

БАЗИФИКАЦИЯ ПЛАГИОГНЕЙСОВ НА КОНТАКТЕ С ГАББРОИДАМИ ЮРЧИКСКОГО МАССИВА В ГАНАЛЬСКОМ ХРЕБТЕ КАМЧАТКИ

*И.А.Тарарин**, *В.М.Чубаров***, *Т.М.Философова***

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

***Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

На контакте амфиболовых габбро Юрчикского массива с плагиогнейсами ганальской серии существует четкая колонка замещения, включающая зоны ороговикования и метасоматического изменения исходного субстрата и его частичного замещения расплавом с образованием смешанных пород. Растворение и расплавление исходного субстрата во внедряющемся расплаве обуславливает избирательную ассимиляцию вновь формирующимся расплавом компонентов замещаемых пород с выносом компонентов, избыточных по отношению к габброидной эвтектике. Это приводит к смещению эвтектических и котектических составов образующихся расплавов в сторону андезитового температурного минимума.

Сравнение состава пород из метасоматических зон показывает, что от тыловых к передовым зонам происходит значительный вынос оксида кремния и привнос FeO, MgO и CaO, обуславливая базификацию исходного плагиогнейсового субстрата и приближение его состава на фронте замещения к составу внедряющегося базитового расплава.

Ключевые слова: базификация, плагиогнейсы, ассимиляция, магматическое замещение, Юрчикский габброидный массив, Ганальский хребет, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Весь опыт петрологических исследований свидетельствует о том, что внедрение магматического расплава в боковые породы может происходить механическим путем по трещинам и ослабленным зонам тектонических нарушений, или путем замещения магматическим расплавом вмещающих пород с последующей кристаллизацией из формирующегося расплава плутонических пород. При этом различаются два крайних случая магматического замещения – диффузионный и инфильтрационный.

При диффузионном процессе происходит растворение (ассимиляция) магмой боковых пород с образованием промежуточных по составу и двойственных по источнику вещества магматических пород. Теоретический анализ и экспериментальные исследования динамики ассимиляции вмещающего субстрата свидетельствуют о том, что скорость расплавления (растворения) его обломков в базитовом расплаве в условиях нормального градиента континентальной коры (20°С/км), при температуре в 450 °С достигает 2 мм/час и возрастает до 17 мм/час, если породы субстрата нагреты до температуры 700°С [43]. Для осуществления этих процессов требуются значительные запасы тепла в магме и длительное существование магматическо-

го очага, так как перенос вещества при ассимиляции происходит диффузионным путем. Обычно запасы тепла в магме ограничены, что определяет сохранение в приконтактной зоне ксенолитов метасоматически переработанных боковых пород, а сами магматические породы представлены пестрыми по составу и структурам образованиями.

Инфильтрационное магматическое замещение осуществляется в условиях интенсивного воздействия фильтрующихся через магму флюидов, выносящих из магмы те компоненты расплавленных (растворенных) вмещающих пород, которые являются избыточными по отношению к котектическим и эвтектическим расплавам [5–7, 15, 16, 20, 21]. В ходе магматического замещения составы этих пород не остаются неизменными, а смещаются в сторону составов, промежуточных между внедряющейся магмой и замещаемой породой [21]. При внедрении базитовых магм в кремнекислый сиалический субстрат на фронте магматического замещения стабилизируются магмы среднего состава (около 60 мас.% SiO₂), отвечающие андезитовому температурному минимуму [21], что подтверждается экспериментальными исследованиями [13]. Поэтому магматическое замещение сиалического субстрата базитовыми магмами с возрастанием глубинности приводит к формированию плутони-

ческих пород, отвечающих ряду кварцевый диорит – гранодиорит – гранит. Граниты получают в глубинных условиях особенно экстенсивное развитие, и все более затушевываются их связи с внедрением мантийных расплавов, обуславливающих их развитие [21]. Именно магматическое замещение, а не антектическое плавление пород осадочного субстрата континентальной коры, ведущее к формированию только лейкократовых, высокоглиноземистых гранитных расплавов ($\text{SiO}_2=67.7-74.7\%$) [44], ответственно за формирование всего спектра гранитоидных образований.

Избирательное усвоение внедряющимися магмами компонентов исходного субстрата боковых пород сближает в какой-то мере магматическое замещение с ассимиляцией, несмотря на их принципиальное физико-химическое различие. В природе, естественно, встречаются различные промежуточные соотношения между ассимиляцией и магматическим замещением, возникающие при определенных соотношениях диффузии и инфильтрации компонентов.

Внедрение гранитов в боковые породы сопровождается явлениями метасоматоза и магматического замещения (гранитизации) при участии флюидов, которые вызывают интенсивное метасоматическое изменение субстрата и приближение его состава к составу внедряющихся гранитоидов. При этом происходит селективное усвоение компонентов замещаемых пород: компоненты гранитов растворяются в развивающейся магме, а компоненты, «избыточные» по отношению к гранитной эвтектике, выносятся за пределы зон гранитизации [6, 7, 12, 15, 16, 20, 21]. В общем виде зональность образований, связанных с магматическим замещением гранитами, выглядит следующим образом: гранитная магма ← загрязненная гранитная магма ← мигматит ← зоны аллохимических изменений ← метаморфические породы ← исходные осадочные, магматические или метаморфические породы. Фронт магматического замещения приурочен к зоне мигматитов [6, 7].

Метасоматоз и магматическое замещение в контактах с габброидами по аналогии с гранитизацией должны сопровождаться базификацией замещаемых пород с селективным усвоением компонентов боковых пород и с приближением их на фронте замещения к составу габброидов. Наиболее контрастно процессы ассимиляции, метасоматоза и магматического замещения проявляются в контактах габброидов с терригенными (особенно пелитовыми) породами, сопровождаясь интенсивной десиликацией исходных боковых пород и формированием габброноритовых и норитовых расплавов. Эти явления широко распространены и неоднократно обсуждались в литературе [8–10, 27, 32, 35–37, 38, 41, 46, 47].

Однако изменение состава минералов, сопровождающих процессы ассимиляции и магматического замещения на контакте габброидов и терригенных пород, изучены значительно слабее. Цель данной работы – дать детальную минералогическую характеристику процессов реакционного взаимодействия габброидного расплава и метаморфизованных высокоглиноземистых метаморфических пород (плагиогнейсов) на примере Юрчикского массива в Ганальском хребте Камчатки, намеченных в более ранних работах автора [25, 27, 29].

ЮРЧИКСКИЙ ГАББРОНОРИТОВЫЙ МАССИВ И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ ГАНАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

Ганальский хребет, приуроченный к Восточному неотектоническому поднятию, имеет характер одностороннего горста, полого погружающегося к востоку [19]. Согласно современным геотектоническим представлениям, в структуре хребта выделяются четыре дозоценовых структурно-вещественных блока (комплекса): Северный, Стеновой, Вахталкинский и Южный, имеющих между собой тектонические взаимоотношения [1, 19, 23]. В конце мела – палеогене эти комплексы были тектонически совмещены в единую структуру, метаморфизованы и разбиты системой левосторонних сдвигов и сопряженных с ними надвигов северо-западного направления [23].

Северный блок сложен терригенно-вулканогенными отложениями, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Стеновой блок состоит из эффузивных и терригенно-эффузивно-кремнистых образований, измененных в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Южный блок сложен зеленокаменно измененными вулканогенными и туфо-терригенно-кремнистыми отложениями ирунейской свиты поздне мелового возраста [3, 23, 26].

Вахталкинский блок характеризуется наиболее сложным строением (рис. 1), в его пределах тектонически совмещены все четыре структурно-вещественных комплекса [23]. В основании его разреза обнажаются полиметаморфические образования ганальской серии, в составе которой выделяются три толщи (снизу-вверх): вахталкинская, воеводская и дьявольская [3, 5, 23]. Вахталкинская толща мощностью 800–900 м сложена амфиболитами и амфиболовыми сланцами с редкими и маломощными прослоями плагиогнейсов, кварцитов и мраморов, приуроченных к верхам разреза. Воеводская толща состоит из биотитовых, гранат-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых плагиогнейсов и их мигматизированных разновидностей, содержащих маломощные прослои гранат-биоти-

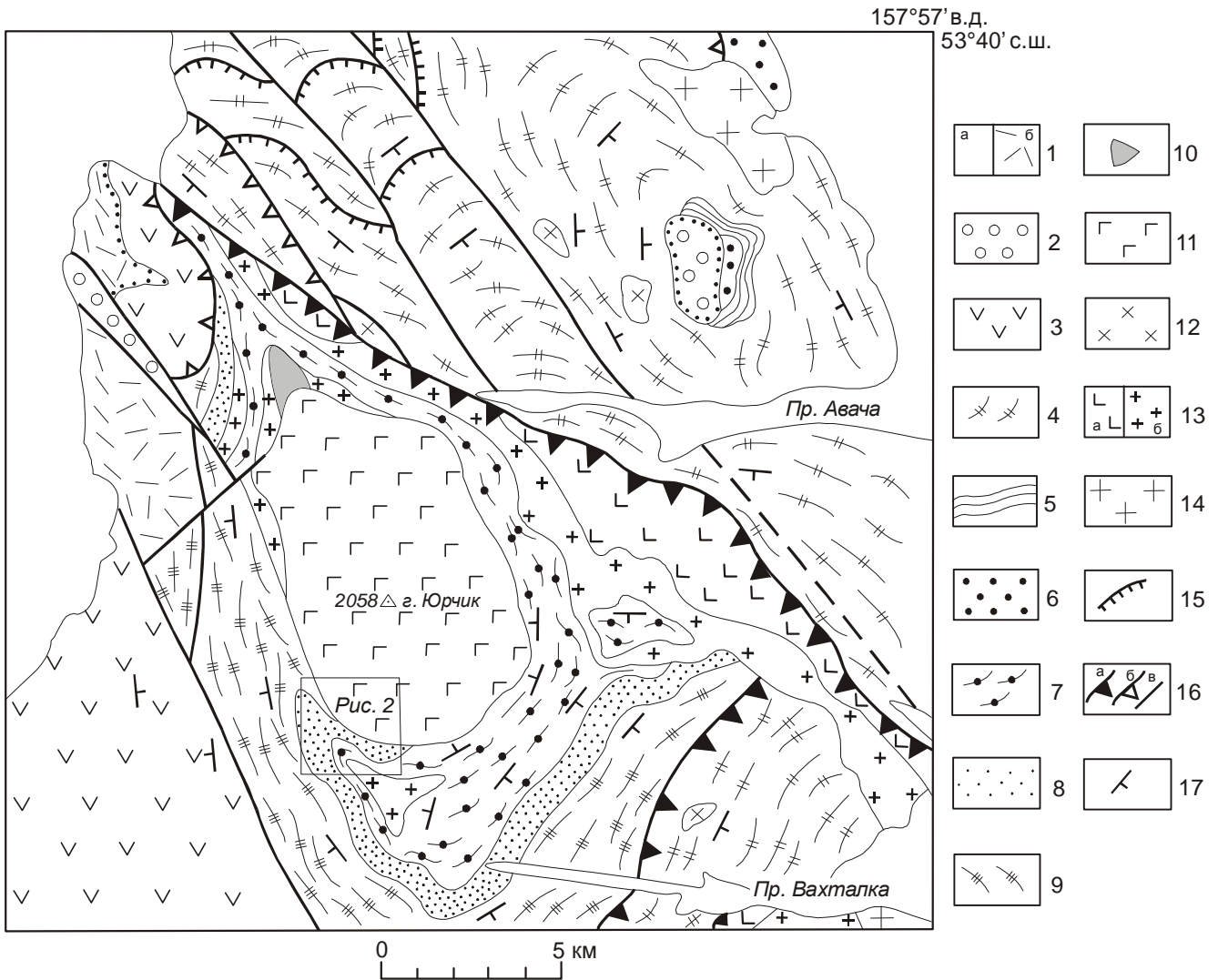


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Вахталкинского блока Ганальского хребта (по [23] с дополнениями).

1 – четвертичные отложения (а), туфы и эффузивы неогена (б); 2 – терригенные отложения эоцена; 3 – пирокластический комплекс (ирунейская свита) верхнего мела; 4–6 – терригенно-эффузивно-пирокластический комплекс (стенная серия): 4 – эффузивно-пирокластическая и терригенная, нерасчлененные, 5 – терригенная, 6 – пирокластическая толщи; 7–9 – терригенно-вулканогенный комплекс (ганальская серия): 7 – эффузивная (вахталкинская), 8 – терригенная (воеводская), 9 – терригенно-вулканогенная (дьявольская) толщи; 10 – гранулитоподобные контактово-реакционные породы; 11 – дометаморфические габбронориты и постметаморфические амфиболовые габбро (нерасчлененные); 12 – субвулканические габбро и плагиогранит-порфиры; 13 – синкинематические габбро (а) и плагиограниты (б); 14 – посткинематические диориты и плагиограниты неогенового (?) возраста; 15 – надвиги первой фазы, ограничивающие чешуи; 16 – сдвига-надвиги второй фазы, ограничивающие «блоки» (а) и чешуи (б), позднекайнозойские крутопадающие разломы (в); 17 – элементы залегания слоистости, сланцеватости, гнейсовидности. Прямоугольником выделена площадь рис. 2.

товых гнейсов, амфиболитов, кварцитов и мраморов. Дьявольская толща представлена переслаиванием амфиболитов и плагиогнейсов с редкими прослоями кварцитов и мраморов.

Возраст протолита ганальской серии и время регионального метаморфизма ее отложений точно не установлены. Оценки возраста метаморфизма, полученные по геологическим данным и радиоизотоп-

ным исследованиям, дали очень противоречивые результаты – от докембрия до кайнозоя [2, 4, 5, 11, 14, 17–19, 27, 28, 30, 42]. Их детальный критический обзор приведен в статье [19].

Центральное место в структуре вахталкинского блока занимает Юрчикский габброноритовый плутон, слагающий факолитообразное тело длиной до 22 км в продольной оси (рис. 1), лишь напо-

ловину вскрытое в современном эрозионном срезе. Массив сложен неравномернозернистыми габброноритами с жильной фацией роговообманковых перидотитов (кортландитов), претерпевшими расланцевание и региональный метаморфизм амфиболовой

фации, одновременный и изофациальный с метаморфизмом пород ганальской серии [24, 28, 31], и более поздними постметаморфическими амфиболовыми габбро [28]. Особенно широкое развитие эти габбро получили в южной части интрузива, где их тела

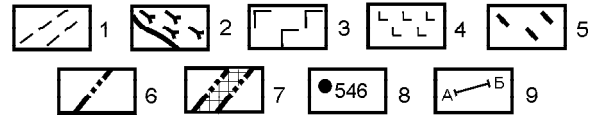
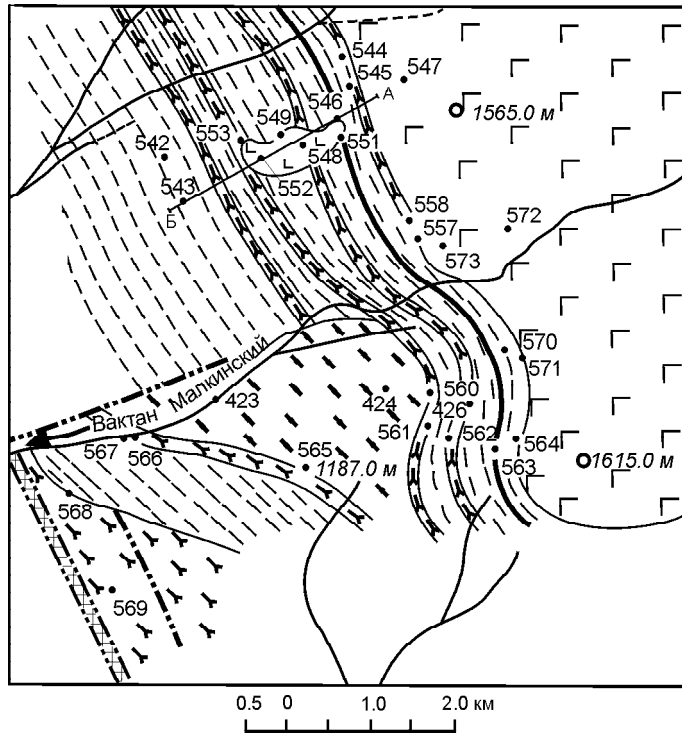


Рис. 2. Схематическая геологическая карта юго-западной части Юрчикского массива (истоки р. Вактан Малкинский).

1–2 – воеводская толща: мигматизированные и гранитизированные гранат-биотитовые и гранат-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и гнейсы (1), амфиболиты (2); 3 – дометаморфические габбронориты и постметаморфические амфиболовые габбро (нерасчлененные); 4 – постметаморфические амфиболовые габбро; 5 – биотит-амфиболовые гранитоидные гнейсы; 6 – тектонические нарушения; 7 – зона дробления и катаклаза; 8 – точки наблюдения; 9 – разрез А-В (рис. 3).

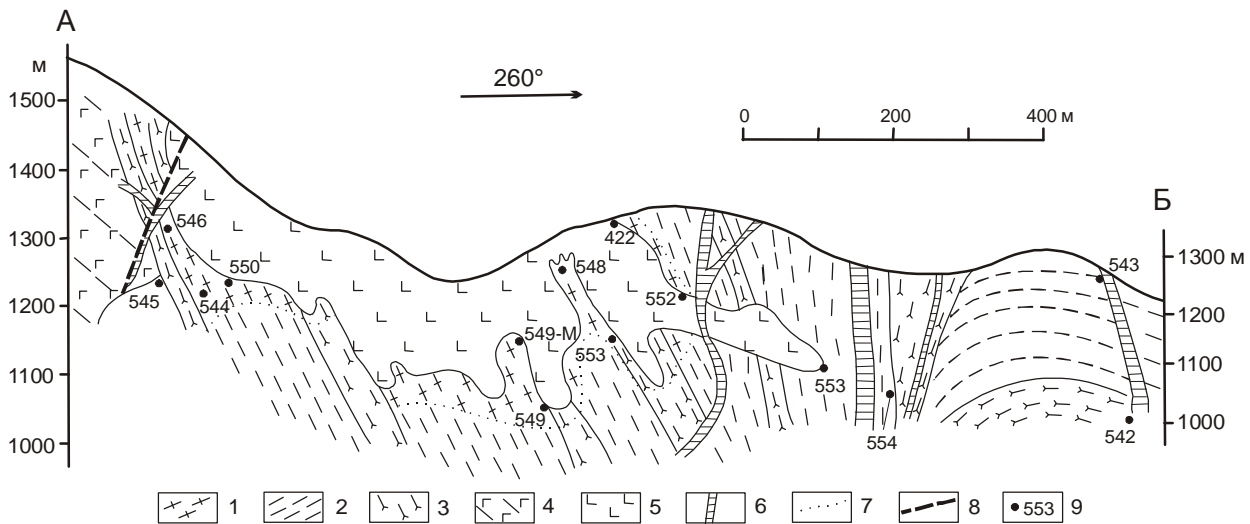


Рис. 3. Схематический геологический разрез через интрузивное тело амфиболовых габбро в истоках р. Вактан Малкинский. Положение разреза см. на рис. 2.

1 – гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые гранулитоподобные контактово-реакционные породы; 2-3 – воеводская толща: 2 – биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы, гнейсы и мигматиты, 3 – амфиболиты и клинопироксен-амфиболовые кристаллические сланцы; 4 – метаморфизованные и расланцованные габбронориты; 5 – постметаморфические амфиболовые габбро; 6 – дайки диабазов; 7 – граница высокотемпературного (ответвляющегося парагенезисам гранулитовой фации) контактового ореола; 8 – тектонические нарушения; 9 – точки наблюдения.

Таблица 1. Микрозондовые анализы минералов из постметаморфического амфиболового габбро (обр. 571 С, Срх+Нб+Pl+Плм+Мт+Ар).

	Cpx_c	Cpx_r	Hb^1_c	Hb^1_r	Pl_c	Pl_r	Hb^2_c	Hb^2_r	Ilm	Mt
SiO ₂	51.22	53.67	43.07	45.76	46.18	45.56	51.55	53.12	0.00	0.00
TiO ₂	0.57	0.27	1.63	1.09	0.00	0.00	0.53	0.39	48.95	0.08
Al ₂ O ₃	6.21	3.05	13.43	11.80	34.51	35.11	6.54	5.36	0.06	0.70
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	4.59	68.23
FeO	9.35	7.46	11.85	10.85	0.33	0.38	10.15	9.78	43.06	31.18
MnO	0.05	0.12	0.07	0.03	0.00	0.00	0.06	0.08	0.99	0.02
MgO	14.98	14.69	13.06	14.36	0.00	0.00	16.23	17.27	0.00	0.00
CaO	16.58	22.26	11.63	11.89	17.82	18.09	12.24	12.55	0.00	0.00
Na ₂ O	0.83	0.44	1.88	1.65	1.18	1.14	1.03	0.79	0.00	0.00
K ₂ O	0.13	0.04	0.51	0.48	0.02	0.02	0.25	0.17	0.00	0.00
Сумма	99.92	102.00	97.13	97.85	100.04	100.30	98.58	99.51	97.65	100.25
X_{Mg}	0.741	0.778	0.663	0.702	-	-	0.740	0.759	-	-
X_{An}	-	-	-	-	0.892	0.897	-	-	-	-
Wo	37.1	45.9	-	-	-	-	-	-	-	-
En	46.6	42.1	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	16.3	12.0	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Hb^1 – магматическая чермакитовая роговая обманка с каймой магниальной роговой обманки, Hb^2 – постмагматическая актинолитовая роговая обманка.

прорывают габбронориты и вмещающие породы ганальской серии (рис. 2, 3).

Постметаморфические амфиболовые габбро состоят из буровато-зеленой чермакитовой роговой обманки (по номенклатуре [40]) с каймами магниальной роговой обманки (табл. 1), плагиоклаза An_{85-90}^* , небольшого количества авгита $Wo_{37-46}En_{42-47}Fs_{12-16}$, рудных минералов (магнетита, титаномагнетита и ильменита) и апатита. В приконтактных частях габбро с вмещающими терригенными породами значительное развитие получает биотит ($X_{Mg}=0.45-0.50$), частично замещающий первичный амфибол. С постмагматической стадией кристаллизации габброидного расплава связано замещение магматического амфибола актинолитовой роговой обманкой (табл. 1). Температура этого процесса определяется в 415–430°C, а глубинность отвечает давлению около 1.5 кбар (использован геотермобарометр [22]).

СОСТАВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ВОЕВОДСКОЙ ТОЛЩИ ГАНАЛЬСКОЙ СЕРИИ

Основными метаморфическими событиями, которые определили современный облик метаморфических и плутонических пород Вахталкинского блока, являются: 1) контактовый метаморфизм, обусловленный становлением Юрчикского габброноритового плутона, 2) последующий региональный метаморфизм амфиболитовой фации, 3) контактовый метаморфизм в связи с внедрением постметаморфических амфиболовых габбро и, наконец, 4) зеленосланцевый метаморфизм, охвативший ранее метаморфизованные породы, габброиды Юрчикского массива и верхнемеловые образования ирунейской свиты [28].

В составе воеводской толщи наибольшим распространением пользуются биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы, содержащие прослойки биотит-кордиеритовых и гранат-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и гранат-биотитовых гнейсов. В верхней части толщи наблюдаются прослойки амфиболитов и клинопироксен-амфиболовых кристаллических сланцев мощностью 5–10 м (иногда до 20–30 м). Гнейсы, плагиогнейсы и амфиболиты в значительной степени гранитизированы и мигматизированы и содержат многочислен-

*В статье приняты следующие обозначения: Alm – альмандин, An – анортит, Bi – биотит, Mu – мусковит, Cor – кордиерит, Срх – клинопироксен, Сум – куммингтонит, Gr – гранат, Gros – гроссуляр, Нб – амфибол, Орх – ортопироксен, Плм – ильменит, Мт – магнетит, Pl – плагиоклаз, Pyr – пироп, Spes – пессартин; с – центр, г – край кристалла, $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$, $X_{An} = Ca/(Ca+Na+K)$. Анализы выполнены на микрозонде Camebax в Институте вулканологии ДВО РАН и JXA-5A в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН.

ные согласные и секущие жилы синметаморфических биотитовых, биотит-кордиеритовых плагиогранитов и гранитов и, реже, гранат-биотитовых пегматитов мощностью от первых сантиметров до нескольких метров.

Гнейсы и плагиогнейсы – полосчатые мелкозернистые породы с равномерным распределением минералов. Главную роль среди них играет кислый плагиоклаз An_{26-34} (более 50–60 объемн. %) (табл. 2), содержащий антипертитовые вставки калинатрового полевого шпата, количество которого возрастает с усилением степени гранитизации и мигма-

тизации пород вплоть до появления его самостоятельных кристаллов. Биотит – главный железомagneзиальный минерал этих пород; в гранат-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых разностях к биотиту присоединяются гранат (1–2%), кордиерит (до 10–15%) и иногда силлиманит. Состав минералов плагиогнейсов воеводской толщи, приведенный в табл. 2, свидетельствует о том, что региональный метаморфизм исходных пород осуществлялся в условиях амфиболитовой фации ($T=600-640^{\circ}C$, $P=5-5.5$ кбар) [27, 28].

Таблица 2. Микронзондовые анализы минералов из гранитизированных и мигматизированных гранат-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов воеводской толщи ганальской серии.

	426-И					561			
	Gr_c	Gr_r	Bi	Cor	Pl	Gr_c	Gr_r	Bi	Cor
SiO ₂	38.20	38.60	36.25	49.04	60.31	37.05	37.36	34.44	47.45
TiO ₂	0.01	0.01	3.01	0.01	0.00	0.01	0.02	2.96	0.02
Al ₂ O ₃	21.70	21.19	18.50	31.99	25.13	21.28	21.21	20.09	33.09
FeO	31.41	31.87	18.35	8.39	0.05	35.43	34.68	21.76	10.05
MnO	3.56	3.91	0.16	0.32	0.00	3.85	4.83	0.19	0.40
MgO	4.05	3.62	8.66	7.93	0.00	3.41	2.60	8.06	7.37
CaO	1.21	1.15	0.00	0.02	6.69	0.95	0.92	0.00	0.02
Na ₂ O	0.03	0.02	0.16	0.17	7.79	0.00	0.00	0.21	0.19
K ₂ O	0.00	0.00	9.37	0.01	0.10	0.00	0.01	9.38	0.02
Сумма	100.17	100.37	94.46	97.88	100.07	101.98	101.63	97.09	98.61
X_{Mg}	0.187	0.168	0.457	0.627	-	0.146	0.118	0.398	0.566
X_{An}	-	-	-	-	0.320	-	-	-	-
<i>Alm</i>	71.8	72.8	-	-	-	76.0	76.4	-	-
<i>Pyr</i>	16.5	14.8	-	-	-	13.0	10.2	-	-
<i>Spes</i>	8.2	9.0	-	-	-	8.4	10.8	-	-
<i>Gros</i>	3.5	3.4	-	-	-	2.6	2.6	-	-
	561		571-A						
	Pl_c	Pl_r	Gr_c	Gr_r	Gr_r	Bi	Pl_c	Pl_r	
SiO ₂	62.18	61.62	38.67	38.14	38.00	36.30	61.14	59.15	
TiO ₂	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	2.39	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	23.92	23.87	22.19	22.04	22.06	19.62	25.01	26.15	
FeO	0.06	0.08	30.94	31.07	30.55	18.46	0.02	0.31	
MnO	0.01	0.00	3.25	4.87	5.65	0.03	0.00	0.00	
MgO	0.00	0.01	5.23	4.31	3.95	10.56	0.00	0.00	
CaO	4.88	5.64	1.21	1.16	1.22	0.00	6.36	7.43	
Na ₂ O	8.49	8.83	0.01	0.01	0.00	0.26	7.78	7.81	
K ₂ O	0.34	0.20	0.02	0.01	0.00	9.67	0.26	0.19	
Сумма	99.90	100.26	101.52	101.61	101.43	97.29	100.57	101.04	
X_{Mg}	-	-	0.231	0.198	0.187	0.505	-	-	
X_{An}	0.307	0.258	-	-	-	-	0.306	0.341	
<i>Alm</i>	-	-	68.6	68.8	68.1	-	-	-	
<i>Pyr</i>	-	-	20.7	17.0	15.7	-	-	-	
<i>Spes</i>	-	-	7.3	10.9	12.7	-	-	-	
<i>Gros</i>	-	-	3.4	3.3	3.5	-	-	-	

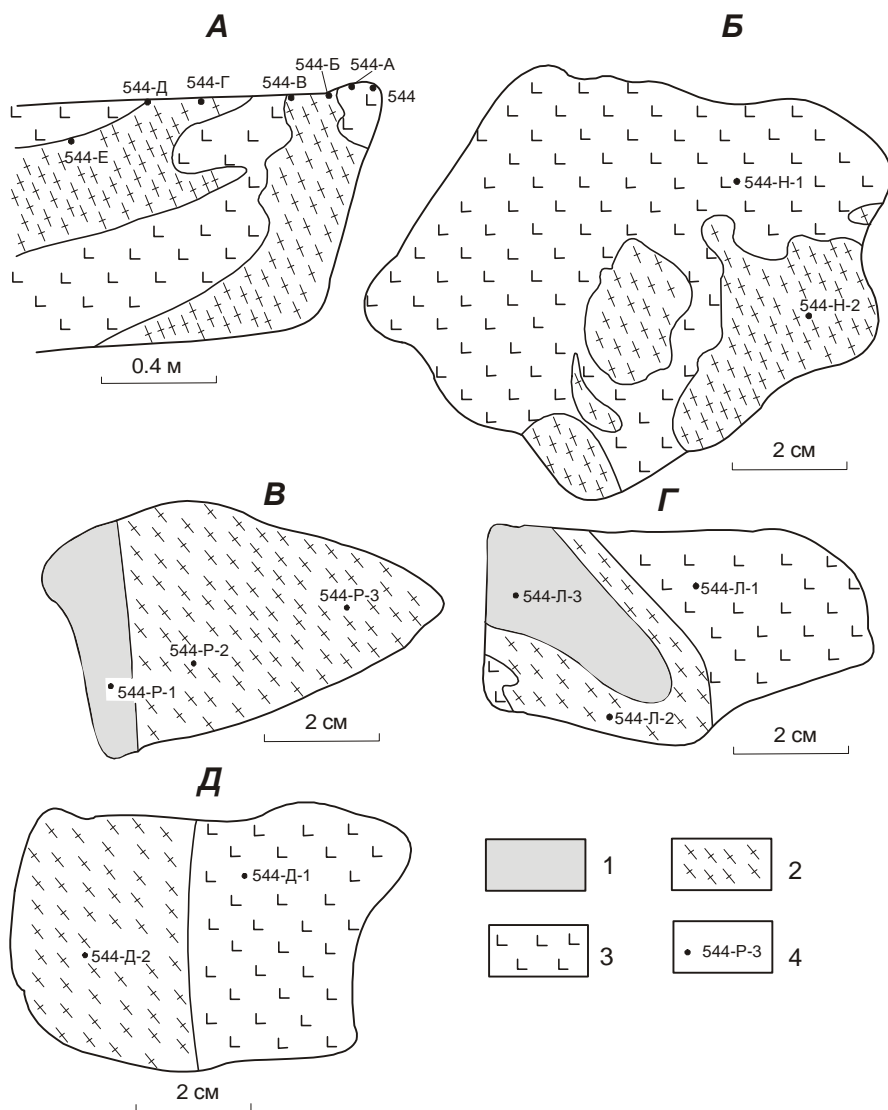


Рис. 4. Контактные взаимоотношения амфиболовых габбро с гранитизированными плагиогнейсами ганальской серии. Истоки р. Вактан Малкинский, т.н. 544 (рис. 2)

А – инъекции габброидного расплава, преобразованного в биотит-ортопироксеновые диориты, в метасоматические биотит-ортопироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы,

Б–Д – детали взаимоотношений биотит-ортопироксеновых диоритов лейкократовых выделок с метасоматическими биотит-ортопироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами

1 – гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовый плагиогнейс, 2 – тонко- и мелкозернистый биотит-ортопироксен-плагиоклазовый кристаллосланец, 3 – биотит-ортопироксеновый диорит, 4 – точки микрозондового анализа минералов.

КОНТАКТОВО-РЕАКЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ МЕЖДУ АМФИБОЛОВЫМИ ГАББРО И ПЛАГИОГНЕЙСАМИ

Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что контакты амфиболовых габбро с гранитизированными плагиогнейсами ганальской серии являются типично магматическими с многочисленными ксенолитами ороговикованных пород субстрата в эндоконтактной зоне (рис. 4). Изучение контакто-реакционных пород показало, что в зоне контакта возникает реакционная метасоматическая зональность, включающая зоны ороговирования, метасоматических изменений и частичного плавления исходного плагиогнейсового субстрата. Метасоматическая колонка включает следующие зоны (от тыловых к передовым): 1) неизменное амфиболовое габбро, 2) контаминированное габбро (габбронорит краевой зоны), 3) биотит-ортопи-

роксен-плагиоклазовый метасоматический кристаллический сланец, 4) гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовый плагиогнейс или кристаллический сланец, 5) гранитизированный гранат-биотитовый и гранат-биотит-кордиеритовый плагиогнейс.

В передовой части реакционной колонки замещения температурное воздействие внедряющегося габброидного расплава обуславливает преобразование гранитизированных плагиогнейсов ганальской серии в гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, различающиеся только количеством кварца. Мощность этой зоны изменения варьирует в широких пределах, определяясь формой контакта амфиболовых габбро и плагиогнейсов субстрата. При крутых падениях контакта (рис. 4, А, Б) мощность формирующихся плагиогнейсов и кристаллических сланцев не превышает первых десятков санти-

метров, но при пологих контактах и в донных частях магматических тел мощность этих пород может достигать первых десятков метров (рис. 3).

Гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и сланцы – мелкозернистые породы с типично метаморфической гранобластовой структурой. Главную роль в их составе играет плагиоклаз An_{28-40} ; содержание кварца и железо-магнезиальных минералов подвержено значительным колебаниям. Гранат (табл. 3) характеризуется варьирующим содержанием пироповой молекулы (от 15–18 до 25 мол.%), гомогенным строением или

слабо выраженной зональностью кристаллов. Содержание граната редко превышает 1–2% объема пород. Ортопироксен En_{53-60} (табл. 3) содержится в количестве 5–10% и частично замещается куммингтонитом. Количество биотита ($X_{Mg}=0.5-0.6$) и кордиерита ($X_{Mg}=0.67-0.71$) подвержено значительным колебаниям. В кордиерите и, реже, в плагиоклазе содержатся многочисленные мелкие включения силлиманита и зеленой железистой шпинели. Fe-Ti-оксиды представлены магнетитом, титаномагнетитом, реже ильменитом, а среди сульфидов преобладают пирит и пирротин.

Таблица 3. Микронзондовые анализы минералов из гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев.

	564									544-Л-3	
	Gr_c	Gr_r	Cor_c	Cor_r	Bi	Mu	Pl_c	Pl_r	Pl_r	Gr_c	Gr_r
SiO ₂	37.89	38.06	48.31	48.46	36.05	44.76	57.95	58.94	61.73	38.17	38.19
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	3.17	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	21.96	22.68	34.99	35.43	18.51	34.70	26.33	25.64	24.46	22.08	22.33
FeO	33.01	30.73	7.67	7.55	18.73	3.48	0.04	0.08	0.08	32.94	33.18
MnO	1.49	1.71	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.58	1.68
MgO	5.34	3.91	8.82	9.05	11.70	2.66	0.00	0.00	0.02	5.03	4.61
CaO	1.51	1.48	0.00	0.00	0.00	0.00	7.90	7.24	5.65	1.04	1.25
Na ₂ O	0.00	0.02	0.19	0.20	0.45	0.20	7.20	7.63	8.05	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	9.24	9.82	0.43	0.52	0.13	0.00	0.00
Сумма	101.20	98.59	99.85	100.76	97.85	95.63	99.85	100.05	100.14	100.86	100.24
X_{Mg}	0.224	0.185	0.672	0.681	0.527	0.577	-	-	-	0.214	0.199
X_{An}	-	-	-	-	-	-	0.368	0.334	0.277	-	-
<i>Alm</i>	71.8	74.3	-	-	-	-	-	-	-	73.5	74.2
<i>Pyr</i>	20.7	16.9	-	-	-	-	-	-	-	20.0	18.4
<i>Spes</i>	3.3	4.2	-	-	-	-	-	-	-	3.6	3.8
<i>Gros</i>	4.2	4.6	-	-	-	-	-	-	-	3.0	3.6
	544-Л-3					571-Т					
	Orx_c	Orx_r	Bi	Pl_c	Pl_r	Gr_c	Gr_r	Cor	Bi_1	Bi_2	
SiO ₂	51.96	52.34	36.28	60.30	53.89	38.32	38.31	48.61	36.76	36.21	
TiO ₂	0.05	0.06	4.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	3.79	3.86	
Al ₂ O ₃	1.07	1.04	15.12	25.98	29.57	22.25	22.31	33.07	18.03	16.10	
FeO	25.24	25.24	16.52	0.20	0.54	30.95	32.02	7.89	19.56	17.81	
MnO	0.66	0.58	0.00	0.00	0.00	1.79	1.74	0.13	0.00	0.04	
MgO	20.85	20.85	13.83	0.00	0.00	6.19	5.62	8.78	10.11	10.59	
CaO	0.34	0.45	0.00	6.12	11.66	1.13	1.00	0.03	0.00	0.01	
Na ₂ O	0.02	0.03	0.26	7.68	5.23	0.00	0.00	0.11	0.09	0.18	
K ₂ O	0.00	0.00	9.41	0.18	0.08	0.00	0.00	0.01	9.78	9.37	
Сумма	100.19	100.59	95.74	100.46	100.97	100.63	101.00	98.64	98.12	94.17	
X_{Mg}	0.596	0.596	0.599	-	-	0.263	0.238	0.665	0.477	0.514	
X_{An}	-	-	-	0.302	0.550	-	-	-	-	-	
<i>Alm</i>	-	-	-	-	-	68.4	71.1	-	-	-	
<i>Pyr</i>	-	-	-	-	-	24.4	22.2	-	-	-	
<i>Spes</i>	-	-	-	-	-	4.0	3.9	-	-	-	
<i>Gros</i>	-	-	-	-	-	3.2	2.8	-	-	-	

Окончание таблицы 3.

	571-Т		549-М							544-Р-1
	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Gr_c</i>	<i>Gr_r</i>	<i>Cor_c</i>	<i>Cor_r</i>	<i>Bi</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Gr_c</i>
SiO ₂	61.91	59.20	38.26	38.23	48.37	48.45	35.88	58.93	60.41	38.09
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	4.10	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	24.10	26.16	22.19	22.58	34.40	34.61	18.18	26.79	25.40	22.34
FeO	0.00	0.32	28.32	29.00	6.38	6.55	16.88	0.03	0.47	31.28
MnO	0.00	0.00	4.00	3.69	0.17	0.20	0.00	0.00	0.00	2.01
MgO	0.00	0.00	6.69	6.94	8.86	9.51	10.50	0.00	0.00	6.95
CaO	5.97	7.02	1.21	1.14	0.00	0.00	0.00	7.45	7.15	1.30
Na ₂ O	8.17	7.82	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04	6.36	7.67	0.00
K ₂ O	0.24	0.16	0.00	0.00	0.01	0.00	9.70	0.29	0.23	0.00
Сумма	100.39	100.68	100.67	101.63	98.21	99.33	95.28	99.88	101.33	101.98
<i>X_{Mg}</i>	-	-	0.296	0.299	0.712	0.721	0.525	-	-	0.284
<i>X_{An}</i>	0.284	0.329	-	-	-	-	-	0.386	0.336	-
<i>Alm</i>	-	-	61.8	62.3	-	-	-	-	-	66.1
<i>Pyr</i>	-	-	26.0	29.6	-	-	-	-	-	26.1
<i>Spes</i>	-	-	8.8	8.0	-	-	-	-	-	4.3
<i>Gros</i>	-	-	3.4	3.1	-	-	-	-	-	3.5
	544-Р-1				544-Н-2					
	<i>Gr_r</i>	<i>Op_{x_c}</i>	<i>Op_{x_r}</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Op_x</i>	<i>Cor_c</i>	<i>Cor_r</i>	<i>Bi</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>
SiO ₂	37.70	50.68	50.14	58.14	51.61	48.26	48.57	36.33	55.37	55.07
TiO ₂	0.00	0.07	0.09	0.00	0.16	0.00	0.00	3.12	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.72	3.76	3.38	26.46	1.60	34.51	34.34	17.34	28.80	29.37
FeO	30.84	28.21	27.00	0.03	24.60	4.41	4.79	14.50	0.09	0.15
MnO	1.94	0.46	0.50	0.00	0.79	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00
MgO	6.57	17.94	17.86	0.00	20.89	10.09	10.48	14.35	0.00	0.00
CaO	1.54	0.13	0.11	8.08	0.95	0.00	0.00	0.00	9.60	9.91
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	7.20	0.00	0.20	0.13	0.27	5.60	5.53
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.01	9.01	0.08	0.05
Сумма	101.31	101.25	99.08	100.02	100.60	97.52	98.39	94.92	99.54	100.08
<i>X_{Mg}</i>	0.275	0.531	0.541	-	0.602	0.803	0.800	0.638	-	-
<i>X_{An}</i>	-	-	-	0.381	-	-	-	-	0.484	0.496
<i>Alm</i>	66.4	0.3	0.2	-	1.9	-	-	-	-	-
<i>Pyr</i>	25.2	52.9	54.0	-	59.1	-	-	-	-	-
<i>Spes</i>	4.2	46.8	45.8	-	39.0	-	-	-	-	-
<i>Gros</i>	4.2									

Примечание. Обр. 564, 544-Л-3 – гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовый кристаллический сланец, 571-Т, 544-Р-1 – гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовый плагиогнейс, 549-М – гранат-биотит-кордиеритовый кристаллический сланец, 544-Н-2 – ортопироксен-кордиерит-биотитовый кристаллический сланец. Положение точек анализа минералов см. на рис. 4 и 5.

По направлению к тыловым зонам контактового ореола зона гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев сменяется зоной биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев – тонко- и мелкозернистых (размер зерен 0.03–0.2 мм) метасоматических пород (рис. 4,В), состоящих из ортопироксена En_{32-62} (табл. 4), плагиоклаза An_{36-52} , к которым в варьирующих количествах присоединяются биотит ($X_{Mg}=0.56-$

0.65), апатит и Fe-Ti-оксиды. Мощность зоны метасоматических кристаллосланцев небольшая и редко превышает несколько десятков сантиметров (рис. 4, В). Аналогичная смена плагиогнейсов метасоматическими биотит-ортопироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами отмечается и в ксенолитах гранитизированных плагиогнейсов в амфиболовых габбро, центральные части которых представлены гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовыми

Таблица 4. Микронзондовые анализы минералов из биотит-ортопироксен-плаггиоклазовых метасоматических кристаллических сланцев.

	544-Н-1						544-Р-2				
	<i>Орх</i>	<i>Cum_c</i>	<i>Cum_r</i>	<i>Bi</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Орх_c</i>	<i>Орх_r</i>	<i>Bi</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>
SiO ₂	52.38	54.36	54.35	35.51	54.84	53.05	49.56	51.01	35.51	59.41	59.79
TiO ₂	0.03	0.03	0.04	2.46	0.00	0.00	0.11	0.03	3.27	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	1.10	2.18	2.44	16.35	29.67	30.79	3.36	2.19	17.44	25.96	25.40
FeO	23.09	18.95	19.08	14.25	0.06	0.23	28.20	28.49	17.03	0.28	0.46
MnO	0.75	0.61	0.59	0.01	0.00	0.00	0.56	0.58	0.00	0.00	0.00
MgO	22.44	21.04	20.86	15.96	0.00	0.00	17.39	17.49	12.37	0.00	0.00
CaO	0.32	0.39	0.33	0.39	10.33	11.19	0.09	0.14	0.00	7.45	7.57
Na ₂ O	0.00	0.04	0.04	0.17	5.63	5.82	0.00	0.00	0.42	7.42	7.21
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	7.55	0.11	0.09	0.00	0.00	8.66	0.10	0.10
Сумма	100.11	97.60	97.75	93.25	100.64	101.17	99.27	99.93	94.70	100.62	100.53
<i>X_{Mg}</i>	0.634	0.526	0.522	0.666	-	-	0.524	0.523	0.564	-	-
<i>X_{An}</i>	-	-	-	-	0.500	0.513	-	-	-	0.355	0.365
<i>W_O</i>	0.6	-	-	-	-	-	0.2	0.3	-	-	-
<i>En</i>	63.0	-	-	-	-	-	52.3	52.1	-	-	-
<i>Fs</i>	36.4	-	-	-	-	-	47.5	47.6	-	-	-
	544-П-3					544-Л-2					544-Л-1
	<i>Орх_c</i>	<i>Орх_r</i>	<i>Bi</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Орх_c</i>	<i>Орх_r</i>	<i>Bi</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Орх_c</i>
SiO ₂	50.04	49.55	36.43	59.12	58.67	52.68	52.53	36.76	55.18	54.52	52.36
TiO ₂	0.11	0.07	3.05	0.00	0.00	0.05	0.04	3.95	0.00	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	3.16	3.57	17.71	26.20	26.01	1.01	1.04	15.59	28.78	29.18	0.86
FeO	28.24	29.06	16.94	0.28	0.23	24.93	25.07	16.05	0.37	0.67	24.42
MnO	0.55	0.49	0.00	0.00	0.00	0.64	0.66	0.00	0.00	0.00	0.56
MgO	17.15	17.45	12.25	0.00	0.00	21.37	21.65	14.00	0.00	0.00	21.37
CaO	0.13	0.09	0.00	7.43	7.87	0.56	0.51	0.00	10.98	11.17	0.51
Na ₂ O	0.00	0.00	0.34	6.72	7.14	0.00	0.00	0.06	5.60	5.54	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	8.84	0.14	0.13	0.00	0.00	9.31	0.13	0.08	0.01
Сумма	99.38	100.28	95.62	99.89	100.05	101.24	101.50	95.72	101.04	101.16	100.12
<i>X_{Mg}</i>	0.520	0.517	0.563	-	-	0.604	0.606	0.609	-	-	0.609
<i>X_{An}</i>	-	-	-	0.376	0.376	-	-	-	0.516	0.525	-
<i>W_O</i>	0.3	0.2	-	-	-	1.1	1.0	-	-	-	1.0
<i>En</i>	51.8	51.6	-	-	-	59.8	60.0	-	-	-	60.3
<i>Fs</i>	47.9	48.2	-	-	-	39.1	39.0	-	-	-	38.7
	544-Л-1				544-Л-2					544-Л-1	
	<i>Орх_r</i>	<i>Hb</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Орх_c</i>	<i>Орх_r</i>	<i>Bi</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Орх_c</i>	<i>Орх_r</i>
SiO ₂	51.66	45.20	55.54	54.03	52.92	52.51	36.89	55.77	55.16	52.68	52.90
TiO ₂	0.04	1.18	0.00	0.00	0.06	0.08	3.07	0.00	0.00	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	0.96	9.83	28.17	29.27	1.41	1.38	15.95	28.68	29.21	0.86	0.92
FeO	25.40	14.49	0.18	0.26	23.67	23.40	14.49	0.13	0.20	23.88	24.37
MnO	0.62	0.08	0.00	0.00	0.67	0.69	0.00	0.00	0.00	0.57	0.61
MgO	21.15	13.68	0.00	0.00	22.18	22.23	15.19	0.00	0.00	22.15	21.54
CaO	0.55	11.08	10.57	11.72	0.42	0.38	0.03	10.57	11.32	0.38	0.50
Na ₂ O	0.01	1.23	5.70	5.14	0.00	0.00	0.05	6.05	5.73	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.71	0.25	0.17	0.00	0.00	9.05	0.16	0.10	0.00	0.00
Сумма	100.39	97.48	100.41	100.61	101.33	100.67	94.72	101.36	101.72	100.56	100.88
<i>X_{Mg}</i>	0.597	0.627	-	-	0.625	0.629	0.651	-	-	0.623	0.612
<i>X_{An}</i>	-	-	0.499	0.552	-	-	-	0.487	0.519	-	-
<i>W_O</i>	1.1	-	-	-	0.8	0.8	-	-	-	0.8	1.0
<i>En</i>	59.1	-	-	-	62.0	62.4	-	-	-	61.8	60.6
<i>Fs</i>	39.8	-	-	-	37.2	36.8	-	-	-	37.4	38.4

Окончание таблицы 4.

	544-Д-1			544-3-1							571-Е
	<i>Bi</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Opx_c</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Bi</i>	<i>Cum_c</i>	<i>Cum_r</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Opx_c</i>
SiO ₂	37.29	51.85	48.36	51.79	52.88	37.80	54.13	54.17	50.87	49.48	54.62
TiO ₂	3.24	0.00	0.00	0.05	0.04	3.13	0.08	0.14	0.00	0.00	0.10
Al ₂ O ₃	15.90	32.37	35.16	1.33	1.34	16.32	1.82	1.93	31.69	32.48	0.78
FeO	14.72	0.17	0.24	23.77	24.15	13.89	19.38	20.25	0.25	0.22	18.03
MnO	0.00	0.00	0.00	0.72	0.70	0.00	0.60	0.63	0.00	0.00	0.23
MgO	15.67	0.00	0.00	22.18	22.13	16.25	20.45	20.63	0.00	0.00	24.56
CaO	0.09	12.60	15.13	0.49	0.36	0.00	1.10	0.95	14.26	14.85	0.86
Na ₂ O	0.03	4.56	2.71	0.02	0.00	0.19	0.23	0.25	3.65	3.38	0.02
K ₂ O	8.75	0.09	0.04	0.00	0.00	9.41	0.00	0.01	0.08	0.05	0.01
Сумма	95.69	101.64	101.64	100.35	101.60	96.99	97.79	98.96	100.80	100.46	99.21
<i>X_{Mg}</i>	0.655	-	-	0.624	0.620	0.676	0.653	0.645	-	-	0.708
<i>X_{An}</i>	-	0.601	0.753	-	-	-	-	-	0.680	0.706	-
<i>Wo</i>	-	-	-	1.0	0.7	-	-	-	-	-	1.7
<i>En</i>	-	-	-	61.8	61.6	-	-	-	-	-	69.6
<i>Fs</i>	-	-	-	37.2	37.7	-	-	-	-	-	28.7

	571-Е				564-Б					
	<i>Opx_r</i>	<i>Bi</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Gr_c</i>	<i>Gr_r</i>	<i>Opx</i>	<i>Bi</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>
SiO ₂	53.84	37.81	53.26	57.03	37.85	37.83	52.68	35.80	57.37	58.02
TiO ₂	0.10	3.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.18	4.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.97	17.10	30.32	27.24	22.08	22.01	3.66	17.63	27.07	26.88
FeO	20.74	13.69	0.11	0.11	31.26	31.88	24.44	17.07	0.15	0.27
MnO	0.28	0.00	0.00	0.00	1.87	1.94	0.76	0.00	0.00	0.00
MgO	23.04	14.57	0.00	0.00	6.44	6.41	15.55	11.77	0.00	0.00
CaO	0.75	0.00	12.60	9.21	1.37	1.76	0.33	0.36	8.90	8.40
Na ₂ O	0.00	0.28	4.46	6.51	0.00	0.00	0.30	0.32	6.67	6.70
K ₂ O	0.02	9.47	0.08	0.10	0.02	0.00	0.01	9.80	0.38	0.33
Сумма	99.74	95.99	100.83	100.21	100.89	101.83	97.91	96.75	100.54	100.60
<i>X_{Mg}</i>	0.664	0.655	-	-	0.269	0.264	0.531	0.551	-	-
<i>X_{An}</i>	-	-	0.607	0.436	-	-	-	-	0.415	0.402
<i>Wo</i>	1.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>En</i>	65.4	-	-	-	-7	-	-	-	-	-
<i>Fs</i>	33.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Обр. 544-Н-2, 544-Р-2, 544-Л-2, 544-Д-2 – биотит-ортопироксен-плагиоклазовый метасоматический кристаллический сланец; 544-Н-1, 544-Р-3, 544-Л-1, 544-Д-1, 544-3-1, 571-Е – биотит-ортопироксеновый диорит; 564-Б – биотит-ортопироксеновый диорит с реликтами кордиерита и граната (гранат – центр-край: *Alm*-67.4-67.2, *Pyr*-24.7-24.0, *Spes*-4.1-4.1, *Gros*-3.8-4.7). Положение точек анализа минералов см. на рис. 4 и 5.

плагиогнейсами или кристаллическим сланцами, а краевые зоны – биотит-ортопироксен-плагиоклазовыми тонкозернистыми или мелкозернистыми кристаллическим сланцами (рис. 4, Г, рис. 5, В, Г). Мелкие ксенолиты плагиогнейсового субстрата обычно полностью преобразованы в биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматические кристаллические сланцы (рис. 5, Б, Д).

С приближением к контакту с амфиболовыми габбро в биотит-ортопироксен-плагиоклазовых ме-

тасоматических кристаллических сланцах отмечается образование обособлений, сегрегаций и прожилковидных выделений более лейкократового и более крупнозернистого ортопироксен-плагиоклазового (±биотит) состава. Этот процесс начинается с появления в тонко- или мелкозернистых биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах отдельных таблитчатых и призматических кристаллов плагиоклаза и ортопироксена размером 0.5–1.5 мм (рис. 6), которые с увеличением их количества обра-

Таблица 5. Изменение химического состава плагиогнейсов ганальской серии при замещении амфиболовыми габброидами.

	Амфиболовое габбро	Биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматические кристаллические сланцы с магматическими обособлениями биотит-ортопироксен-плагиоклазового состава									
	571-С	544-Л	544-В	544-Б	544-К	550	544-Д-2	544	564-В	571-Е	564-Б
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	44.57	42.40	47.56	48.89	48.72	49.85	49.51	51.27	54.45	58.75	59.55
TiO ₂	0.52	2.25	1.13	0.97	1.18	0.85	0.99	0.96	0.80	0.56	0.80
Al ₂ O ₃	20.50	15.51	19.21	21.32	19.43	20.29	18.98	18.97	17.90	15.52	17.77
Fe ₂ O ₃	4.85	9.29	5.80	5.27	3.71	2.77	3.66	5.48	2.48	0.32	0.60
FeO	4.65	9.50	7.02	6.08	8.26	8.22	7.43	6.35	5.96	7.81	7.20
MnO	0.18	0.25	0.21	0.28	0.16	0.18	0.20	0.18	0.18	0.15	0.13
MgO	8.50	9.42	5.01	3.63	6.18	6.76	6.11	4.03	3.98	8.37	3.78
CaO	13.10	5.11	11.62	9.69	6.94	6.73	7.27	9.35	8.36	4.42	4.08
Na ₂ O	1.09	2.15	2.16	3.44	3.02	2.46	3.30	2.83	3.56	2.37	3.24
K ₂ O	0.44	1.19	0.32	0.33	0.85	0.09	0.43	0.40	1.05	0.96	1.17
П.п.п.	1.65	2.13	0.10	0.19	1.09	1.11	1.24	0.01	0.81	0.98	1.04
Сумма	100.16	99.44	100.14	100.09	99.67	99.31	99.51	99.83	99.53	100.21	99.36

	Гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы				Мигматизированные плагиогнейсы ганальской серии						
	549-М	552	564	571-Г	421	426-И	541-И	552-Г	553-В	554-Е	571-Г
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	56.45	63.58	58.30	63.75	62.30	66.08	69.81	60.48	65.94	69.46	67.35
TiO ₂	1.09	0.91	0.95	0.90	0.80	0.53	0.54	0.97	0.85	0.58	0.72
Al ₂ O ₃	20.68	15.87	17.94	17.34	17.50	14.05	15.42	17.70	16.50	15.98	14.79
Fe ₂ O ₃	0.12	1.91	0.25	0.58	4.13	1.93	0.00	1.87	1.18	0.57	0.96
FeO	8.43	5.85	6.99	5.55	3.45	5.10	3.47	5.48	3.57	3.17	4.41
MnO	0.24	0.15	0.12	0.13	0.18	0.05	0.21	0.13	0.09	0.08	0.13
MgO	4.37	3.05	3.84	3.20	2.89	2.48	2.46	3.22	2.64	1.97	2.86
CaO	1.97	3.25	3.42	2.65	1.76	2.30	2.68	2.42	1.85	2.52	2.28
Na ₂ O	2.14	2.43	2.95	2.75	2.22	5.05	0.83	3.24	3.10	3.24	2.92
K ₂ O	1.17	0.90	1.69	1.17	2.60	0.40	1.63	3.39	2.73	1.52	1.86
П.п.п.	2.65	2.04	2.86	1.50	2.16	2.26	0.86	1.12	1.50	0.98	1.04
Сумма	99.31	99.94	99.31	99.52	99.99	100.50	99.91	100.02	99.95	100.07	99.32

В сумму дополнительно включено P₂O₅ (мас. %): 571-С – 0.11, 544-Л – 0.24, 544-К – 0.13, 544-Д-2 – 0.39, 426-И – 0.27.

зуют выделения и обособления типа лейкосомы мигматитов мощностью от долей до нескольких сантиметров. Породы этих сегрегаций обладают типичными магматическими структурами – гипидиоморфно-зернистой и реже габброидной. Контакты между метасоматическими кристаллосланцами и новообразованными сегрегациями биотит-ортопироксен-плагиоклазового состава довольно резкие; метасоматические кристаллосланцы четко выделяются своим тонкозернистым сложением и более темной окраской из-за примеси пылевидного графитового материала (рис. 7). Иногда новообразованные кристаллы орто-

пироксена лейкократовых сегрегаций группируются в цепочки, ориентированные согласно реликтовой полосчатости исходных метаморфических пород. Характерной особенностью новообразованного материала, как и биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, является резко повышенное содержание в них апатита, обилие которого свидетельствует о высокой флюидонасыщенности внедряющегося габброидного расплава.

Породы формирующихся магматических выплавок имеют состав биотит-ортопироксеновых диоритов и, реже, лейкократовых норитов. В их составе

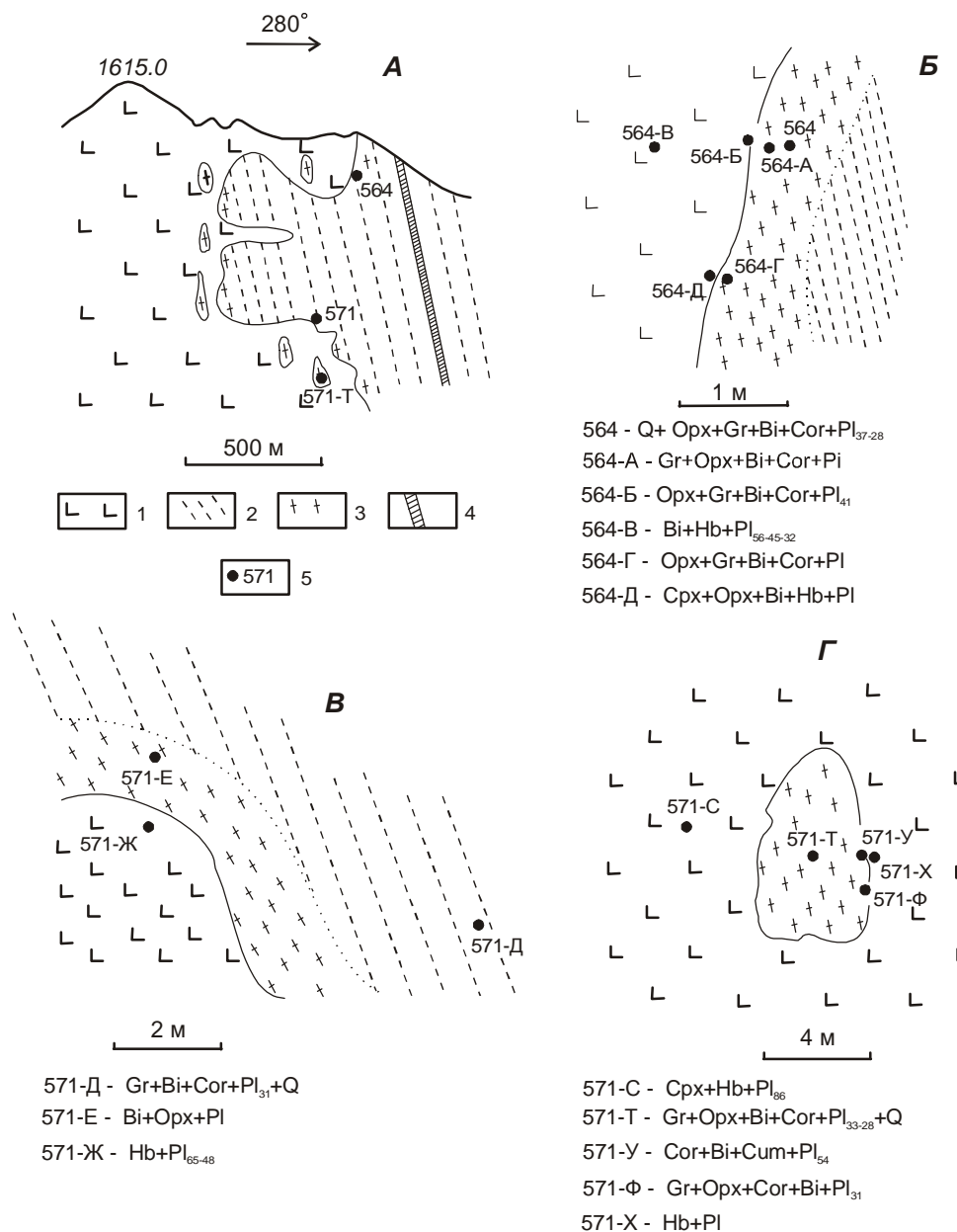


Рис. 5. Контактные взаимоотношения амфиболовых габбро с плагиогнейсами ганальской серии в истоках р.Вактан Малкинский

А – схематическая зарисовка контакта на северных скатах высоты 1615.0 м (см. рис. 2)

Б–В – детали контактовых взаимоотношений,

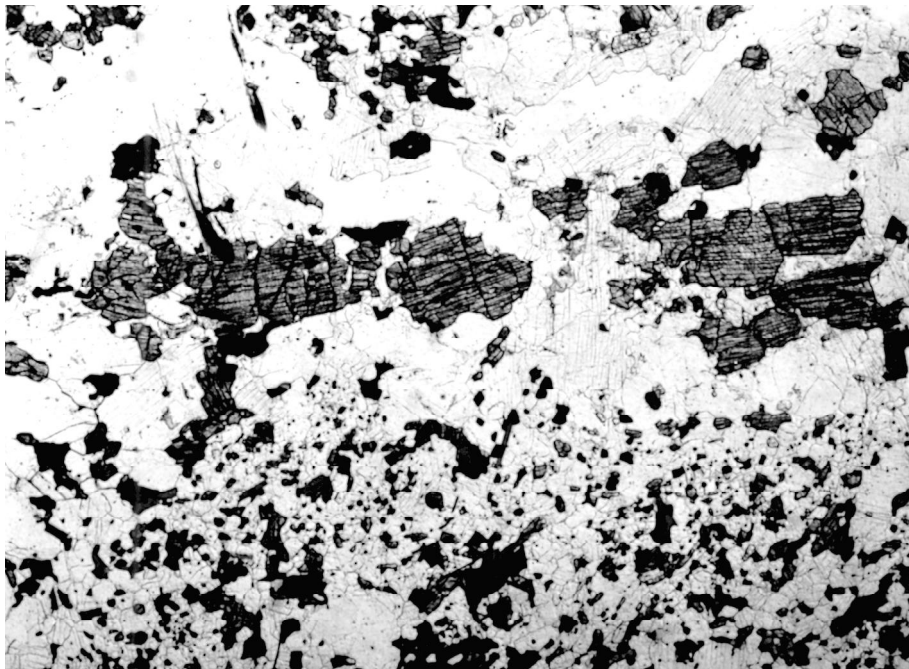
Г – крупный ксенолит ороговикованных и метасоматически измененных плагиогнейсов, в центре которого наблюдаются гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы (обр. 571-Т).

1 – амфиболовое габбро, 2 – исходный гранитизированный плагиогнейс, 3 – ороговикованный и метасоматически измененный плагиогнейс, 4 – амфиболит, 5 – места отбора образцов.

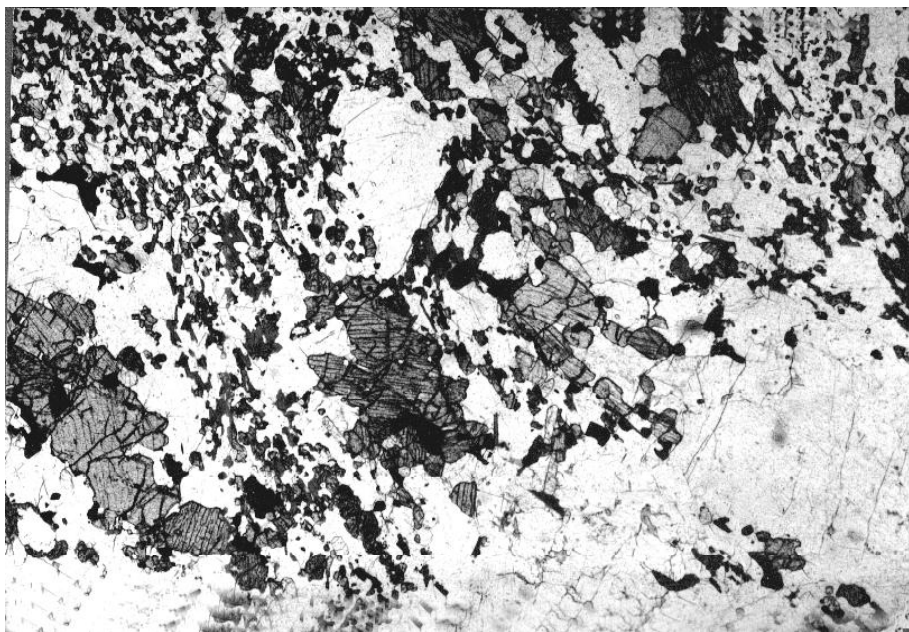
главными минералами являются плагиоклаз An_{50-75} (иногда снижающий свою основность до An_{45} , обр. 571-Е, табл. 4), ортопироксен En_{59-69} (табл. 4), частично замещаемый куммингтонитом, меньше – биотит ($X_{Mg}=0.56-0.68$), апатит и Fe-Ti-оксиды. Размер кристаллов ортопироксена и плагиоклаза этих пород составляет 0.5–1.5 мм, на фоне которых отмечаются отдельные порфирировидные выделения плагиоклаза, реже – ортопироксена размером до 2–3 мм. Иногда в этих породах могут сохраняться реликтовые кристаллы граната и кордиерита (табл. 4, обр. 564-Б). Как в новообразованных магматических выплавках, так и в метасоматических кристаллосланцах отмечаются отдельные кристаллы и скопления зеленого амфибола, частично корродирующего ортопироксен

(или частично замещающий его куммингтонит). Мощность зоны, где в метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах формируются магматические сегрегации и обособления, не превышает нескольких десятков сантиметров.

Сходные процессы образования лейкократовых биотит-ортопироксен-плагиоклазовых обособлений в метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцах устанавливаются и в зоне экзоконтакта дометаморфических габброноритов Юрчикского массива, только мощность метасоматических преобразований исходного субстрата достигает нескольких десятков и даже первых сотен метров [29]. Так, на юго-восточных скатах высоты 1644.0 м в верхнем течении р. Вактан



А



Б

Рис. 6. Бiotит-ортопироксеновый диорит в тонкозернистом биотит-ортопироксен-плаггиоклазовом метасоматическом кристаллосланце. А – шл. 544-И, Б – шл. 544-Л-2. Увел. $\times 25$. Без анализатора.

Ганальский в биотит-ортопироксен-плаггиоклазовых метасоматитах отмечаются многочисленные сегрегации и прожилки более крупнозернистого и более лейкократового биотит-ортопироксен-плаггиоклазового материала, состав которого аналогичен составу биотит-ортопироксен-плаггиоклазовых обособлений, описанных выше.

В зоне эндоконтакта амфиболовых габбро с ороговикованными и метасоматически измененными плаггиогнейсами в габбро за счет частичного усвоения компонентов боковых пород формируются кристаллы ортопироксена, вытесняющего клинопи-

роксен и роговую обманку, а также происходит снижение основности плаггиоклаза от An_{85-90} до An_{56-60} . Обычно маломощные инъекции амфиболового габбро в боковые породы почти полностью преобразованы в габбронориты краевой зоны (например, рис. 4, А). В зоне краевого габбро наблюдается обрастание и частичное замещение новообразованного ортопироксена зеленым амфиболом, типичным для амфиболовых габбро, т.е. происходит "наступление" внедряющегося габброидного расплава. Мощность зоны эндоконтактового контаминированного габбро не превышает нескольких сантиметров.

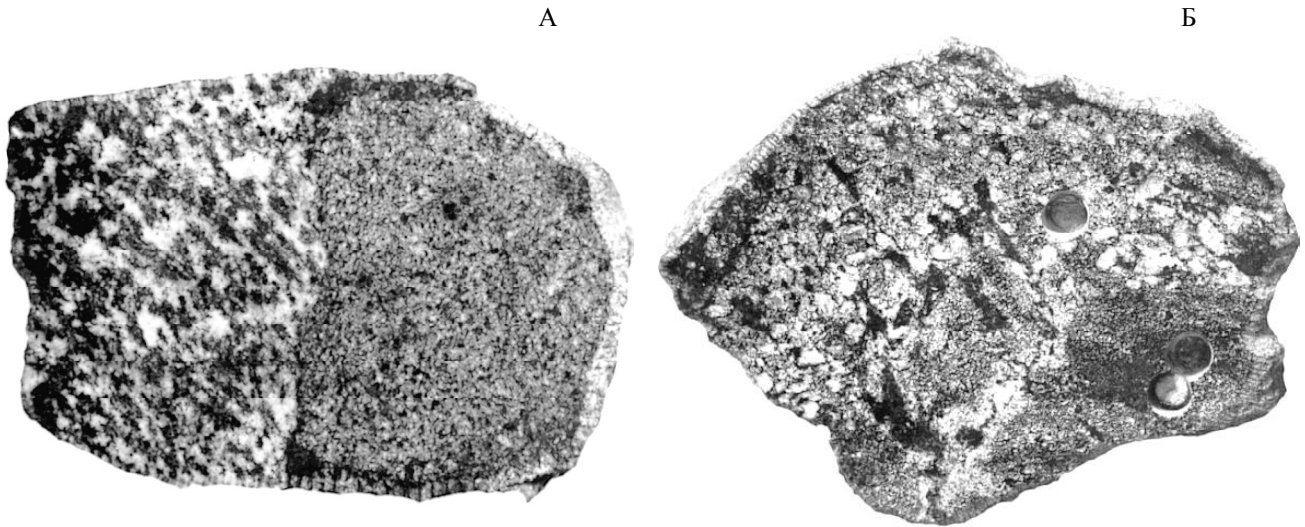


Рис. 7. Контакт между биотит-ортопироксеновым диоритом (544-Д-1) и метасоматическим биотит-ортопироксен-плагиоклазовым кристаллическим сланцем (544-Д-2). А – обр. 544-Д, Б – обр. 544-Н. Нат. величина.

Изменение минеральных ассоциаций и состава минералов при реакционном взаимодействии плагиогнейсов с габброидным расплавом приведено в табл.3 и 4. Использование различных минеральных геотермометров показывает, что эти процессы осуществлялись при температуре около 750°C и давлении 2–4 кбар, снижаясь с удалением от контакта с габбро до температуры $600\text{--}640^{\circ}\text{C}$, типичной для гранитизированных плагиогнейсов ганальской серии.

Минералы формирующихся пород изученной метасоматической колонки обладают рядом специфических особенностей. Так, ортопироксен отличается повышенной кальциевостью и марганцовистостью, его магниальность наибольшая в зоне формирования лейкократовых выплавок в биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах и снижается при движении к внутренним частям контактового ореола. Наоборот, глиноземистость ортопироксена возрастает в этом же направлении и она наивысшая в зоне гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев. Составы гранатов из вмещающих гранитизированных плагиогнейсов и новообразованных гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллосланцев также резко различны. Содержание пироповой молекулы в гранате гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов значительно выше ее концентрации в гранитизированных плагиогнейсах ганальской серии (табл. 2). Кроме того, гранаты последних обладают ярко выраженной регрессивной зональностью, отражающей процессы гранитизации, в противоположность гомогенному строению или слабо выраженной зональности

кристаллов граната гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллосланцев внутренних частей ореола.

Сравнение составов пород изученной метасоматической зональности показывает, что от тыловых к передовым зонам происходит значительный вынос оксида кремния и, наоборот, привнос FeO, MgO и CaO, обуславливая базификацию исходного плагиогнейсового субстрата и приближение его состава на фронте замещения к составу внедряющегося базитового расплава (табл. 5, рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ изменения составов минералов реакционной колонки замещения плагиогнейсов на контакте с амфиболовыми габбро в Ганальском хребте свидетельствует о том, что от тыловых к передовым ее зонам происходит закономерное повышение железистости темноцветных минералов (особенно заметное по изменению состава ортопироксена) и параллельное снижение основности плагиоклаза. В неизменном амфиболовом габбро плагиоклаз представлен An_{85-90} (табл. 1), снижаясь до An_{56-60} в габбронорите краевой зоны. В лейкократовых выплавках биотит-ортопироксен-плагиоклазового состава в пределах зоны метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев плагиоклаз варьирует от An_{50-55} до An_{60-75} (табл. 4), снижаясь до An_{38-52} (табл. 4) в самих кристаллосланцах и далее до An_{28-40} в зоне гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев (табл. 3). Железистость ортопироксена в этом же направлении повышается от En_{60-70} в лейкок-

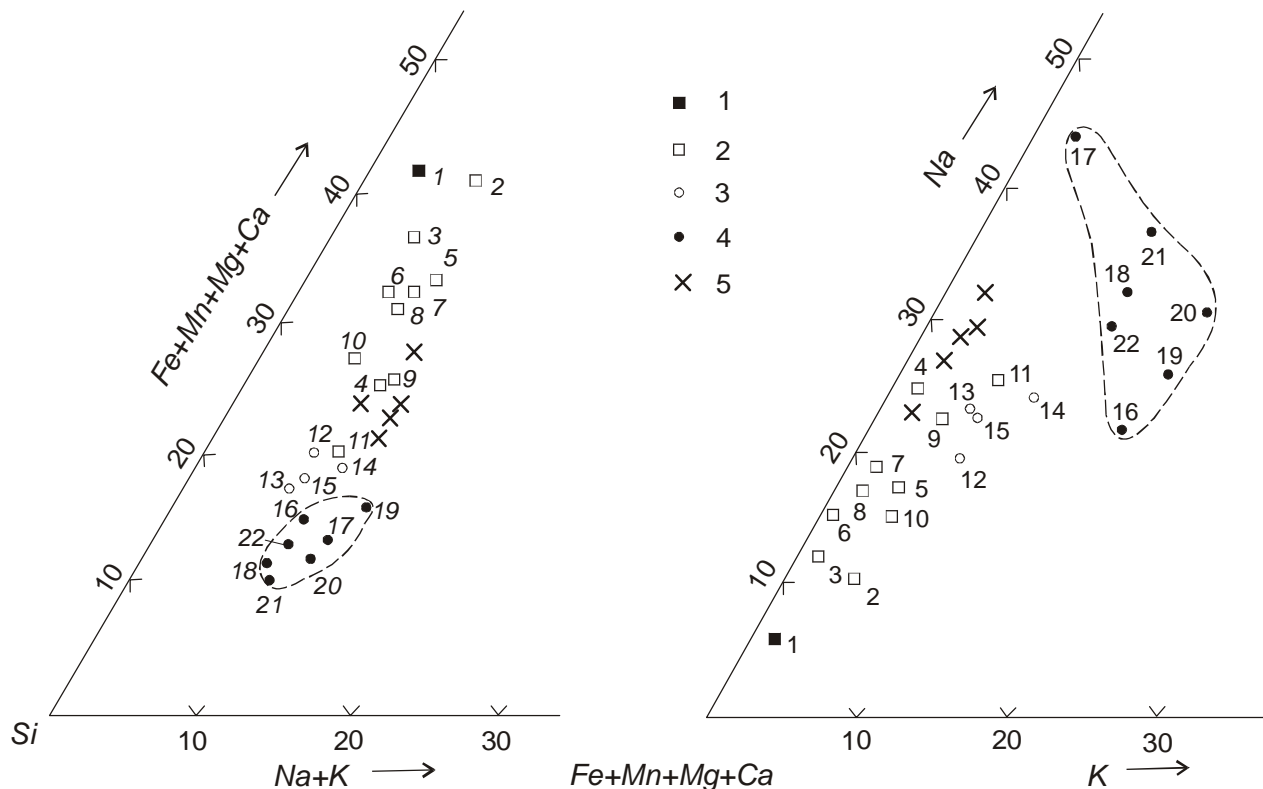


Рис. 8. Петрохимические диаграммы, иллюстрирующие процессы базификации на контакте амфиболовых габбро и гранитизированных плагиогнейсов ганальской серии (использованы данные табл. 5)

1 – амфиболовое габбро, 2 – биотит-ортопироксен-плагиоклазовый метасоматический кристаллический сланец с обособлениями и сегрегациями биотит-ортопироксеновых диоритов, 3 – гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовый плагиогнейс и кристаллический сланец, 4 – гранитизированный плагиогнейс ганальской серии, 5 – метасоматический биотит-ортопироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец из контактового ореола дометаморфических габброноритов Юрчикского массива (источники р. Вактан Ганальский [29]).

ратовых выплавках до En_{56-65} в метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцах и далее до En_{46-59} в гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсах и кристаллических сланцах (табл. 3). Подобное однонаправленное изменение состава минералов реакционной метасоматической колонки типично для инфильтрационных, а не для диффузионных колонок замещения [6, 7].

Состав расплава, возникающего в зоне метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, определяется андезитовым температурным минимумом, к которому смещаются базитовые расплавы при взаимодействии с сиалическим субстратом [20, 21]. Взаимодействие амфиболового габбро с гранитизированными плагиогнейсами в Ганальском хребте происходит на средних глубинах, отвечающих литостатическому давлению 2–4 кбар, что сопровождается возрастанием флюидного давления в магматическом очаге и смещением андезитового температурного минимума в сторону более крем-

некислых составов. Поэтому формирующиеся магматические расплавы в зоне метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев имеют состав биотит-ортопироксеновых диоритов и, реже, лейкократовых норитов (табл. 5).

Экспериментальное моделирование процессов взаимодействия габброидного расплава с осадочным материалом континентальной коры подтверждают природные наблюдения базификации и десиликации исходных боковых пород. Благодаря растворению в габброидной магме пород, богатых SiO_2 и Al_2O_3 , в кристаллизующемся контаминированном расплаве возрастает содержание этих компонентов, в результате вместо оливин-клинопироксенового габброидного парагенезиса возникает парагенезис, отвечающий норитам и габброноритам. Исследования системы $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ позволило повторить давно известный вывод [34] о том, что ассимиляция базальтовым или габброидным расплавом боковых пород, богатых оксидами кремния и алюминия, ведет к смене ассоциации $Spx+Pl\pm Ol$ ассоциации-

ей $\text{Orx}+\text{Pl}$, т.е. возникают норитовые парагенезисы. Растворение осадочного материала в габброидном расплаве обуславливает понижение его температуры, что определяет быструю кристаллизацию загрязненного норитового или габброноритового расплава и возникновению мелкозернистых пород, что подтверждается наблюдениями над природными образцами.

Экспериментальные исследования, выполненные в последние годы [39, 45], позволили ряду исследователей вернуться к представлениям Боуэна [33] о большой роли процессов ассимиляции пород континентальной коры магмами мантийного происхождения в формировании кремнекислых гранитоидных образований. Так, эксперименты [45, 48, 49] дали возможность предположить, что в природных условиях мантийные магмы могут ассимилировать до 50% корового субстрата, формируя кремнекислые расплавы, мигрирующие в верхние горизонты коры, и комплементарные им норитовые и габброноритовые гранулитоподобные образования, накапливающиеся в нижних частях земной коры. Было показано, что увеличение парциального давления воды во флюиде обуславливает смещение составов формирующихся гранитоидных расплавов в область менее кремнекислых (дацитовых и даже андезитовых) составов [45].

Таким образом, изложенный выше материал по реакционному взаимодействию амфиболовых габбро с плагиогнейсовым субстратом показывает, что на фронте замещения боковых пород происходит их ороговикование, метасоматическое изменение и частичное замещение расплавом с усвоением в формирующемся расплаве компонентов замещаемых пород, смещающих эвтектические и котектические составы в сторону андезитового температурного минимума.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше материал по реакционному взаимодействию амфиболовых габбро Юрчикского массива с плагиогнейсами ганальской серии показывает, что на их контакте образуется колонка замещения, включающая зоны ороговикования и метасоматического изменения исходного субстрата и его частичного замещения расплавом с образованием смешанных пород. На фронте замещения происходит частичное растворение и расплавление исходного субстрата во внедряющемся расплаве с усвоением формирующимся расплавом компонентов замещаемых пород и выносом компонентов, избыточных по отношению к габброидной эвтектике. Это обуславливает смещение эвтектических и котектических составов образующихся расплавов в сторону андезитового температурного минимума. Процессы реакционного взаи-

модействия габброидов с гранитизированными плагиогнейсами в Ганальском хребте происходят в условиях средних глубин, отвечающих литостатическому давлению 2–4 кбар, обуславливающих смещение андезитового температурного минимума в сторону более кремнекислых образований. Поэтому формирующиеся расплавы в зоне частичного плавления метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев отвечают биотит-ортопироксеновым диоритам и, реже, лейкократовым норитам. К периферии ореола замещения зона метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев с лейкократовыми магматическими выплавками сменяется зоной ороговикovaných и метасоматически измененных гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев и, далее, неизменными плагиогнейсами ганальской серии.

Сравнение составов пород изученной метасоматической зональности показывает, что от тыловых к передовым ее зонам происходит значительный вынос оксида кремния и, наоборот, привнос FeO , MgO и CaO , обуславливая базификацию исходного плагиогнейсового субстрата и приближение его состава на фронте замещения к составу внедряющегося базитового расплава.

Благодарности. Авторы считают своим долгом выразить искреннюю признательность рецензенту Л.В.Эйришу и проф. Е.Н.Граменицкому за их ценные замечания и пожелания, способствовавшие значительному улучшению работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апрельков С.Е., Иванов Б.В., Попруженко С.В. Тектоника и геодинамическая эволюция юго-восточной Камчатки (Петропавловский геодинамический полигон) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 4. С. 16–28.
2. Виноградов В.И., Буякайте М.И., Горощенко Г.Л. и др. Изотопные и геохронологические особенности глубокометаморфизованных пород Ганальского выступа Камчатки // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 4. С. 930–936.
3. Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Т. XXXI. М.: Недра, 1964. 734 с.
4. Герман Л.Л. Структурное положение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // Сов. геология. 1975. № 7. С. 118–126.
5. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические породы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
6. Граменицкий Е.Н. Механизм магматического замещения (на примере контактовой зоны Сыростанского массива на Южном Урале) // Вестн. Моск. гос. ун-та. Сер. 4. Геология. 1990. № 3. С. 62–77.
7. Граменицкий Е.Н., Лунин П.В. Подходы к экспериментальному моделированию магматического замещения // Вестн. Моск. гос. ун-та. Сер. 4. Геология.

1996. № 6. С. 16–26.
8. Гурулев С.А. Геология и условия формирования Иокон-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.
 9. Гурулев С.А. Условия формирования основных расчлененных интрузий. М.: Наука, 1983. 249 с.
 10. Гурулев С.А., Самбуев К.С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Улан-Удэ, 1967. 245 с.
 11. Дюфур М.С., Ерешко Э.М., Лебедев М.М. и др. О споропыльцевых комплексах из метаморфических отложений Камчатки и возрасте вмещающих их толщ // Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. Вып. 2. С. 103–113.
 12. Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. Моск. гос. ун-та. Сер. 4. Геология. 1996. № 4. С. 3–12.
 13. Жариков В.А., Иванов И.П., Литвин Ю.А., Ишбулатов Р.А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочноземельной серии при давлении 35 кбар // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, № 2. С. 443–446.
 14. Зинкевич В.П., Рихтер А.В., Фугзан М.М. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование метаморфических пород Восточной Камчатки // Докл. АН. 1993. Т. 333, № 4. С. 477–480.
 15. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.
 16. Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 220–234.
 17. Лебедев М.М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4. С. 57–69.
 18. Львов А.Б., Неелов А.Н., Богомолов Е.С., Михайлова Н.С. О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 47–57.
 19. Лучицкая М.В., Рихтер А.В. Тектоническая расчлененность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 76–85.
 20. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физ.-хим. петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. 14. С. 24–38.
 21. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
 22. Мишкин М.А. О природе метаморфизма пород дна Берингова моря // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 4. С. 641–644.
 23. Рихтер А.В. О строении метаморфических комплексов Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 98–108.
 24. Старков Г.Н. Кортландиты Южной Камчатки // Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С. 62–79.
 25. Тарарин И.А. Происхождение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // Докл. АН СССР. 1977а. Т. 234, № 3. С. 677–680.
 26. Тарарин И.А. Геология и петрография зеленосланцевых образований Ганальского хребта Камчатки // Минералогия и петрография метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1977. С. 10–37.
 27. Тарарин И.А. Магматическое замещение на контакте габброидов и плагиогнейсов в Ганальском хребте Камчатки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 1. С. 179–184.
 28. Тарарин И.А. Эволюция метаморфических процессов в Ганальском хребте Камчатки // Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВО АН СССР. 1979. С. 63–101.
 29. Тарарин И.А. Образование чарнокитоподобных пород в метаморфическом комплексе Ганальского хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 6. С. 45–57.
 30. Ханчук А.И. О геологическом положении пород гранулитовой фации и габброноритов Ганальского хребта (Восточная Камчатка) // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 45–51.
 31. Щека С.А. Окологабброидные роговики и гранулитовые породы Камчатки // Петрология и геохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 167–196.
 32. Barker F. Reaction between mafic magmas and pelitic schist, Cortland, New York // Amer. J. Sci. 1964. V. 262, N 5. P. 614–634.
 33. Bowen N.L. The behavior of inclusions in igneous magmas // J. Geol. 1922. V. 30. P. 513–570.
 34. Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks. Princeton: Princeton University Press, 1928. 334 p.
 35. Chinner G.A., Schairer J.F. The join $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ - $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ and its bearing on the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ at atmospheric pressure // Amer. J. Sci. 1962. V. 260, N 8. P. 611–634.
 36. Gribble C.D. The thermal aureole of the Haddo House norite in Aberdeenshire // Scottish. J. Geol. 1966. V. 2, pt. 3. P. 306–313.
 37. Gribble C.D. The cordierite-bearing rocks of the Haddo House and Arnage districts, Aberdeenshire // Contrib. Mineral. Petrol. 1968. V. 17, N 4. P. 315–330.
 38. Gribble C.D., O'Hara M.J. Interaction of basic magma and pelitic materials // Nature. 1967. V. 214, N 5094. P. 1198–1201.
 39. Johnson A.D. and Wyllie P.J. Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 kbar with H_2O // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98, N 3. P. 352–362.
 40. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Can. Mineral. 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.
 41. Leake B.E., Skirrow G. The pelitic hornfelses of the Cashel-Lough Wheelaun intrusion, county Galway, Eire // J. Geol. 1960. V. 68, N 1. P. 23–40.
 42. Lebedev M.M., Tararin I.A. and Lagovskaya E.A. Metamorphic zones of Kamchatka as an example of the metamorphic assemblages of the inner part of the Pacific belt // Tectonophysics. 1967. V. 4, N 4-6. P. 445–461.
 43. McLeod P., Sparks R.S.J. The dynamics of xenolith assimilation // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 132, N 1. P. 21–33.
 44. Montel J.-M., Vielzeuf D. Partial melting of

- metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 128, N 2/3. P. 176–179.
45. Patco Douce A.E. Experimental generation of hybrid silic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100, N B8. P. 15623–15639.
46. Read H.H. The petrology of the Arnage district in Aberdeenshire; a study of assimilation // *Quart. J. Geol. Soc. Lond.* 1923. V. 79, N 316. P. 446–484.
47. Read H.H. The gabbros and associated xenolithic complexes of the Haddo House district, Aberdeenshire // *Quart. J. Geol. Soc. Lond.* 1935. V. 91, pt. 4, N 364. P. 591–635.
48. Watson E.B. Basalt contamination by continental crust: Some experiments and models // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. V. 80, N 1. P. 73–87.
49. Wyllie P.J., Carroll M.R., Johnson A.D., Rutter M.J., Sekine T. and van der Laan S.R. Interactions among magmas and rocks in subduction zone regions: Experimental studies from slab to mantle to crust // *Eur. J. Mineral.* 1989. V. 1, N 2. P. 165–179.

Поступила в редакцию 29 апреля 2000 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйриш

I.A. Tararin, V.M. Chubarov, and T.M. Filosofova

Basification of plagiogneisses at the contact with gabbroids of the Yurchiksky massif from the Ganalsky Ridge of Kamchatka

On the contact of amphibole gabbro of the Yurchiksky massif with plagiogneisses of the ganalsky series, a distinct column of replacement is obvious. It includes zones of hornfels formation and metasomatic alteration of the initial substrate, which is replaced in part by melting with the formation of mixed rocks. Dissolution and melting of the initial substrate in the intruding melt are responsible for selective assimilation of the replaced rock components by newly-formed melt and evacuation of the components that are in excess relative to the gabbroid eutectics. This results in displacement of the eutectic and cotectic compositions of the originating melts towards the andesite temperature minimum.

Comparison of the rock compositions from the metasomatic zones shows that in the direction from the rear zone outward a considerable amount of SiO_2 is evacuated and FeO, MgO, and CaO are supplied. This makes the initial plagiogneisses substrate more basic and its composition approximate to that of the intruding mafic melt in the replacement area.