Химический состав порош-

Таблица 1. Валовые химические (РФА) и микронзондовые анализы исходных веществ (мас. %)

Компоненты	GLOSS*	SS**	SS1***	Лерцолит	Лерцолит		
					<i>OI</i>	<i>Opх</i>	<i>Срх</i>
SiO_2	58.57	52.74	53.10	45.2	40.8	54.65	51.82
TiO_2	0.62	0.57	0.57	0.06	0.02	0.04	0.15
Al_2O_3	11.91	10.76	10.83	1.91	0.04	3.78	5.32
Cr_2O_3	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.37	0.02	0.46	1.06
FeO	5.21		5.03		8.61	5.59	2.48
Fe_2O_3		5.55		8.85			
MnO	0.32	0.01	0.01	0.15	0.13	0.14	0.07
MgO	2.48	2.33	2.35	38.1	50.31	33.5	15.84
CaO	5.95	5.32	5.36	2.46	0.05	0.68	20.11
Na_2O	2.43	2.26	2.28	0.37	0.04	0.25	1.47
K_2O	2.04	1.71	1.72	0.08	0.00	н.п.о.	н.п.о.
P_2O_5	0.19	0.19	0.19	<0.01			
CO_2	3.01		3.01				
H_2O	7.29		15.52				
Сумма	100.02	81.44	99.97	97.18	100	99.09	98.32
X_{Mg}					0.91	0.91	0.97

Примечание. $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, для клинопироксена с учетом Fe^{3+} .

* Состав модельного субдукционного осадка, GLOSS (Plank, Langmuir, 1998); приведен для сравнения.

** РФА анализ исходной смеси (SS, субдукционный осадок), ИГЕМ РАН, аналитик А.И. Якушев. П.п.п. = 18.53.

*** Состав исходной смеси (SS1), полученный на основе РФА анализа с пересчетом на FeO и с учетом содержаний CO_2 и H_2O в навеске.

ка лерцолита (табл. 1) находится в пределах диапазона составов орогенных лерцолитов (Bodinier, Godard, 2013), а также ксенолитов ультрамафитов из мантийных клиньев зон субдукции (Arai, Ishimaru, 2008). Этот же порошок использовался нами в других сериях экспериментов (Perchuk et al., 2018). Составы породообразующих минералов лерцолита, используемые в опытах, приводятся в табл. 1.

Методика эксперимента

Порошки исходных веществ помещались в $Ag_{30}Pd_{70}$ ампулы длиной 3–4 мм и внешним диаметром 2 мм в виде «сэндвича». В нижней части ампулы располагался субдукционный осадок, в верхней – лерцолит в объемном соотношении ~ 2 : 1, учитывающем важную роль субдукционного осадка как источника флюидов, расплавов, петрогенных и редких элементов. Такое положение исходных веществ соответствовало природному расположению погружающегося осадка под породами мантийного клина в зонах субдукции. Эксперименты проводились в ампулах без верхних крышек (например, Perchuk et al., 2018). Благодаря этому моделировалось близкое к природным условиям однократное прохождение флюида или расплава через перидотит, в отличие от других работ, где расплав остается долгое время в капсуле, и поэтому возможно как восходящее, так и нисходящее движение расплава (например, Woodland et al., 2018). Для сравнения эффектов, связанных с отсутствием крышки, был проведен один эксперимент

в герметичной ампуле с заваренной крышкой. Каждая ампула помещалась в ячейку высокого давления в область небольшого (~ 10°C/мм) термального градиента, способствующего более эффективной миграции компонентов в потоке флюида (Rapp et al., 1999; Perchuk et al., 2018; Woodland et al., 2018). Согласно нашим расчетам (см. Перчук, Корепанова, 2011), температура в нижней части ампул была ниже номинальной (приводимой далее на рисунках и в таблицах) на ~ 30°C. Строение соляной ячейки приводится в работе (Perchuk et al., 2018). Во внутренней части ячейки ампулы и термопара находились в спрессованном MgO.

Опыты проводились на установке цилиндр–поршень в ИЭМ РАН при температурах 750–900°C и давлении 2.9 ГПа (табл. 2), что соответствует геотермам на границе кора–мантия, полученным с помощью термомеханического моделирования для горячих зон субдукции (Syracuse et al., 2010). Длительность опытов выбиралась в соответствии с предыдущими экспериментами, где источником флюидов (расплавов) служили сухие порошки амфиболита и глаукофанового сланца, и Grt-Cpx геотермометрия новообразованных фаз воспроизводила температуры опытов (например, Перчук и др., 2018; Perchuk et al., 2018). Сведения о калибровке установки по давлению приводятся в работе (Перчук и др., 2013). Фугитивность кислорода в опытах не контролировалась. Согласно (Patiño Douce, Harris, 1998), ячейки с графитовым нагревателем ограничивают fO_2 (лог. ед.) в образце между буфером QFM

Таблица 2. Условия и продукты опытов с субдукционным осадком и лерцолитом при $P = 2.9$ ГПа

№ опыта*	T, °C	Время, ч	Фазовая ассоциация**				
			зона I	зона II	зона III	зона IV	зона V
ss8	900	144	L, <i>Omp</i> , <i>Qz</i> , <i>Carb</i>	<i>Grt</i> , L, <i>Omp</i>	<i>Grt</i> , L, <i>Omp</i>	<i>Opx</i> , <i>Cpx</i> , L	(<i>Opx</i>), (<i>Cpx</i>), (<i>Ol</i>), <i>Carb</i>
ss9	850	168	L, <i>Omp</i> , <i>Qz</i> , <i>Carb</i> , <i>Bt</i>	<i>Grt</i> , L, <i>Omp</i>	<i>Grt</i> , L, <i>Omp</i>	<i>Opx</i> , (<i>Opx</i>), L	(<i>Opx</i>), (<i>Cpx</i>), (<i>Ol</i>), <i>Carb</i>
ss10	800	192	<i>Phn</i> , <i>Qz</i>	<i>Grt</i> , <i>Omp</i> , <i>Carb</i>	<i>Grt</i> , <i>Omp</i> , <i>Carb</i>	<i>Opx</i> , (<i>Opx</i>)	(<i>Opx</i>), (<i>Cpx</i>), (<i>Ol</i>), <i>Carb</i>
ss11	750	216	<i>Phn</i> , <i>Qz</i> , <i>Ky</i>	<i>Omp</i> , <i>Carb</i> , <i>Phn</i> , <i>Ky</i>	<i>Grt</i> , <i>Omp</i> , <i>Carb</i>	<i>Opx</i> , (<i>Opx</i>), <i>Omp</i> , <i>Carb</i> , <i>Tc</i>	(<i>Opx</i>), (<i>Cpx</i>), (<i>Ol</i>), <i>Carb</i>
ss16	750	216	<i>Omp</i> , <i>Phn</i> , <i>Qz</i> , <i>Ky</i>	<i>Omp</i> , <i>Carb</i> , <i>Phn</i> , <i>Ky</i>	<i>Omp</i> , <i>Carb</i>	<i>Opx</i> , (<i>Opx</i>), <i>Cpx</i> , <i>Carb</i> , <i>Tc</i> , <i>Ky</i>	(<i>Opx</i>), (<i>Cpx</i>), (<i>Ol</i>), <i>Carb</i>

Примечание. * Опыт ss16 – в закрытой ампуле, остальные – в открытых.

** Принятые сокращения: L – расплав (стекло); *Carb* – карбонаты; символы минералов: *Omp* – омфациит, *Grt* – гранат, *Qz* – кварц, *Opx* – ортопироксен, *Cpx* – клинопироксен, *Phn* – фенгит, *Bt* – биотит, *Ky* – кианит, *Tc* – тальк, *Ol* – оливин. В скобках – сохранившиеся исходные минералы.

и QFM-2, что соответствует условиям, оцененным для перидотитов супрасубдукционной мантии (Foley, 2011). Длительность опытов варьировалась от 144 до 216 ч; низкотемпературные опыты были более продолжительными, чем высокотемпературные из-за различий в кинетике минерального роста при разных температурах (табл. 2). Температура измерялась с помощью WRe5/20 термомпары на верхнем конце ампулы. Основные параметры опытов приводятся в табл. 2.

Ампулы после опытов помещались в полистироловые шашки и полировались на алмазных кругах и пастах.

Аналитические методы

Электронно-микроскопические исследования и электронно-зондовый микроанализ минералов и стекол проводились в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

Большинство химических анализов были получены с помощью электронно-зондового микроанализатора «Superprobe JXA-8230» с вольфрамовым термоэмиссионным катодом. Структурные взаимоотношения экспериментальных фаз изучались в режиме обратно рассеянных электронов при ускоряющем напряжении 20 кВ. Количественный микроанализ минералов с использованием пяти кристаллдифракционных спектрометров проводился в режиме сфокусированного электронного зонда при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 20 нА. Для анализа стекол, слюд и карбонатов электронный зонд расфокусировали до 5–10 мкм. В качестве стандартов для измерения главных элементов использовались 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. %.

Некоторые анализы были получены на сканирующем электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» с энергодисперсионным спектрометром «Oxford X-Max^N» с использованием тех же стандартов. Изображения в режиме обратно рассеянных электронов были сделаны при ускоряющем напряжении 20 кВ. Локальный количественный энергодисперсионный анализ фаз выполнялся при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электрон-

ного зонда 10 нА. Стекла анализировались по площади, чтобы избежать потери щелочей.

Содержания главных компонентов в порошках исходных пород определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в ИГЕМ РАН на спектрометре PW-2400 производства компании Philips PW-2400.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Продукты опытов

Боковые стенки ампул после экспериментов слегка гофрированы, вследствие усадки порошков (рис. 1). При этом экспериментальный материал в центральной части ампул немного вдавливается, а возле стенок, наоборот, достигает уровня края ампулы, в том числе за счет внедрения расплава в периклаз.

В продуктах опытов наблюдается неоднородное распределение фаз, прежде всего, в слое субдукционного осадка (рис. 1). В лерцолите изменения наблюдаются в основном на его границе с осадком, а также вдоль стенок ампул (рис. 1, табл. 2). Наряду с зональностью, из наиболее общих черт в продуктах опытов можно отметить тенденцию к сокращению мощности слоя субдукционного осадка с повышением температуры (рис. 2).

В слое субдукционного осадка из каждого опыта отчетливо выделяются три основные зоны, парагенезисы которых и размеры зерен зависят от температуры (рис. 2, 3). В основании ампул в нижней зоне (рис. 3, 4, далее зона I) во всех опытах при температуре < 900°C широко распространена фаза SiO₂ (ранее при тех же *P-T* параметрах в продуктах опытов с помощью рамановского спектрометра XPlORA (Horiba Scientific), совмещенного с конфокальным микроскопом, диагностировался кварц), иногда образующая удлиненные кристаллы более 100 мкм, ассоциирующая с кианитом при 750°C и фенгитом. При 850°C в нижней зоне исчезает фенгит, появляются карбонат, расплав (пористое стекло), биотит и омфацил. В следующей зоне (зона II) преобладает омфацил, сосуществующий при температуре ≥ 800°C с гранатом. Таким образом, начиная с 800°C формируется эклогитовый парагенезис, а с 850°C появляются редкие, равномерно распределенные по слою участки расплава. Эклогитовый парагенезис в этой зоне отсутствует лишь в самом низкотемпературном опыте при 750°C; здесь в парагенезисе

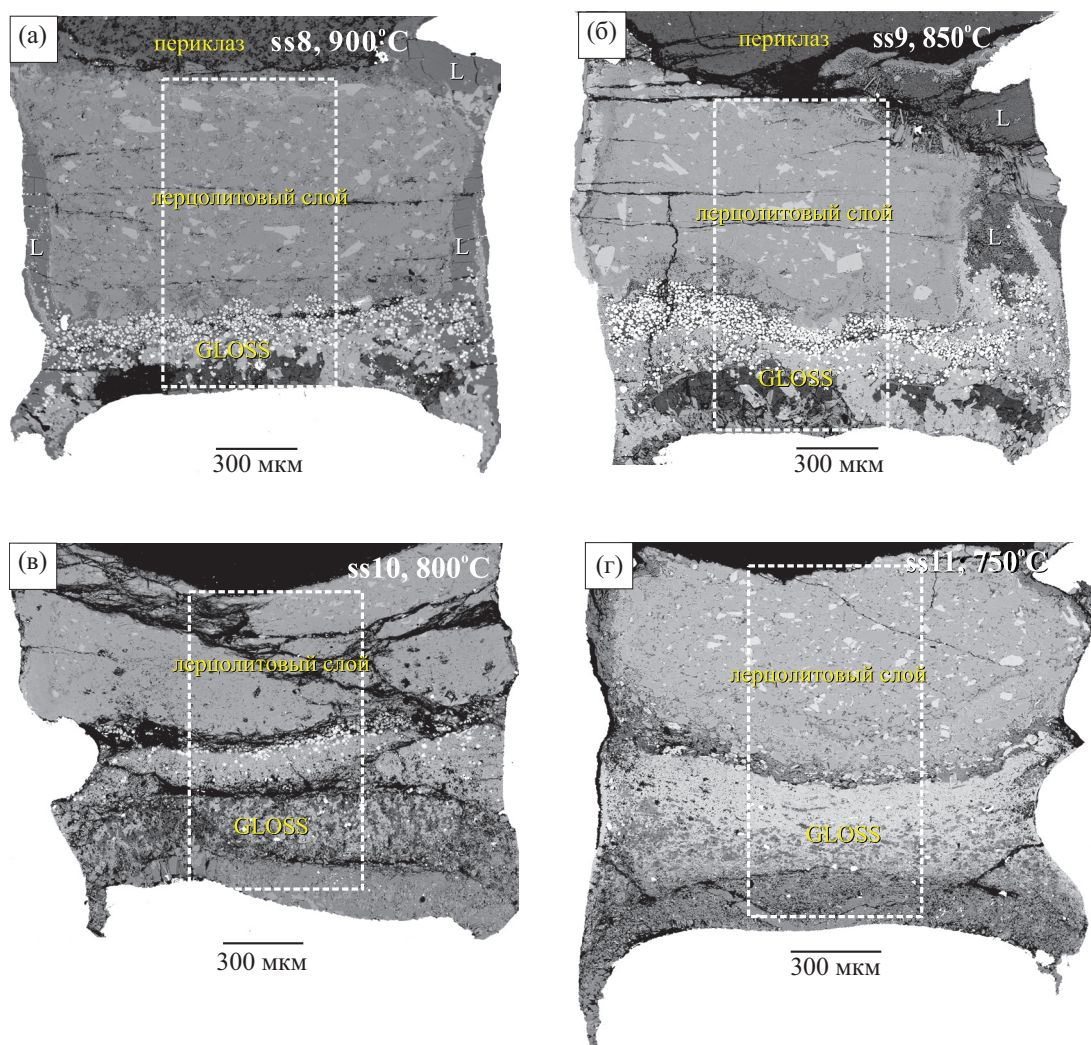


Рис. 1. Ампулы без верхних крышек после опытов при 2.9 ГПа:

(а) – опыт ss8 при 900°C, (б) – ss9 при 850°C, (в) – ss10 при 800°C, (г) – ss11 при 750°C. Изображения в обратно рассеянных электронах. Рамки (пунктиром) – границы областей, представленных на рис. 2. Верхняя граница осадочного слоя на рис. 1а–1в маркируется многочисленными светлыми кристаллами граната. Периклаз находится за пределами ампул. L – расплав. Детали см. в тексте.

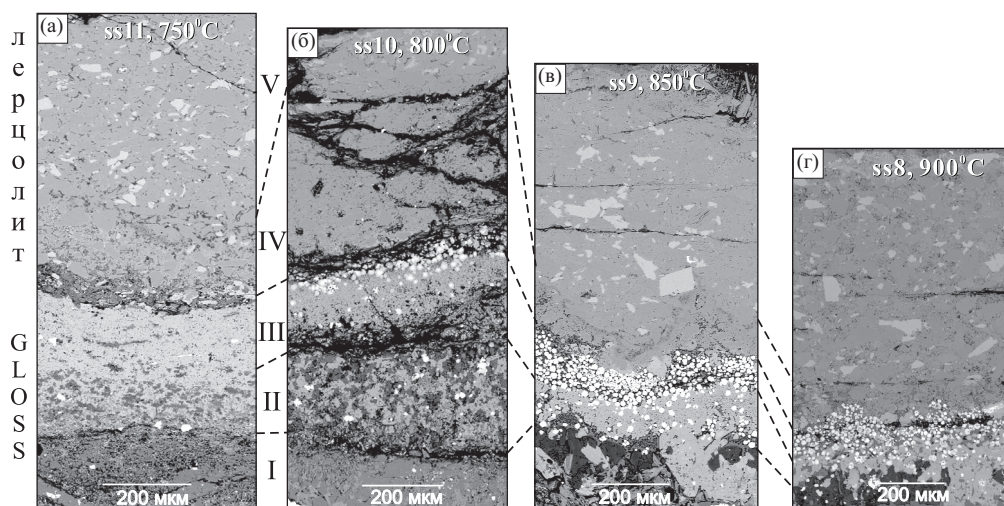


Рис. 2. Корреляция горизонтальной зональности в ампулах из разных опытов при 2.9 ГПа:

(а) – опыт ss11 при 750°C, (б) – ss10 при 800°C, (в) – ss9 при 850°C, (г) – ss8 при 900°C. Изображения в обратно рассеянных электронах.

Положение участков ампул показано на рис. 1. Минеральный состав зон показан в табл. 2 и на рис. 3.

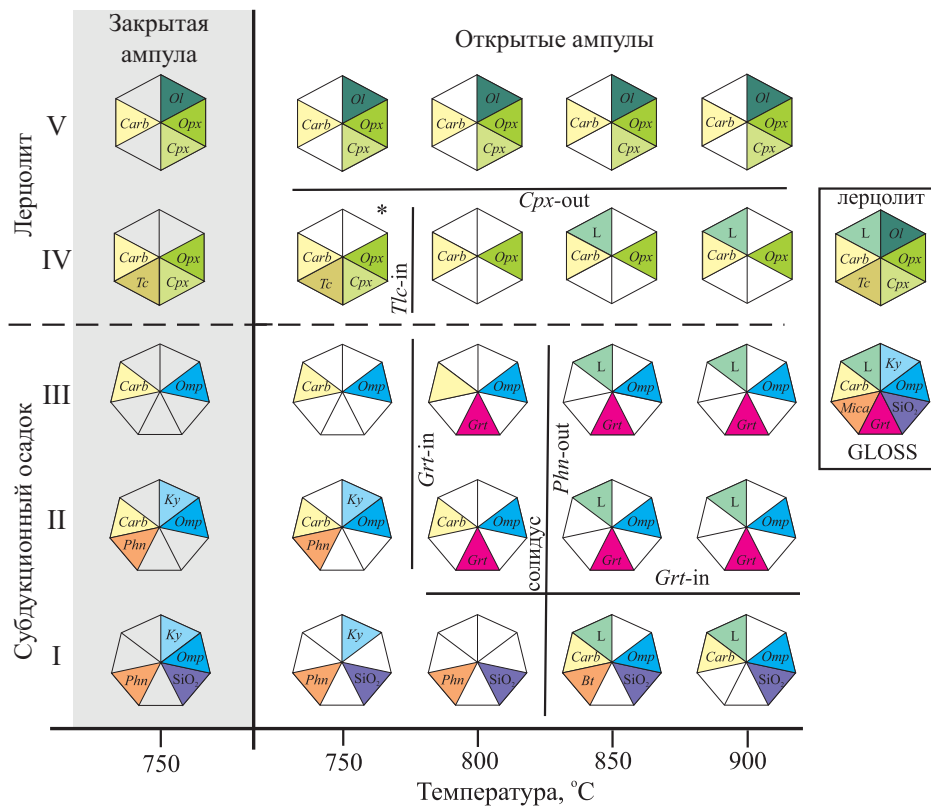


Рис. 3. Фазовые ассоциации в разных зонах в опытах с открытыми ампулами при 750–900°C и с закрытой ампулой при 750°C и 2.9 ГПа.

Все температуры номинальные, соответствующие показаниям терморпары. В закрасенных секторах многогранников показаны минералы в породообразующих количествах. Пунктирная линия – граница между осадочным (субдукционный осадок) и лерцолитовым слоями. Сплошные линии – поля стабильности фаз (in – сторона, где минерал присутствует, out – сторона, где минерал отсутствует) и водный солидус.

Carb – карбонат, Grt – гранат, Ky – кианит, Phn – фенгит, Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Omp – омфацит, Tc – тальк, L – расплав, SiO₂ – фаза SiO₂.

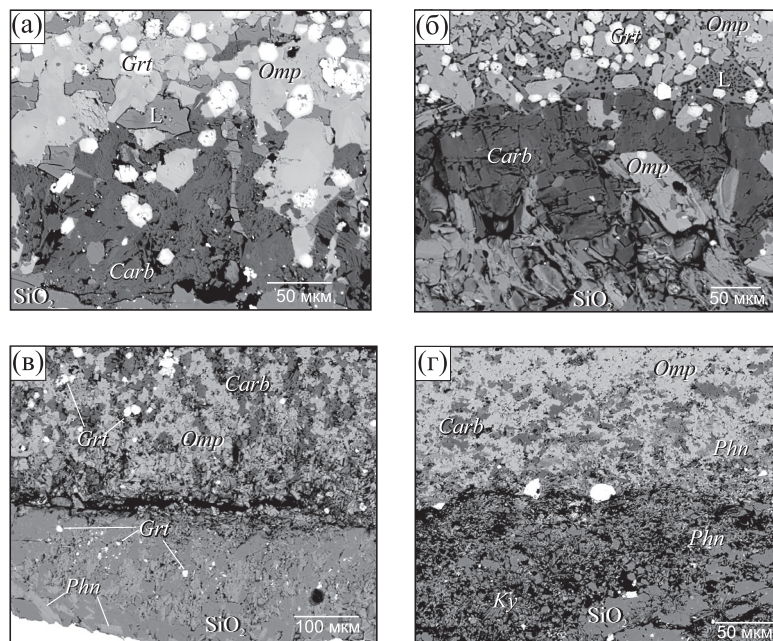


Рис. 4. Минеральные парагенезисы зон I и II из разных опытов при 2.9 ГПа. (а) – опыт ss8 при 900°C, (б) – ss9 при 850°C, (в) – ss10 при 800°C, (г) – ss11 при 750°C. Изображения в обратно рассеянных электронах. Символы минералов те же, что и на рис. 3.

с омфацитом находятся слюда, кианит и карбонат (рис. 4г). Верхняя зона осадка (зона III), прилегающая к лерцолиту, в опыте при 750°C в целом безгранатовая (встречаются лишь его единичные кристаллы), сложена омфацитом и карбонатом (рис. 3, 5). В остальных опытах III зона сложена преимущественно гранатом и омфацитом, а начиная с 850°C в ней появляется расплав. В опыте при 900°C большое количество граната растет непосредственно из расплава, формируя пойкилитовые кристаллы (рис. 5а).

Отметим, что минералы во всех зонах субдукционного осадка имеют идиоморфные или субидиоморфные очертания (рис. 5а, 5б). Размер зерен минералов в целом увеличивается при повышении температуры.

В лерцолитовом слое выделяется две зоны (рис. 2): нижняя (переходная, IV) и верхняя (V). Переходная зона (IV), прилегающая к осадку, сложена преимущественно ортопироксенами — исходным и новообразованным,

ассоциирующими во фронтальной части зоны с мельчайшими (менее 3 мкм) карбонатами червеобразного вида (рис. 5б–5г). Оливин в этой зоне сохраняется редко, исходный клинопироксен — еще реже. Новообразованный ортопироксен в тыловой части зоны IV, развивающийся ближе к осадочному слою, часто встречается в виде зональных призматических кристаллов (рис. 5в, 5г). Их центральные части на изображениях в обратно рассеянных электронах практически не отличаются от исходных ортопироксенов. В самом низкотемпературном опыте (ss11, при 750°C) в основании этой зоны находится тальковый прослой с небольшим количеством омфацита (рис. 5г). Начиная с 850°C в зоне IV наблюдаются апофизы расплава, берущего начало в осадочном слое (рис. 5а, 5б). Размер и доля апофизов заметно увеличивается при повышении температуры.

Верхняя лерцолитовая зона (зона V) состоит преимущественно из исходных минералов (рис. 5а, 5б, 5д, 5е). Лишь по границам зерен

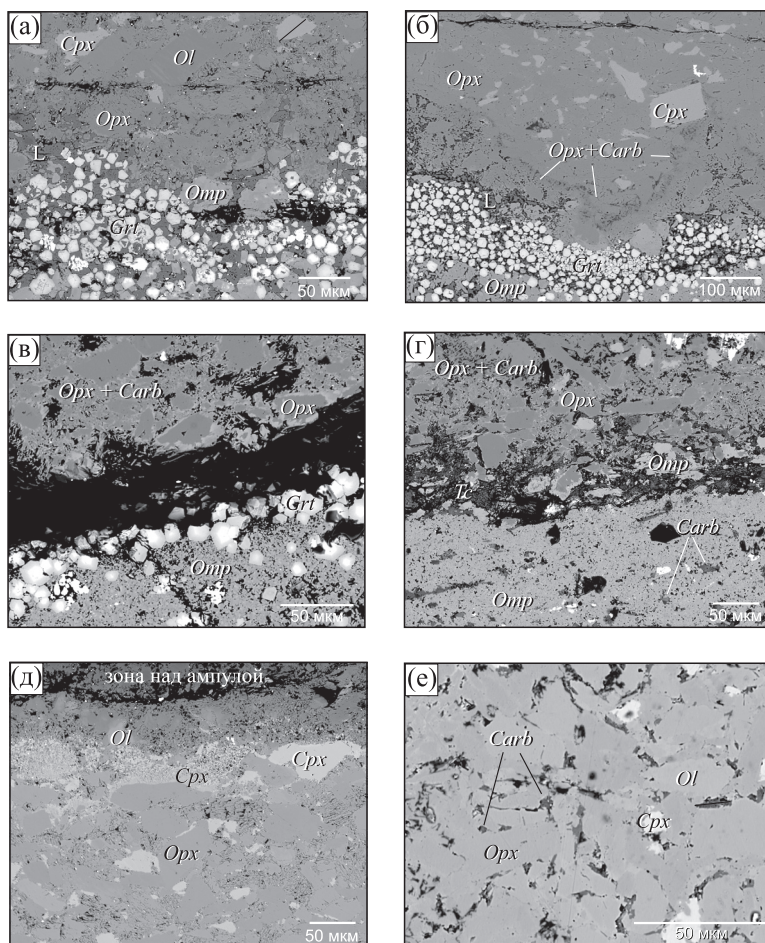


Рис. 5. Минеральные ассоциации из разных зон и опытов при 2.9 ГПа.

(а) — зоны III-V, опыт ss8 при 900°C, (б) — зоны III-V, опыт ss9 при 850°C, (в) — зоны III-IV, опыт ss10 при 800°C, (г) — зоны III-IV, опыт ss11 при 750°C, (д) — зона V, опыт ss8 при 900°C, (е) — зона V, опыт ss11 при 750°C. Изображения в обратно рассеянных электронах. Символы минералов те же, что и на рис. 3. Детали см. в тексте.

наблюдаются тончайшие выделения ортопироксена и карбоната, а при $T \geq 800^\circ\text{C}$ и с пленками расплава. На границе лерцолита с вмещающим периклазом развивается реакционная зона, сложенная преимущественно оливином, над которой в периклазе развиваются мелкие ветвящиеся прожилки, выполненные неизученными новообразованными минералами. Таким образом, налицо вынос компонентов из ампулы. При этом минералообразование, связанное с привнесом компонентов в ампулу, не наблюдается.

Горизонтальная зональность в ампулах, как правило, исчезает возле боковых стенок. В осадочном слое в опытах при 750, 800 и 850°C вдоль стенок ампул развиваются существенно омфацитовые зоны мощностью первые десятки микрон. При 900°C в пристеночных зонах находится расплав с пойкилитовыми кристаллами граната и омфацита. Ширина зон с расплавом доходит на некоторых участках до 150 мкм. В лерцолитовом слое доля пристеночного расплава с ростом температуры увеличивается, а доля граната сокращается; омфациит при этом часто образует вытянутые в цепочки агрегаты мелких зерен (рис. 6а, 6б). При 850°C в расплаве появляются листочки биотита (рис. 6б). На границе между пристеночным расплавом и лерцолитом развиваются реакционные зоны (рис. 6в), выполненные ортопироксеном, омфациитом и фенгитом. При взаимодействии расплава с периклазом за пределами ампулы образуется сначала ортопироксеновая, а затем оливиновая зоны (рис. 1б).

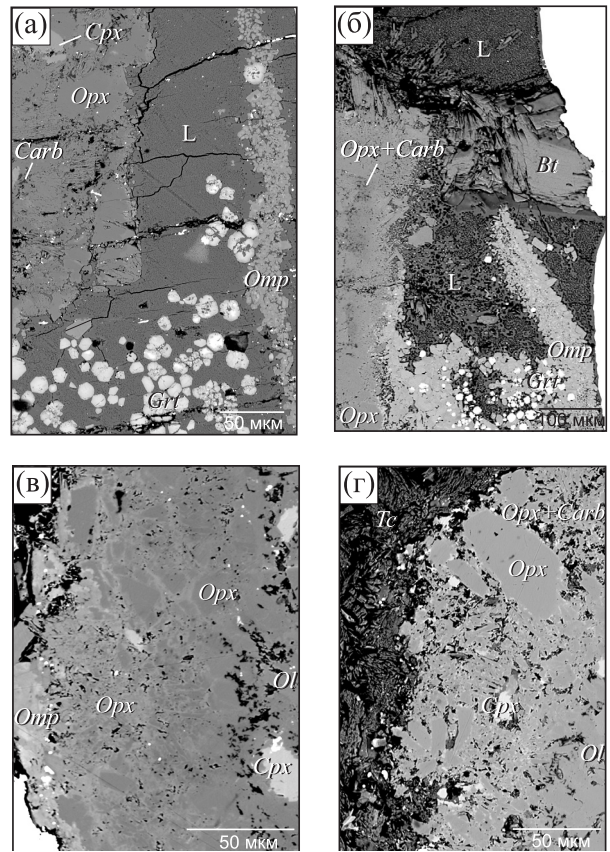


Рис. 6. Пристеночные изменения в лерцолитовых слоях из разных опытов при 2.9 ГПа. (а) – около правой стенки ампулы, опыт ss8 при 900°C, (б) – около правой стенки ампулы, опыт ss9 при 850°C, (в) – около левой стенки ампулы, опыт ss10 при 800°C, (г) – около левой стенки ампулы, ss11 при 750°C. Изображения в обратно рассеянных электронах. Символы минералов те же, что и на рис. 3.

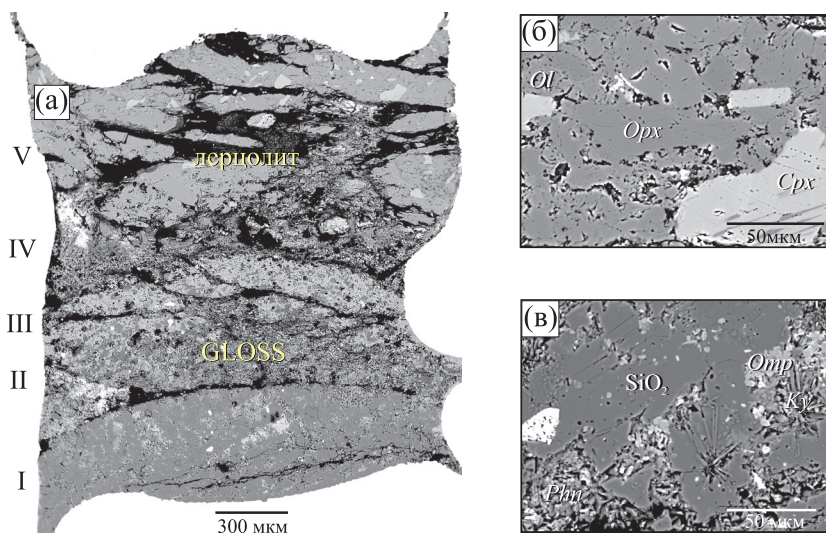


Рис. 7. Продукты опыта ss16 при 750°C, 2.9 ГПа с герметичной ампулой: (а) – ампула после опыта. Римский цифры – зоны с разными парагенезисами. Пристеночные изменения минимальные. (б) – фрагмент зоны I; (в) – фрагмент зоны V. Изображения в обратно рассеянных электронах.

В опытах без плавления возле стенок ампул в лерцолитовом слое формируются омфацитовая (при 800°C) или тальковая (750°C) зоны, за которыми идут мощные (до 200 мкм), существенно ортопироксеновые зоны (рис. 1в, 1г).

Продукты опыта в герметичной ампуле при 750°C оказались близки таковым в открытой ампуле (при той же температуре) по общему характеру горизонтальной зональности и по минеральному составу в зонах (табл. 2, рис. 7 и 2). Как и в ампуле с открытой крышкой, в зоне IV наблюдается тальк, а также широкого развит новообразованный ортопироксен. В отличие от открытых ампул, где отчетливо выражены пристеночные изменения с реакционной зональностью (рис. 6), в ампуле с закрытой крышкой этот тип зональности практически не развит (рис. 7).

Составы фаз

Средние составы минералов приводятся в табл. 3–8. Пересчет микронзондовых анализов осуществлялся по кислородному методу с учетом трехвалентного железа (Fe^{3+}) для граната и клинопироксена. Отметим также, что ввиду малого размера новообразованных фаз нельзя исключать возможность захвата соседних минералов в ходе накопления анализа

Оливин присутствует только в лерцолитовом слое. В ходе эксперимента изменений его состава ($X_{Mg} = 0.91$, табл. 1) не установлено.

Ортопироксен встречается во всех опытах только в лерцолитовом слое, где сохраняются его первичные кристаллы и растут новые. Состав исходного ортопироксена ($X_{Mg} = 0.91$, $Al_2O_3 = 5.32$ мас.%) представлен в табл. 1.

Новообразованный ортопироксен наиболее распространен в переходной зоне лерцолитового слоя (зона IV). Здесь его состав зависит от положения в зоне (табл. 3, рис. 8): субидиоморфные кристаллы, развивающиеся в тыловой части (возле осадочного слоя), обладают концентрической зональностью, которая характеризуется ростом магнезиальности и содержания алюминия от центра ($X_{Mg} = 0.89–0.91$, $Al_2O_3 = 1.38–2.23$ мас.%) к краю ($X_{Mg} = 0.82–0.87$, $Al_2O_3 = 0.89–1.96$ мас.%), а мелкие кристаллы, сосуществующие с карбонатом червеобразного вида во фронтальной части зоны (рядом с зоной V), характеризуются наиболее высокой магнезиальностью и пониженным содержанием алюминия ($X_{Mg} = 0.90–0.93$, $Al_2O_3 = 0.60–0.75$ мас.%, табл. 3). Описанные закономерности изменения состава ортопироксена установлены в опытах при $T = 750–850^\circ C$, а в опытах при $900^\circ C$ изменение состава зерен в тыловой зоне не столь велико, а составы ортопироксена во фронтальной части зоны практически совпадают с низкотемпературными опытами. Состав ортопироксена из V зоны получить не удалось в виду малого размера зерен. Закономерности изменения состава новообразованного ортопироксена в закрытой ампуле не изучались.

Клинопироксены встречаются в обоих слоях продуктов всех опытов. В лерцолитовом слое сохраняется исходный клинопироксен с относительно высокой магнезиальностью и низким содержанием жадеитового компонента: $X_{Mg} = 0.97$, $X_{Jd} = 0.02$ (табл. 1, рис. 9). В основании осадочного слоя (зона I) в расплаве встречаются крупные субидиоморфные кристаллы натрового ав-

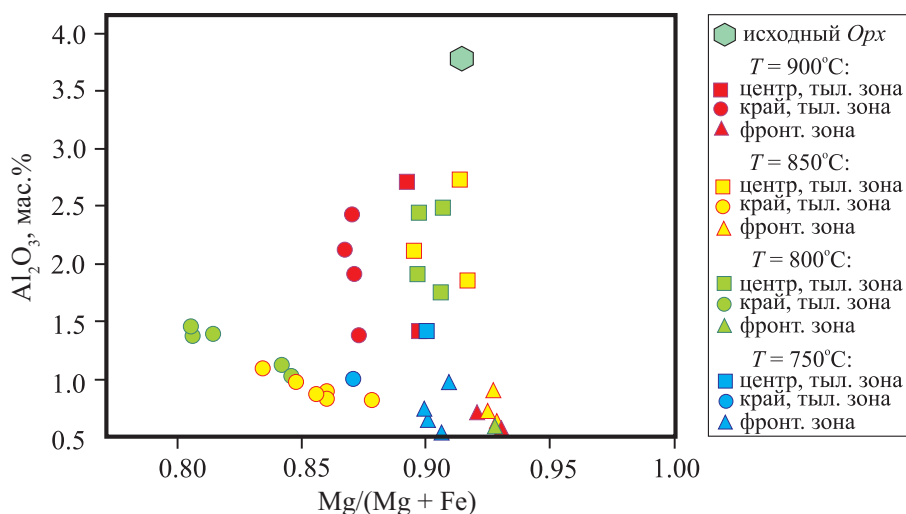


Рис. 8. Составы ортопироксенов из продуктов опытов при 2.9 ГПа с открытой ампулой на диаграмме $X_{Mg}-Al_2O_3$. $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$.

Таблица 3. Средние составы ортопироксенов (в мас. % оксидов) из продуктов опытов в открытых ампулах при $P = 2.9$ ГПа

Компо- ненты	ss8, 900°C				ss9, 850°C				ss10, 800°C				ss11, 750°C				
	IV, фронтальная часть		IV, тыловая часть		IV, фронтальная часть		IV, тыловая часть		IV, фронтальная часть		IV, тыловая часть		IV, фронтальная часть		IV, тыловая часть		
	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	
n^*	4	2	2	3	8	3	3	3	4	4	4	4	1	1	1	7	σ
SiO ₂	55.72	57.35	56.85	55.49	56.12	0.31	0.76	56.74	1.17	56.29	0.61	55.25	58.36	56.32	56.35	57.36	0.40
TiO ₂	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.03	0.01	0.01	0.05	0.04	0.02	0.02	0.05	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	1.96	2.04	0.64	2.23	0.89	0.10	0.45	0.75	0.14	1.23	0.18	2.15	0.60	1.00	1.38	0.61	0.22
Cr ₂ O ₃	0.39	0.01	0.05	0.24	0.16	0.03	0.16	0.03	0.04	0.12	0.01	0.31	0.04	0.17	0.15	0.04	0.02
FeO	8.44	6.99	5.09	6.08	9.51	0.80	0.73	5.02	0.12	11.46	1.22	6.56	5.09	8.63	6.73	6.54	0.46
MnO	0.06	0.04	0.03	0.09	0.04	0.03	0.02	0.04	0.02	0.05	0.02	0.09	0.08	0.13	0.10	0.08	0.02
MgO	31.88	33.44	35.40	33.98	31.93	0.63	0.69	35.74	0.19	30.83	1.10	33.71	36.81	32.76	34.13	34.96	0.60
CaO	0.40	0.40	0.10	0.38	0.35	0.12	0.24	0.09	0.04	0.27	0.04	0.39	0.06	0.36	0.24	0.10	0.07
Na ₂ O	0.13	0.08	0.01	0.06	0.08	0.03	0.04	0.00	0.01	0.07	0.01	0.10	0.01	0.06	0.02	0.03	0.03
K ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	99.01	100.4	98.22	98.62	99.12	0.50	0.37	98.44	1.28	100.3	1.03	98.61	101.1	99.48	99.15	99.77	0.39
X_{Mg}	0.87	0.89	0.93	0.91	0.86	0.01	0.01	0.93	0.00	0.82	0.02	0.90	0.93	0.87	0.90	0.90	0.01

Примечание. н.п.о. – ниже предела обнаружения. $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

*Здесь и далее в табл. 4–8: n – количество усредненных анализов, σ – стандартное отклонение.

гита ($X_{Jd} = 0.07-0.19$, $X_{Mg} = 0.79-0.89$, табл. 4, рис. 9). Клинопироксен, ассоциирующий с гранатом и карбонатом в мелкозернистых агрегатах зон II и III осадочного слоя, представлен омфацитом ($X_{Jd} = 0.24-0.43$). Лишь в низкотемпературном опыте (ss11) омфацит встречается в ассоциации с тальком и ортопироксеном в основании IV (реакционной) зоны лерцолитового слоя. Омфациты с наиболее высоким содержанием жадеита развиваются в низкотемпературных опытах ($T = 750-800^\circ\text{C}$, табл. 4). Можно отметить также закономерное увеличение магнезиальности среднего состава омфацита с ростом температуры эксперимента в открытых ампулах: $X_{Mg} = 0.85$ при $T = 900^\circ\text{C}$ и $X_{Mg} = 0.72$ при $T = 750^\circ\text{C}$. В герметичной ампуле средняя магнезиальность омфацита составляет $X_{Mg} = 0.75$, а его состав отличается от омфацита в открытой ампуле при той же температуре $T = 750^\circ\text{C}$ большим содержанием эгиринового компонента (рис. 9).

Гранат широко распространен в зонах II и III осадочного слоя из опытов при $800-900^\circ\text{C}$ (рис. 2), при этом в опытах с расплавом его модалное содержание увеличивается (рис. 2). В экспериментах при $T = 750^\circ\text{C}$ в от-

крытой ампуле встречаются лишь единичные зерна, а в герметично заваренной ампуле при этой же температуре гранат не обнаруживается. Гранаты относятся к алмадин-пирогроссуляровому ряду твердого раствора (табл. 5, рис. 10) с повышенным содержанием TiO_2 (шорломитовый минал). Среднее содержание TiO_2 в гранатах увеличивается с повышением температуры (табл. 5). В наиболее крупных зернах граната наблюдается концентрическая ростовая зональность с повышением магнезиальности и снижением кальциевости и содержания титана от центра к краю.

Расплавы (стекла) риолитового состава обнаруживаются в обоих слоях высокотемпературных опытов (850 и 900°C , рис. 2, 3). Состав стекол варьирует в зависимости от температуры опыта (табл. 6, рис. 11). Так, средний состав стекол при температуре 900°C имеет более высокие содержания TiO_2 , FeO , MgO , Cr_2O_3 , значения суммы щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и более низкое содержание CaO по сравнению со стеклами из опыта при температуре 850°C . Имеются также определенные закономерности состава стекол от их положения в ампуле. В частности, в обоих об-

Таблица 4. Средние составы клинопироксенов (в мас.% оксидов) из слоя субдукционного осадка из продуктов опытов при $P = 2.9$ ГПа

Компоненты	ss8, 900°C				ss9, 850°C				ss10, 800°C			ss11, 750°C		ss16*, 750°C	
	Aug		Omp		Aug		Omp		Aug	Omp		Omp		Omp	
<i>n</i>	5	σ	9	σ	5	σ	25	σ	2	12	σ	23	σ	26	σ
SiO_2	53.91	0.54	54.46	0.77	54.08	0.47	54.39	0.47	55.16	55.30	0.86	54.57	0.49	53.76	0.74
TiO_2	0.14	0.02	0.25	0.07	0.14	0.08	0.23	0.06	0.08	0.21	0.07	0.16	0.04	0.26	0.11
Al_2O_3	4.19	0.76	8.64	1.05	4.75	1.45	8.92	1.25	5.20	10.79	1.64	10.69	1.22	10.36	1.51
Cr_2O_3	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	
FeO	4.33	0.31	3.73	0.43	4.54	1.00	4.07	0.64	6.50	5.16	1.13	6.07	0.74	7.03	1.58
MnO	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01
MgO	14.56	0.90	12.01	1.21	14.25	1.97	11.48	1.30	17.46	10.09	2.02	9.06	1.61	8.47	1.26
CaO	19.36	1.04	16.19	0.96	19.25	0.97	15.86	1.13	13.59	14.22	1.31	14.13	1.20	14.58	1.45
Na_2O	2.20	0.43	3.93	0.56	2.31	0.59	4.25	0.75	2.39	5.17	0.83	5.17	0.66	5.28	1.01
K_2O	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	
Сумма	99.05	1.18	99.59	0.96	99.34	0.66	99.46	0.65	100.7	101.1	1.30	100.1	0.85	99.81	0.69
X_{Mg}	0.89	0.02	0.85	0.03	0.87	0.06	0.84	0.04	0.84	0.78	0.07	0.72	0.05	0.75	0.11
X_{Jd}	0.11	0.04	0.26	0.03	0.14	0.06	0.28	0.06	0.15	0.35	0.06	0.35	0.05	0.32	0.07

Примечание. н.п.о. — ниже предела обнаружения. $X_{Mg} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ с учетом Fe^{3+} .

* Опыт в закрытой ампуле, остальные в открытых.

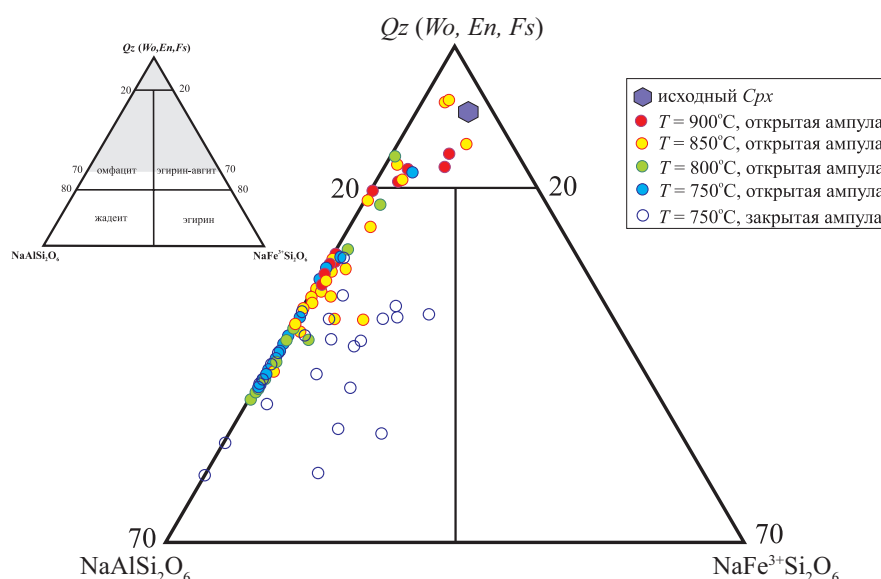


Рис. 9. Составы клинопироксенов из продуктов опытов при 2.9 ГПа на классификационной диаграмме *Jd–Qz–Aeg* (Morimoto, 1988).

Таблица 5. Средние составы гранатов (в мас.% оксидов) из продуктов опытов в открытых ампулах при $P = 2.9$ ГПа

Компоненты	ss8, 900°C				ss9, 850°C				ss10, 800°C						ss11, 750°C	
	II		III		II		III		II		ядро, I, II, III		кайма, III		III	
<i>n</i>	4	σ	7	σ	6	σ	19	σ	4	σ	10	σ	5	σ	6	σ
SiO ₂	37.21	0.61	37.84	0.67	36.98	0.59	37.29	0.74	38.24	0.45	38.17	0.53	40.41	0.43	38.93	0.73
TiO ₂	0.90	0.16	0.97	0.15	0.91	0.16	0.92	0.16	0.67	0.07	0.60	0.11	0.35	0.03	0.38	0.06
Al ₂ O ₃	21.02	0.38	21.08	0.44	20.67	0.34	20.85	0.53	21.41	0.25	21.46	0.29	22.86	0.21	21.64	0.23
Cr ₂ O ₃	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	
FeO	22.83	1.85	22.24	1.61	25.47	1.48	25.06	1.48	24.50	0.87	24.88	1.10	17.40	0.32	22.83	1.18
MnO	0.07	0.03	0.07	0.02	0.06	0.03	0.07	0.03	0.14	0.01	0.15	0.03	0.23	0.01	0.32	0.07
MgO	5.78	1.19	6.79	1.42	3.87	1.05	4.46	1.12	4.72	1.30	4.71	1.54	12.73	0.46	6.75	1.25
CaO	9.76	0.23	9.28	0.51	10.23	0.14	9.86	0.48	10.45	0.61	9.99	0.93	6.81	0.51	9.12	0.87
Na ₂ O	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	
K ₂ O	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	
Сумма	97.8	0.4	98.5	0.6	98.3	0.7	98.7	0.9	100.2	0.7	100.1	0.6	101.0	0.5	100.2	1.21
X_{Mg}	0.32	0.06	0.36	0.06	0.22	0.05	0.24	0.06	0.26	0.06	0.25	0.07	0.57	0.01	0.32	0.09
X_{Ca}	0.28	0.01	0.26	0.02	0.29	0.00	0.28	0.02	0.29	0.02	0.28	0.03	0.18	0.01	0.25	0.02
<i>Alm</i>	0.49	0.04	0.47	0.04	0.55	0.04	0.54	0.04	0.52	0.03	0.53	0.04	0.35	0.01	0.50	0.07
<i>Prp</i>	0.23	0.05	0.26	0.05	0.15	0.04	0.18	0.04	0.18	0.05	0.18	0.06	0.47	0.02	0.24	0.07
<i>Grs</i>	0.28	0.01	0.26	0.02	0.29	0.00	0.28	0.02	0.29	0.02	0.28	0.03	0.18	0.01	0.25	0.02
<i>Sps</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00

Примечание. н.п.о. – ниже предела обнаружения. $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$; $X_{Ca} = Ca/(Ca + Mg + Fe^{2+} + Mn)$, с учетом Fe^{3+} .

Таблица 6. Средние составы стекол (в мас.% оксидов) из продуктов опытов в открытых ампулах при $P = 2.9$ ГПа

Компоненты	ss8, 900°C				ss9, 850°C			
	субдукционный осадок		лерцолитовый слой		субдукционный осадок		лерцолитовый слой	
<i>n</i>	13	σ	10	σ	11	σ	4	σ
SiO ₂	74.79	1.36	74.80	1.01	76.71	0.32	76.79	0.25
TiO ₂	0.29	0.05	0.26	0.03	0.18	0.04	0.19	0.04
Al ₂ O ₃	13.62	0.43	12.81	0.29	13.25	0.19	13.16	0.16
Cr ₂ O ₃	н.п.о.		0.06	0.05	н.п.о.		н.п.о.	
FeO	0.99	0.68	1.05	0.31	0.65	0.15	0.64	0.12
MnO	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
MgO	0.87	0.41	1.84	0.84	0.55	0.15	0.72	0.24
CaO	1.57	0.43	1.66	0.73	1.80	0.35	1.72	0.09
Na ₂ O	2.86	0.38	2.57	0.31	3.08	0.25	2.86	0.09
K ₂ O	4.96	0.30	4.89	0.25	3.72	0.16	3.90	0.09
Сумма без учета H ₂ O	88.31	2.48	87.04	2.03	87.47	1.46	89.59	2.30
K ₂ O + Na ₂ O	7.82		7.46		6.80		6.76	
K ₂ O/Na ₂ O	1.73		1.90		1.21		1.36	

Примечание. Анализы приведены к 100%.

Таблица 7. Средние составы слюд (в мас.% оксидов) из продуктов опытов при $P = 2.9$ ГПа

Компоненты	ss9, 850°C		ss10, 800°C		ss11, 750°C		ss16*, 750°C	
	<i>Bt</i>		<i>Phn</i>		<i>Phn</i>		<i>Phn</i>	
<i>n</i>	6	σ	3	σ	8	σ	5	σ
SiO ₂	44.34	0.92	50.98	0.75	50.13	1.72	50.33	0.94
TiO ₂	1.25	0.03	0.51	0.04	0.32	0.02	0.31	0.02
Al ₂ O ₃	15.39	0.61	27.68	0.45	27.92	1.58	27.16	1.13
Cr ₂ O ₃	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	
FeO	4.23	0.26	2.94	0.39	2.53	0.21	2.55	0.16
MnO	0.01	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00
MgO	20.44	0.45	3.91	0.69	3.78	0.39	3.42	0.16
CaO	0.07	0.01	0.03	0.02	0.55	0.74	0.23	0.36
Na ₂ O	0.29	0.06	0.35	0.03	0.68	0.44	0.55	0.16
K ₂ O	9.13	0.12	9.96	0.95	9.67	0.63	10.11	0.24
Сумма	95.12	1.74	96.34	1.76	95.60	1.43	94.67	1.47
X_{Mg}	0.90	0.01	0.70	0.06	0.73	0.02	0.71	0.01
Na/(Na + K)	0.05	0.01	0.05	0.00	0.10	0.06	0.08	0.02

Примечание. н.п.о. – ниже предела обнаружения. $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

* Опыт в закрытой ампуле.

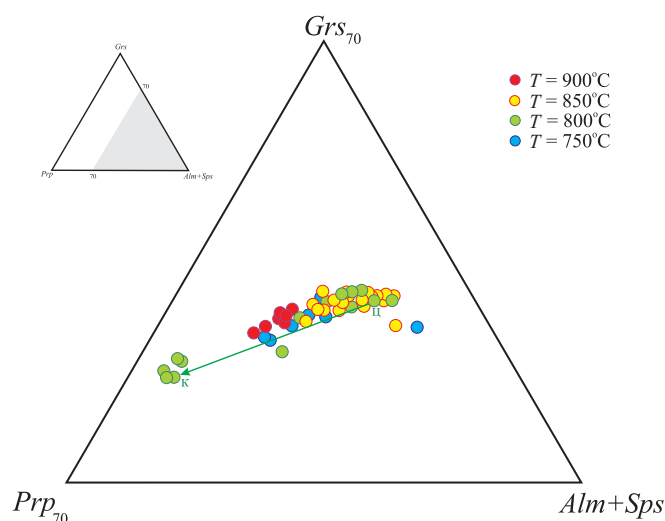


Рис. 10. Составы гранатов из продуктов опытов при 2.9 ГПа с открытой ампулой на диаграмме *Prp–Grs–(Alm+Sps)*. Стрелкой показано изменение состава от центра к краю в одном зерне.

Таблица 8. Средние составы карбонатов (в мас.% оксидов) из продуктов опытов при *P* = 2.9 ГПа

Компоненты	ss8, 900°C			ss9, 850°C		ss10, 800°C		ss11, 750°C		ss16*, 750°C	
	<i>n</i>	2	6	σ	4	σ	6	σ	15	σ	
FeO		8.15	8.03	0.86	11.67	1.38	15.56	2.80	15.94	2.23	
MnO		0.07	0.06	0.01	0.07	0.02	0.13	0.02	0.11	0.01	
MgO		34.45	36.53	0.91	35.99	1.54	32.58	2.23	32.48	2.18	
CaO		1.99	1.23	0.67	1.53	0.23	1.86	0.98	1.91	0.60	
Сумма		44.65	45.84	0.97	49.26	1.11	50.13	1.55	50.43	0.80	
X_{Mg}		0.88	0.89	0.01	0.85	0.02	0.79	0.04	0.78	0.04	
X_{Ca}		0.03	0.02	0.01	0.03	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	

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

* Опыт в закрытой ампуле.

разцах наблюдаются повышенные содержания MgO, CaO, Cr₂O₃, высокие значения отношения K₂O/Na₂O и пониженная сумма щелочей в лерцолитовом слое относительно осадочного слоя (табл. 6, рис. 11).

Слюда встречается преимущественно в нижних зонах осадочного слоя (рис. 3, 4): в экспериментах при температуре 750 и 800°C образуется фенгит (*Si* = 3.34–3.38 форм. ед., X_{Mg} = 0.70–0.73), а при 850°C – биотит (X_{Mg} = 0.90) (табл. 7). Крупные листочки биотита растут также из пристеночного расплава в лерцолитовом слое при 850°C (рис. 6).

Карбонаты представлены магнезитом, они находятся преимущественно в осадочном слое, но развиваются также во фронтальной части переходной зоны (IV), реже в межзерновом

пространстве зоны V в лерцолите. Отмечается закономерное снижение содержания магния и, соответственно, повышение концентрации железа с увеличением температуры эксперимента (табл. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретация процессов в ампулах

Преобразование вещества в ампулах под воздействием высоких температур и давления отчасти контролировалось градиентами химических потенциалов компонентов между слоями, а также флюидом, источником которого служил слой субдукционного осадка. Флюид, благодаря значительной водной составляющей, выступал в роли катализатора процессов

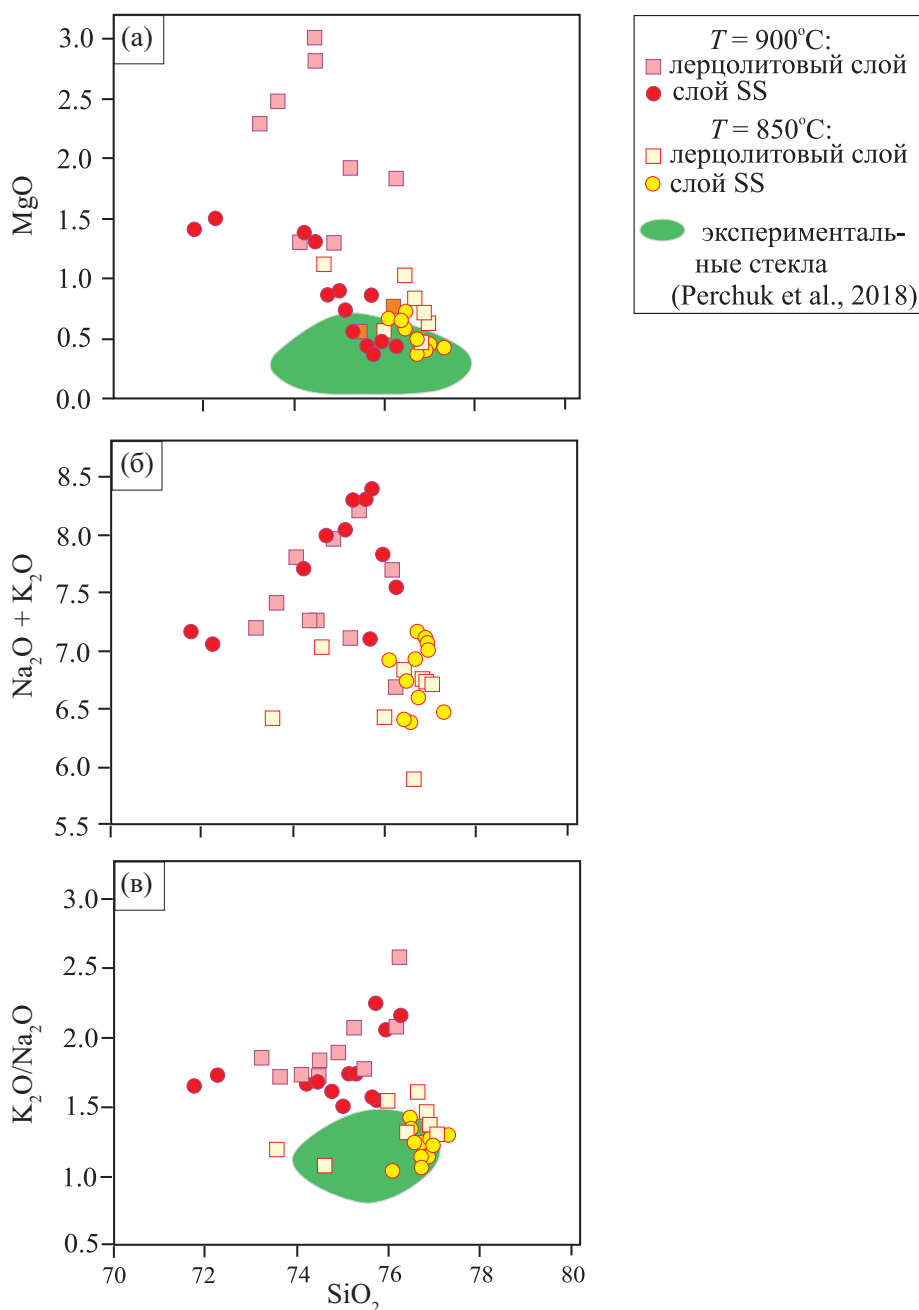


Рис. 11. Нормализованные составы стекол из продуктов опытов при 2.9 ГПа на диаграммах: (а) – SiO₂–MgO, (б) – SiO₂–(Na₂O+K₂O), (в) – SiO₂–K₂O/Na₂O. Полем (зеленое) выделены составы стекол, образованных при частичном плавлении карбонатсодержащего амфиболита в аналогичных экспериментах (Perchuk et al., 2018).

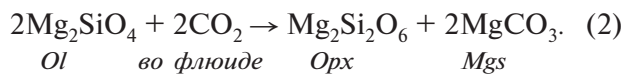
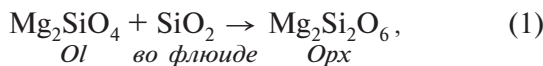
минерального роста, растворителя и транспортера компонентов между слоями, снижал температуру плавления осадочного слоя.

В экспериментах при разных температурах в исходно гомогенном по химическому составу осадочном слое развивается вертикальная зональность, создаваемая разными эклогитовыми парагенезисами с участием расплава или без него (табл. 2, рис. 1–3). Возникновение зональности согласуется с метасоматическим

характером процесса (Коржинский, 1982). В субсолидусных условиях (< 850°C) основным метасоматическим агентом, вероятно, служил водосодержащий флюид, способный растворять при таких *P-T* параметрах кремний и алюминий в количествах, достаточных для метасоматической переработки перидотитовых субстратов (например, Перчук и др., 2013). Зональное распределение минералов в субдукционном осадке отмечалось также в экс-

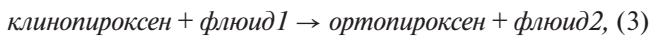
периментах по взаимодействию субдукционного осадка с лерцолитом при 7.5–12 ГПа (Vulatov et al., 2010).

О восходящем потоке флюида, о присутствии в нем CO_2 и кремния свидетельствует реакционная зона (зона IV), в которой, помимо исходного ортопироксена, находятся новообразованные тальк, омфациит, ортопироксен и магнезит при 750°C, а при 800°C — новообразованный ортопироксен. Замещение исходного оливина ортопироксеном может быть связано с воздействием на оливин водных флюидов, содержащих кремнезем и углекислый газ, согласно минеральным реакциям:



Значительное преобладание ортопироксена над магнезитом (эти минералы имеют близкие мольные объемы, $V_{\text{энстатита}} = 31.31 \text{ см}^3$ и $V_{\text{магнезита}} = 28.06 \text{ см}^3$, Holland, Powell, 1999) в зоне IV (рис. 5в, 5г) указывает на доминирование реакции (1), контролируемой привносом кремния.

Исчезновение исходного клинопироксена из зоны IV лерцолитового слоя может быть описано обобщенной реакцией:



показывающей, что кальций более не остается в структуре минералов этой зоны, переходя во флюидную фазу. Аналогичный процесс был описан нами для экспериментов, в которых изучалось взаимодействие амфиболита с лерцолитом при аналогичных P - T параметрах (800–900°C и 2.9 ГПа, Perchuk et al., 2018). Там, на основе метода интегральных профилей, было показано, что кальций выносился из лерцолитового слоя и отлагался в амфиболитовом слое, являющимся источником флюидов и расплавов. В серии экспериментов с участием субдукционного осадка мы не видим роста новых кальцийсодержащих фаз в лерцолитовом слое и потому полагаем, что кальций здесь также переносился в слой, служивший источником флюидов и расплавов, где и фиксировался в структурах граната и омфациита.

В верхней зоне лерцолитового слоя минеральный рост (срастания микронных и субмикронных кристаллов ортопироксена и карбо-

ната) происходил лишь локально на границах зерен в тех местах, где мигрировал водосодержащий флюид. Возникающая при этом тончайшая «сеть» новообразований отражает пути миграции этого флюида (рис. 2а, 2б). Подобные структуры можно рассматривать как иллюстрацию пропитывающего флюидного потока в лерцолитовом слое.

В опытах с частичным плавлением осадочного слоя (при $T \geq 850^\circ\text{C}$) многие из вышеописанных процессов минерального роста контролировались не флюидом, а кислым расплавом, способным при P - T параметрах экспериментов растворять значительные (более 5 мас.%) количества воды (Newman, Lowenstern, 2002). Однако высокая вязкость кислого расплава препятствовала его быстрой миграции из осадочного слоя, и поэтому расплав широко распространен во всех зонах, фактически являясь в них минералообразующей средой. Примечательно, что вариативность состава расплава (особенно при 850°C) в осадочном слое невелика, и не обнаруживает связи с минеральными парагенезисами в зонах I–III. Следовательно, можно предположить, что минералообразование в опытах с расплавом также в значительной степени контролировалось дифференциальной подвижностью компонентов. Мощность переходной зоны IV (реакционной) в основании лерцолитового слоя резко сокращается при переходе от опытов с флюидом к опытам с расплавом (сравните рис. 2б и 2в). Аналогичный эффект мы наблюдали ранее в экспериментах с участием амфиболита и перидотитов (Perchuk et al., 2018). Сокращение мощности, вероятно, обусловлено тем, что массоперенос компонентов в реакционных зонах в значительной степени контролировался диффузией компонентов в жидкости. В этом случае различие мощностей реакционных зон указывает на то, что диффузия компонентов в водосодержащем флюиде протекает много быстрее, чем в кислом расплаве.

Развитие зон в узких пристеночных областях открытых ампул (рис. 6) моделирует, по нашему мнению (см. Pirard, Herrmann, 2015), фокусированный поток жидкостей. Поток возникает вдоль участков с максимальной проницаемостью для флюида (расплава), создаваемой ровной и гладкой поверхностью теплопроводящего металла, обладающего повышенной температурой. Миграция расплава к стенкам — следствие того, что эти

места в ампуле самые горячие, а расплав быстро мигрирует вдоль градиента температуры. Скопление расплава и образование крупнозернистых перекристаллизованных зон около боковых стенок ампул наблюдалось также и в опытах с герметично заваренными ампулами (Woodland et al., 2018 и др.).

Пристеночные зоны в лерцолитовом слое являются источником компонентов для смежных с ними реакционных зон (рис. 6). Механизм образования реакционных зон и минеральный состав в таких зонах идентичны реакционной зоне IV, связанной с диффузионным потоком в основании лерцолитового слоя (сравните рис. 5 и 6).

Различные режимы миграции жидкостей

В зонах субдукции обычно рассматриваются два основных режима миграции флюидов (расплавов) через породы — фокусированный и пропитывающий (поровый) (например, Zack, John, 2007; Konrad-Schmolke et al., 2011; Mibe et al., 2011; Pirard, Hermann, 2015). Для пропитывающего потока характерны относительно низкие скорости миграции при большом площадном распространении и относительно низкое эффективное отношение “жидкость (флюид, расплав) : порода”. В этом потоке происходит активное взаимодействие жидкости с породой, проводящее к значительному изменению составов обеих фаз. При фокусированном потоке миграция жидкости осуществляется относительно быстро, но только по локальным «ослабленным» зонам, вне которых вмещающие породы остаются неизменными. Эффективное отношение жидкость : порода в этом режиме высокое, а взаимодействие между веществами — незначительное, что способствует достаточному сохранению первичных составов как породы, так и жидкости. Вопрос о соотношении между этими режимами миграции жидкостей в зонах субдукции остается дискуссионным (Spandler, Pirard, 2013; Zheng et al., 2016).

Оба режима миграции жидкостей отчетливо проявлены в продуктах опытов. Например, *пропитывающий поток* прослеживается по новообразованному ортопироксену (сосуществующему с магнезитом), развивающемуся вдоль границ зерен во фронтальной части переходной зоны лерцолитового слоя, а также в зоне V (рис. 5). *Фокусированный поток*

создает моно- или биминеральные зоны в субсолидусных опытах, или области сегрегации расплава в более высокотемпературных опытах в тонких пристеночных зонах открытых ампул (рис. 6). Таким образом, с каждым режимом миграции жидкостей связано вполне определенное преобразование вещества.

Выше говорилось о резком сокращении масштаба преобразований лерцолита при переходе от реакционной зоны IV к зоне V (рис. 5а, 5б). Преобразования в реакционных зонах, охватывающие значительную часть их объема, вероятно, в значительной степени связаны с диффузией компонентов в жидкости (Perchuk et al., 2018), чем с переносом компонентов движущейся жидкостью, что характерно для диффузионного метасоматоза (Коржинский, 1982).

Вынос углерода из слэбов в зонах субдукции

Углерод, находящийся в слэбах преимущественно в виде карбонатов, может переноситься в мантийный клин в результате трех основных процессов — разложения карбонатов вследствие реакций декарбонатизации, растворения карбонатов в восходящих водосодержащих флюидах (расплавах) и механического перемещения карбонатных пород тектоническими меланжами. Первый из этих процессов, по всей видимости, наименее значим для пред- и поддуговых процессов (< 160 км), так как по результатам термодинамического моделирования (Kerrick, Connolly, 2001; Gorman et al., 2006) карбонаты стабильны при *P-T* условиях субдуцирующих плит.

Несмотря на термодинамическую стабильность при *P-T* условиях слэбов в сухих условиях, карбонаты могут выноситься из пород в результате растворения восходящими потоками водосодержащего флюида. Основные волны дегидратации слэбов, согласно модельным оценкам, приходятся на глубины 70–150 км (Gorman et al., 2006; van Keken et al., 2011). Этот механизм выноса CO₂ из слэба продемонстрирован в экспериментах с участием карбонатсодержащих метабазитов (Перчук, Корепанова, 2011; Perchuk et al., 2018), а также в породах Кикладского субдукционного комплекса в Греции (Agué, Nicolescu, 2014). Рассматривается также гипотеза мобилизации гидрокарбонатных жидкостей в слэбе, способных к стремительному подъему CO₂ в мантийном клине (Poli, 2015).

Сравнивая продукты данной серии экспериментов с более ранними (Perchuk et al., 2018), выполненными по единой методике при тех же *P-T* параметрах и с тем же исходным лерцолитом, можно заключить, что повышенное содержание карбонатов в субдукционном осадке, по сравнению с карбонатсодержащим амфиболитом (< 2%), не приводит к увеличению количества карбонатов, переотложенных в перидотитовом слое (сравните рис. 5; (Perchuk et al., 2018), Fig. 4). Поскольку переотложение карбонатов контролируется их растворимостью в поднимающейся жидкости, то и сохранение больших объемов магнезита в слое субдукционного осадка может служить указанием на низкую растворимость магнезита во флюиде (расплаве), образованном при *P-T* параметрах экспериментов. Таким образом, в наших экспериментах не прослеживается увеличение растворимости магнезита во флюиде при повышении температуры, как это происходит с растворимостью кальцита (Kelemen, Manning, 2015). Если низкая эффективность переноса углерода не связана с кинетикой растворения магнезита в опытах, то можно предположить, что для масштабного выноса карбонатов из осадочного слоя необходим либо более мощный флюидный поток, либо иные *P-T* условия.

Петролого-термомеханическое моделирование, учитывающее растворимость карбонатов во флюиде, показывает, что наиболее эффективный механизм секвестирования карбонатов в плите – образование флюидонасыщенных субдукционных меланжей, состоящих из смеси осадочных и вулканических пород слэба, пород гидратированной мантии, всплывающих в форме диапира в мантийный клин (Gerya et al., 2006; Gonzalez et al., 2016). Этот механизм находит подтверждение и в геохимических метках в островодужных вулканиках (Marschall, Schumacher 2012).

*Сравнение с экспериментами
в системе метабазит–лерцолит*

В данной серии экспериментов использовались те же *P-T* параметры, методы и исходные вещества, что и в более ранних экспериментах (Perchuk et al., 2018). Единственным исключением было использование аналога субдуцирующей коры (химический аналог субдукционного осадка) вместо карбонатсодержащего амфиболита, который, в свою очередь, рассматривался в качестве модель-

ного аналога базальтового слоя океанической коры. Это позволяет рассмотреть влияние флюидного источника на характер метасоматических преобразований в лерцолитовом слое – модельном аналоге висячего крыла мантии.

Выше отмечалось, что в обеих сериях опытов в нижнем слое формируется парагенезис эклогитовой фации метаморфизма, а в реакционной зоне, находящейся в основании лерцолитового слоя, исчезает клинопироксен и развивается гарцбургитовая ассоциация, в которой доминирует ортопироксен, иногда ассоциирующий с магнезитом. Однако есть и принципиальные отличия между сериями. В опытах с участием амфиболита в реакционных зонах растет гранат, а в опытах с участием субдукционного осадка гранат в реакционной зоне не появляется никогда. Вместе с тем в основании реакционной зоны на границе субдукционный осадок–лерцолит в низкотемпературном опыте (750°C) широко распространен тальк, отсутствующий в опытах с амфиболитом.

Выше реакционной зоны в опытах разных серий наблюдается незначительный минеральный рост, приуроченный к границам зерен. Наряду с ортопироксеном (\pm магнезит), встречающимся в обеих сериях, в серии с метабазитом наблюдаются также гранат и флогопит (Perchuk et al., 2018).

Таким образом, мантийный метасоматоз, контролируемый жидкостями, выделившимися из субдукционного осадка, в отличие от метасоматоза, источником которого является метабазит, не приводит к росту граната в рассматриваемом экспериментальном диапазоне.

*Сравнение результатов опытов
в закрытых и открытых ампулах*

Несмотря на то, что для окончательного вывода о преимуществах и недостатках применения экспериментальных методик с открытыми и закрытыми ампулами требуются дополнительные исследования, предварительные результаты сравнительного исследования показывают, что для изучения пропитывающего потока обе методики дают сходные результаты. При этом повышенные содержания эгиринового минала в омфациите в опыте с закрытой ампулой показывают, что здесь поддерживаются более окислительные условия, чем в аналогичном опыте с открытой ампулой.

Отметим также, что в эксперименте с закрытой ампулой отсутствуют изменения вдоль стенок, что препятствует изучению минералообразования при фокусированном потоке флюида.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Моделирование термальной структуры зон субдукции показывает, что при давлениях 2.5–3.0 ГПа, попадающих в поддуговой (sub-arc) диапазон глубин, в приповерхностных частях слэбов происходит субизобарический разогрев пород на несколько сотен градусов (Syracuse et al., 2010). Рассмотренные выше эксперименты могут служить иллюстрацией соответствующих метасоматических и магматических процессов, происходящих на границе субдукционного метаосадка с лерцолитом висячего крыла мантии.

Эксперименты показывают, что миграция компонентов из субдукционного осадка в лерцолит происходит в трех режимах — пропитывающего, фокусированного и диффузионного потоков, определяющих степень метасоматического преобразования субстрата и минеральный парагенезис. В экспериментах демонстрируется, что порождаемые субдукционным осадком флюиды и расплавы способствуют разложению клинопироксена в исходном лерцолите, но не приводят к образованию в лерцолитовом слое граната, широко развитого в аналогичных экспериментах с участием метабазитового источника. Вместе с тем геохимическая специфика флюидов из субдукционного осадка способствует образованию тальксодержащего парагенезиса, отсутствующего в экспериментальных сериях с метабазитами.

Флюидные (магматические) потоки из осадочного слоя, создаваемые водосодержащим флюидом и расплавом, оказывают незначительное воздействие на карбонаты, находящиеся в продуктах опытов преимущественно в осадочном слое. Экстраполируя это наблюдение на зоны субдукции, можно сказать, что для выноса CO_2 из слэба в мантию при P - T параметрах субизобарического разогрева приповерхностной части слэба необходимы либо значительно более мощные потоки флюида (расплава), либо гидратированные субдукционные меланжи, внедряющиеся в горячие породы мантийного клина в виде «холодных диапиров».

Благодарности. Авторы благодарны М.Ю. Шур за изготовление химической смеси субдукционного осадка, В.О. Япаскурту — за участие в электронно-зондовых исследованиях, С.Т. Подгорновой — за помощь в оформлении статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-05-00495). В исследованиях использовалось оборудование, приобретенное по Программе развития Московского университета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. 2-е изд. М.: Наука, 1982. 104 с.
- Перчук А.Л., Корепанова О.С.* К проблеме рециклинга CO_2 в зонах субдукции // Вест. МГУ. Серия Геология. 2011. № 4. С. 30–38.
- Перчук А.Л., Шур М.Ю., Япаскурт 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., Япаскурт В.О., Зиновьева Н.Г., Шур М.Ю.* Экспериментальные свидетельства разнонаправленной миграции натрия, калия и CO_2 при взаимодействии глаукофанового сланца с гарцбургитом и вебстеритом в зонах субдукции // Петрология. 2018. Т. 6. С. 612–632.
- Ague J.J., Nicolescu S.* Carbon dioxide released from subduction zones by fluid-mediated reactions // Nature Geoscience. 2014. V. 7. P. 355–360.
- Arai S., Ishimaru S.* Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: A review // J. Petrol. 2008. V. 49. № 4. P. 665–695.
- Bebout G.E.* Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 260. P. 373–393.
- Bodinier J.L., Godard M.* Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites // Treatise on Geochemistry. 2nd edn. Elsevier, 2013. P. 103–151.
- Bulatov V.K., Brey G.P., Girnits A.V., et al.* Carbonated sedimentperidotite interaction and melting at 7.5–12 GPa // Lithos. 2014. V. 200–201. P. 368–385.
- Dasgupta R., Hirschmann M.M.* The deep carbon cycle and melting in Earth's interior // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 298. P. 1–13.
- Foley S.F.* A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 1363–1391.
- Gerya T.V., Connolly J.A.D., Yuen D.A., et al.* Seismic implications of mantle wedge plumes // Phys. Earth Planet. Inter. 2006. V. 156. P. 59–74.

- Gonzalez C.M., Gorczyk W., Gerya T.V.* Decarbonation of subducting slabs: Insight from petrological–thermomechanical modeling // *Gondwana Res.* 2016. V. 36. P. 314–332.
- Gorman P.J., Kerrick D.M., Connolly J.A.D.* Modeling open system metamorphic decarbonation of subducting slabs // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2006. V.7. Q04007.
- Grassi D., Schmidt M.W.* The melting of carbonated pelites from 70 to 700 km depth // *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 765–789.
- Hermann J., Spandler C.J.* Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study // *J. Petrol.* 2008. V. 49. P. 717–740.
- Hermann J., Rubatto D.* Accessory phase control on the trace element signature of sediments melts in subduction zones // *Chemical Geology.* 2009. V. 265. P. 512–526.
- Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.* 1998. V. 16. P. 309–343.
- Kelemen P.B., Manning C.E.* Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up // *Proceedings of the National Academy of Sciences.* 2015. V. 112. P. 5915–5920.
- Kerrick D.M., Connolly J.A.D.* Metamorphic devolatilization of subducted marine sediments and the transport of volatiles into the Earth’s mantle // *Nature.* 2001. V. 411. P. 293–296.
- Konrad-Schmolke M., O’Brien P.J., Zack T.* Fluid migration above a subducted slab – constraints on amount, pathways and major element mobility from partially overprinted eclogite-facies rocks (Sesia Zone, Western Alps) // *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 457–486.
- Newman S., Lowenstern J.B.* VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for Excel // *Computers and Geosciences.* 2002. V. 28. № 5. P. 597–604.
- Marschall H.R., Schumacher J.C.* Arc magmas sourced from melange diapirs in subduction zones // *Nature Geoscience.* 2012. V. 5. № 12. P. 862–867.
- Mibe K., Kawamoto T., Matsukage K.N., et al.* Slab-melting versus slab dehydration in subduction-zone magmatism // *Proceedings of the National Academy of Sciences.* 2011. V. 108. P. 8177–8182.
- Morimoto N.* Nomenclature of pyroxenes // *Mineral. Magaz.* 1988. V. 52. P. 535–550.
- Patiño Douce A.E., Harris N.* Experimental constraints on Himalayan anatexis // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 689–710.
- 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.* 2018. V. 302–303. P. 203–223.
- Pirard C., Hermann J.* Focused fluid transfer through the mantle above subduction zones // *Geology.* 2015. V. 43. P. 915–918.
- Plank T., Langmuir C.H.* The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology.* 1998. V. 145. P. 325–394.
- Poli S.* Carbon mobilized at shallow depths in subduction zones by carbonatitic liquids // *Nature Geosciences.* 2015. V. 8. P. 633–636.
- 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 Geology.* 1999. V. 160. P. 335–356.
- Schmidt M.W., Poli S.* Devolatilization during subduction // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. *Treatise on Geochemistry.* Elsevier, 2014. P. 669–701.
- Spandler C., Pirard C.* Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review // *Lithos.* 2013. V. 170–171. P. 208–223.
- Spandler C., Mavrogenes J., Hermann J.* Experimental constraints on element mobility from subducted sediments using high-*P* synthetic fluid/melt inclusions // *Chemical Geology.* 2007. V. 239. P. 228–249.
- Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A.* The global range of subduction zone thermal models // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2010. V. 183. № 1. P. 73–90.
- van Keken P.E., Hacker B.R., Syracuse E.M., Abers G.A.* Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. B01401.
- 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.
- Zack T., John T.* An evaluation of reactive fluid flow and trace-element mobility in subducting slabs // *Chemical Geology.* 2007. V. 239. P. 199–216.
- Zheng Y.F., Chen R.X., Xu Z., Zhang S.B.* The transport of water in subduction zones // *Science China Earth Sciences.* 2016. V. 59. P. 651–682.

SUBDUCTION SEDIMENT-LHERZOLITE INTERACTION AT 2.9 GPa: EFFECTS OF METASOMATISM AND PARTIAL MELTING

A.L. Perchuk^{1,2,*}, A.A. Serdyuk², N.G. Zinovieva¹

¹ *Department of Petrology of the Faculty of Geology at Lomonosov Moscow State University
119234, Moscow, Russia*

² *D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences
142432, Chernogolovka, Moscow district, Russia*

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

We present the results of analogue experiments carried out in a piston–cylinder apparatus at 750–900°C and 2.9 GPa aimed to simulate metasomatic transformation of the fertile mantle caused by fluids and melts released from the subducting sediment. A synthetic H₂O- and CO₂-bearing mixture that corresponds to the average subducting sediment (GLOSS, Plank, Langmuir, 1998) and mineral fractions of natural lherzolite (analogue of a mantle wedge) were used as starting materials. Experiments demonstrate that the mineral growth in capsules is controlled by ascending fluid and hydrous melt (from 850°C) flows. Migration of the liquids and dissolved components develops three horizontal zones in the sedimentary layer with different mineral parageneses that slightly changed from run to run. In the general case, however, the contents of omphacite and garnet increase towards the upper boundary of the layer. Magnesite and omphacite (\pm garnet \pm melt \pm kyanite \pm phengite) are widespread in the central zone of the sedimentary layer, whereas SiO₂ polymorph (\pm kyanite \pm phengite \pm biotite \pm omphacite \pm melt) occurs in the lower zone. Clinopyroxene disappears at the base of lherzolite layer and the initial olivine is partially replaced by orthopyroxene (\pm magnesite) in all experiments. In addition, talc is formed in this zone at 750°C, whereas melt appears at 850°C. In the remaining volume of the lherzolite layer, metasomatic transformations affect only grain boundaries where orthopyroxene (\pm melt \pm carbonate) is developed. The described transformations are mainly related to a pervasive flow of liquids. Mineral growth in the narrow wall sides of the capsules is probably caused by a focused flow: omphacite grows up in the sedimentary layer, and talc or omphacite with the melt grow up in the lherzolite layer. Experiments show that metasomatism of peridotite related to a subducting sediment, unlike the metasomatism related to metabasites, does not lead to the formation of garnet-bearing paragenesis. In addition, uprising liquid flows (fluid, melt) do not remove significant amounts of carbon from the metasedimentary layer to the peridotite layer. It is assumed that either more powerful fluxes of aqueous fluid or migration of carbonate-bearing rocks in subduction melanges are necessary for more efficient transfer of crustal carbon from metasediments to a mantle in subduction zones.

Keywords: subduction, subducting sediment, carbonates, mantle, lherzolite, metasomatism, melting.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903275503-524>