

МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ: ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКОВ МАГМ

© 2008 г. Г. Б. Флеров¹, В. А. Селиверстов²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

²Музей Землеведения Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова, Москва, 119899

Поступила в редакцию 10.04.2007 г.

На основе опубликованных и новых данных предлагается петрологическая модель формирования предорогенной позднемеловой-палеогеновой вулкано-интрузивной формации. В основу модели положен принцип плюмовой геодинамики: гомодромное поступление магм дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации в верхние горизонты литосферы обязано плавлению неоднородного состава субстрата верхней мантии под воздействием восходящего глубинного флюида, содержащего фосфор-калиевую компоненту. Показана комагматичность разнофациальных проявлений: базальт-трахибазальт-латит и габбро-монцогаббро-сиенит, эволюционирующих в процессе кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы под контролем трансмагматического флюида. Предлагается вариант петрогенезиса пород высококалиевой базальтовой серии.

Настоящая статья представляет собой попытку разобраться в природе и последовательности процессов, которые привели к созданию сложно построенной вулкано-плутонической формации [24, 26, 27, 28]. Для решения поставленной задачи привлечены известные данные по геологии магматических тел формации, петрографии и петрохимии дискретных типов пород и минералогии проходной группы минералов–клинопироксенов. Выходы пород формации прослеживаются прерывистой полосой вдоль восточного склона Среднего хребта, обнажаясь от верховьев р. Кирганик на севере до долины р. Озерная Камчатка на юге (рис. 1). В полном объеме формация включает дунит-клинопироксенит-габбро-сиенитовый интрузивный комплекс, а также лавы, субвулканические тела, дайки и вулканогенно-осадочные и осадочные образования кирганикской свиты. Подобная интрузивная ассоциация развита также и на территории Корякского нагорья [11, 25, 27–29]. Если процессы, определяющие генезис кирганикских вулканитов, расшифровываются достаточно достоверно, то вопросы происхождения вулканоплутонической формации в целом еще далеки от однозначного понимания.

Основные черты строения, состава и происхождения вулканической части формации рассмотрены ранее [25, 27]. Установлено, что вулканическая фацция представлена двумя сериями пород: плагиоклазовой шошонитовой и бесплагиоклазовой высококалиевой щелочной. В составе первой присутствуют базальты, базальты с повышенным содержанием TiO_2 , трахибазальты, трахиандезитобазальты, теф-

риты, латиты, эссекситы. Ко второй серии относятся лавы состава абсарокита, аполейцитита, лейцит-содержащие шонкинит–порфиры и субвулканические тела и дайки шонкинитов, эпилейцитовых шонкинитов, силлы ортоклазовых пироксенитов. Пространственная сопряженность пород указанных серий в разрезе свиты свидетельствует о синхронности извержений, завершившихся внедрением субвулканических интрузий высококалиевого базальтового состава и широкомасштабным калиево-фосфорным метасоматозом, структурно связанным с питающими системами кирганикских палеовулканов. В результате были образованы обширные поля пироксен-ортоклазовых, биотит-ортоклазовых и ортоклазовых метасоматитов с неизменным присутствием апатита, а также медно-сульфидного оруденения [18]. Формирование химического и минерального составов вулканитов происходило при участии различных процессов: фракционирования, смешения расплавов, привноса калия трансмагматическими флюидами и кристаллизации в широком диапазоне температур и давлений [27].

Общеизвестно, что термин “формация” обозначает сообщества парагенетически связанных горных пород, характеризующихся единством времени и места происхождения и относящихся к одному этапу геотектонического цикла. В данном случае объединение вулканических и интрузивных образований в единую вулканоплутоническую формацию определяется их проявлением в пределах одной геологической структуры, относительно близкими значениями абсолютных возрастов и сходством петрохимии, геохимии и изотопного состава пород

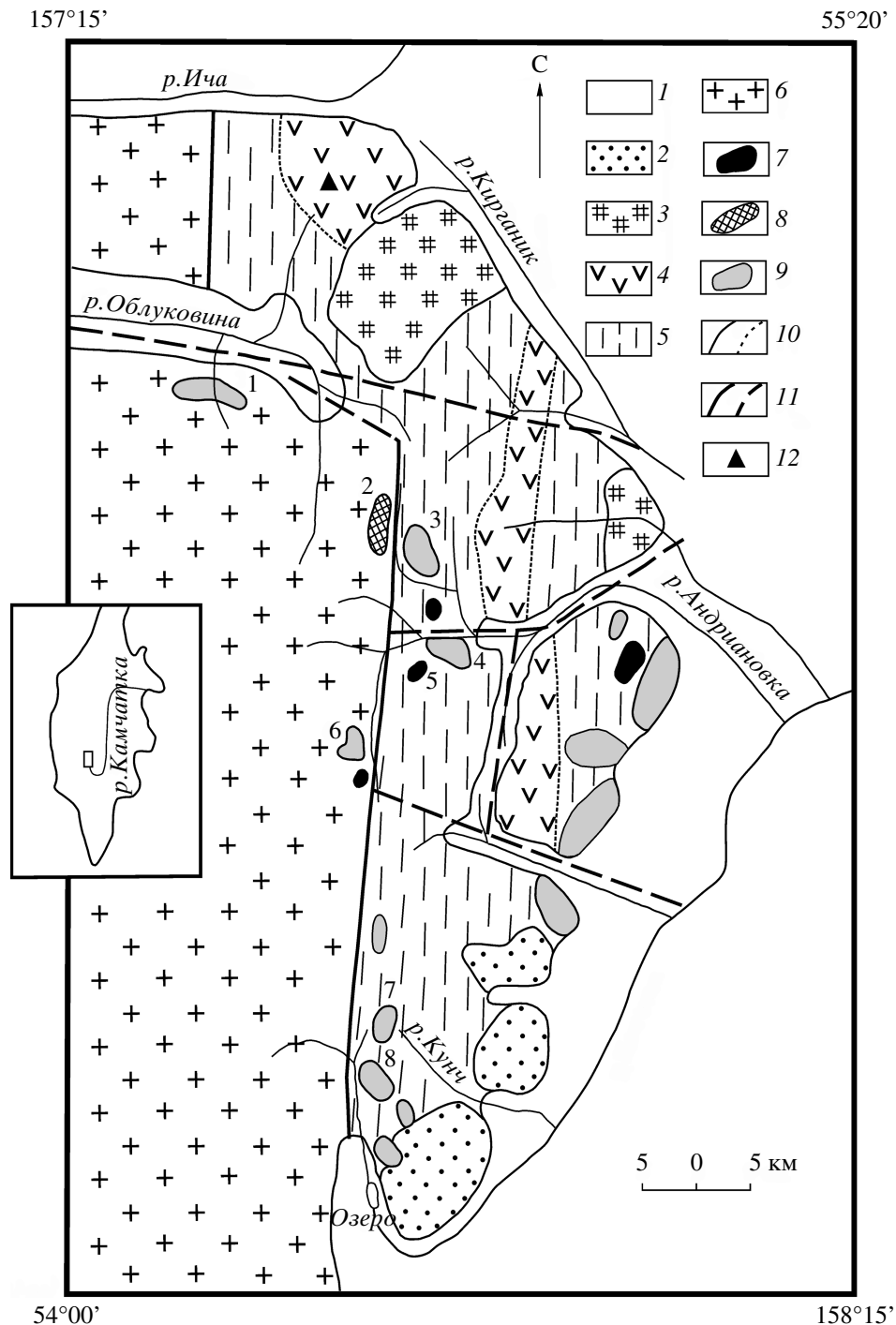


Рис. 1. Схема размещения позднемиоценовых-палеогеновых магматических образований Центральной Камчатки: 1 – аллювиальные отложения; 2 – нижнечетвертичные базальты; 3 – неогеновые вулканогенные образования; 4 – палеогеновые вулканогенно-осадочные образования кирганикской свиты; 5 – верхнемиоценовые вулканогенно-кремнистые отложения ирунейской свиты; 6 – палеозойские и протерозойские метаморфические образования Срединного массива; 7, 8 – интрузии простого строения: сиенитов (7), клинопироксенитов (8); 9 – полифазные массивы; 10 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 11 – зона глубинного разлома (а) и разломы предполагаемые (б); 12 – точка находки ксенолита клинопироксенита в лавобрекчии трахибазальта. Номера на схеме соответствуют массивам: 1 – Филиппа (дунит-клинопироксениты); 2 – Евсейчихскому (клинопироксениты); 3 – Евсейчихскому габбро-сиениты); 4 – Среднеандриановскому габбро-сиениты); 5 – р. Левая Андриановка (сиениты); 6 – Левоандриановскому (дунит-клинопироксенит-сиениты); 7 – Кунчевскому (дунит-клинопироксенит-габбро); 8 – р. Озерная Камчатка (клинопироксенит-габбро-монзониты). На врезке – район исследований.

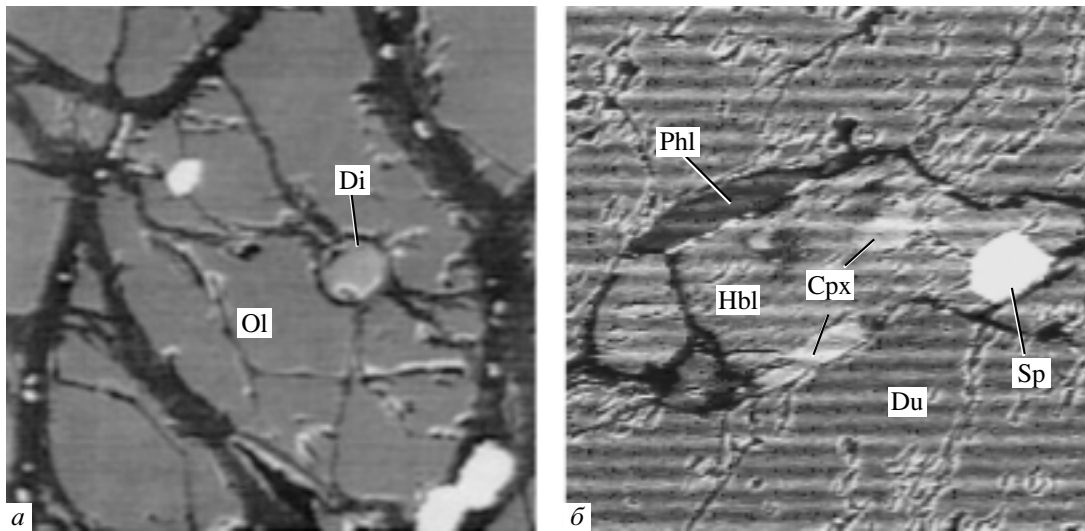


Рис. 2. Дунит. *a* – включение зерна диопсида в оливине; *б* – зерно клинопироксена в дуните (Du), замещенное амфиболом (Hbl) + флогопитом (Phl); Sp – шпинель. Микроснимки в отраженных электронах, полученные на микрозонде “Comebax”. Размер рамок 300 мк.

разной фацальной принадлежности [10, 25, 28]. Как видно на рис. 1, выходы кирганикских вулканитов и интрузивных массивов прослеживаются вдоль субмеридионально ориентированного генерального разлома, разделяющего метаморфические породы палеозойского и протерозойского возраста Среднего массива и верхнемеловые вулканогенно-кремнистые накопления ирунейской свиты [5]. Представляется, что такая геологическая позиция при ограниченной площади их развития не является случайной и свидетельствует о том, что поступление расплавов в верхние структурные горизонты коры контролировалось единой магмоподводящей системой.

Строение типичных массивов интрузивного комплекса. *Кунчевский дунит-клинопироксенит-габбровый массив* [29]. Вмещающая рама – туфогенно-кремнистая флишевая толща верхнемелового возраста. В составе массива выделяются четыре интрузивные фазы: дунит, клинопироксенит, габбро и монцогаббро, внедрившиеся в одну камеру в гомодромной последовательности. В дунитах отмечается полосчатость, сложенная крупно- и мелко-среднезернистыми разностями. Верлиты представлены крайне редко и обнаружены как фацция среди дунитов. Клинопироксениты представлены двумя разновидностями: зелеными крупнозернистыми диопсидитами (пироксенит-1) и серыми мелко- и среднезернистыми биотитовыми пироксенитами, сложенными салитом (пироксенит-2). Пироксенит-1 формирует дискретное тело и жилы в дунитах, а также магматические брекчии с включениями обломков последних. Пироксенит-2 обнаружен в виде четко ограниченных прожилков в дуните и ксенолитов в монцогаббро. Отмечаются также “псевдоверлиты” – диопсидиты с реликтами

серпентинизированного оливина [29]. В оливине дунитов в качестве минерала-узника встречаются округлые зерна диопсида и включения овальной формы, по характеру выделения соответствующие “расплавным” (рис. 2а, 3). Состав одного из проанализированных включений также соответствует диопсиду, а в его пределах на контакте с минералом-хозяином отмечается обособление шпинели. Кроме того, в крупнозернистом дуните обнаружены зерна клинопироксена овальной, как бы оплавленной формы, по которым в качестве псевдоморфозы развивается хромистый амфи-

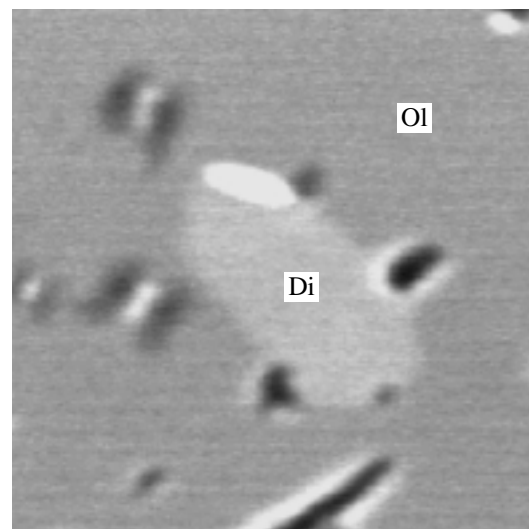


Рис. 3. Дунит. “Расплавное” включение состава диопсида (Di) с рудной фазой в оливине (Ol). Микроснимок в отраженных электронах, полученный на микрозонде “Comebax”. Размер рамки 50 мк.

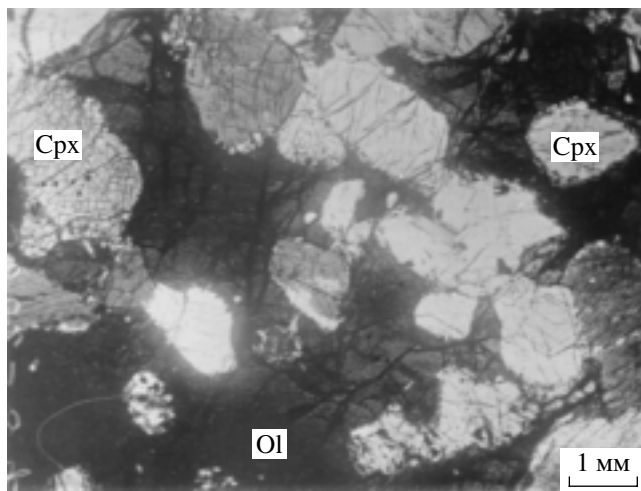


Рис. 4. Верлит из Левоандриановского массива. Структура взаимоотношения оливина (Ol) и клинопироксена (Cpx). По периферии последнего видна реакционная каемка. Шлиф.

бол ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1.27\text{--}1.64$ и $\text{Na}_2\text{O} = 2.1\text{--}2.57$ мас.% при $f = 8.6\text{--}14.7$) и частично флогопит (рис. 2б). Метасоматические амфиболы, сходные по составу с данной псевдоморфозой, обычны для родингитов из базит-гипербазитовых комплексов Камчатки [20]. В этой связи минеральную ассоциацию клинопироксен-амфибол с определенной степенью вероятности можно рассматривать в качестве ксеногенной фазы. Для монцогаббро характерны многочисленные шлиры габбро и наличие ксенолитов дунитов, пироксенитов и габбро. Образование щелочных расплавов обязано взаимодействию калиевого флюида с базальтовой магмой на стадии протокристаллизации последней [29].

Левоандриановский дунит-клинопироксенит-сиенитовый массив [12, 25] локализуется в пликативной структуре типа флексуры, сложенной зелеными сланцами андриановской свиты PZ_1 , кристаллическими сланцами и гнейсами камчатской серии PR_2 . Породы представлены, главным образом, диопсидитами и биотитовыми клинопироксенитами, в меньшей степени – косьвитами, встречаются оливинные разности, а также метапироксениты. В центральной части массива среди рыхлых отложений вскрываются дуниты и верлиты переменного количественно-минерального состава, что создает впечатление зональности. Наряду с обычными для таких пород микроструктурами, в верлитах наблюдаются участки, где оливин отчетливо цементирует зерна клинопироксена, по периферии которых наблюдается слабая реакционная каемка (рис. 4). Пироксениты прорываются сиенитами, в области контакта которых образуется мощная зона гастингсит-пироксен-ортоклазовых фенитов.

Массив Филиппа приурочен к зоне субширотного сброса, поперечного к генеральному глубинному

разлому. Вмещающие породы – зеленые сланцы, кристаллические сланцы, филлиты химкинской и хейванской свит палеозойского возраста. Массив сложен клинопироксенитами и серпентинизированными дунитами в равных количествах. Установлено, что пироксениты в эндоконтакте с породами вмещающей рамы приобретают мелко- и тонкозернистую структуру (по материалам геологической съемки). Верлиты с типичной для них магматической структурой и оливинные пироксениты крайне не редки; встречаются “псевдоверлиты”. Как и в Кунчевском массиве, клинопироксениты представлены двумя разновидностями. Среди салитовых пироксенитов обычны косьвиты с сидеронитовой структурой и содержанием магнетита до 30 об.%. В дунитах и в прожилках серпентинитов отмечены шлиры, сложенные парагенезисом крупнокристаллический диопсид + флогопит + магнетит + апатит, что свидетельствует также и о постмагматической (метасоматической) природе части клинопироксенов.

Евсейчихский клинопироксенитовый массив (рис. 5) представлен серией небольших (до 2 км²) пластинообразных интрузивных тел соответствующего состава с падением к востоку и юго-востоку, внедренных в толщу рассланцованных кристаллических сланцев андриановской свиты позднепалеозойского возраста. Контакты с вмещающими породами – активные. Породы интрузии в значительной степени изменены в результате процессов вторичного замещения. Свежие разности представлены салитовыми клинопироксенитами и косьвитами.

Евсейчихский габбро-сиенитовый и Среднеандриановский габбровый массивы [25]. Первая фаза этих интрузий представлена биотитовым габбро и расположена конформно с породами вмещающей рамы, представленными кремнистыми сланцами ирунейской свиты верхнемелового возраста. Следует отметить увеличение меланократовости пород с глубиной эрозионного вреза и постепенный переход обычного габбро к лейкократовому, а затем и кварцсодержащему ортоклаз-амфибол-пироксеновому в пределах обнажения. При этом составы плагиоклазов изменяются от $An_{41\text{--}56}$ до $An_{30\text{--}35}$, а магнезиальность клинопироксенов $Mg^{\#}$ уменьшается от 78.5 до 76.5. Вторая фаза сложена сиенитами и кварцевыми сиенитами, формирование которых в камере сопровождалось процессом магматического замещения вмещающих их габброидов с образованием гибридных монцонитов и зон фенитизации. Магматические тела второй фазы внедрены по разлому, ориентированному под углом к простиранию интрузива габбро. В сиенитах обнаружены ксенолиты пироксенитов и габбро. Заключительный магматический этап формирования массива ознаменовался инъекциями сиенит-пегматитовых тел.

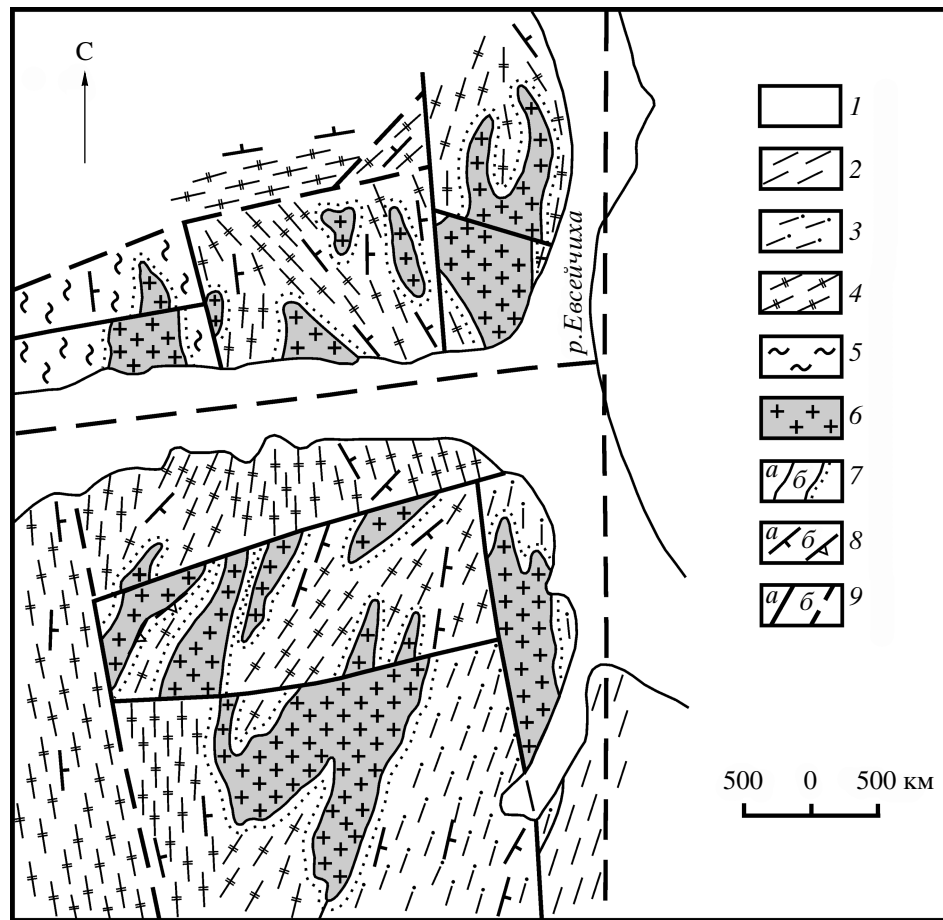


Рис. 5. Геологическая карта Евсейчихского массива клинопироксенитов: 1 – аллювиальные отложения; 2 – кремнистые сланцы ирунейской свиты верхнемелового возраста; 3 – филлиты хейванской свиты верхнепалеозойского возраста; 4 – зеленые сланцы андриановской свиты верхнепалеозойского возраста; 5 – кристаллические сланцы и гнейсы камчатской серии протерозойского возраста; 6 – клинопироксениты; 7 – геологические границы: стратиграфические (а), интрузивные (б); 8 – элементы слоистости (сланцеватости) пород (а), прототектоники (б); 9 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б). Карта составлена А.В. Колосковым.

Клинопироксенит-габбро-монцитовый массив р. Озерная Камчатка [25]. Согласно последним данным массив является трехфазным. К первой фазе, равно как и в вышеописанных массивах, относятся клинопироксениты, обнаруженные в области контакта габбровой интрузии с кремнистыми сланцами ирунейской серии. Крупнозернистые диопсидиты (пироксенит 1) с лентовидными и шлировыми включениями дунита обнажаются в форме тела, протяженностью 400–500 м при мощности 150–200 м. Простирание тела и прослоев соответствует общему простиранию вмещающих пород. Здесь же, в свалах встречена глыба осадочных пород с прожилком среднезернистого пироксенита 2 мощностью 40 см. Вторая фаза представлена биотитовым габбро, локализованным в структуре типа флексуры. В габбро иногда встречаются шлиры клинопироксенитов и, крайне редко, верлитов. В резко подчиненном количестве присутствует оливковое габбро. В габбро обнаружено единичное

зерно ортопироксена ($Mg^{\#} = 60-66$), который нетипичен для пород данной формации и является, судя по всему, ксеногенным.

Как следует из описания, слагающие интрузивный комплекс породы проявляются как самостоятельные фазы, которые слагают как полифазовые с гомодромным формированием, так и простые массивы [25, 29]. Последовательность становления разных фаз определяется по наличию у них рвущих, горячих контактов с вмещающими образованиями и, как правило, по присутствию в более поздних породах ксенолитов предшествующих инъекций.

Исключение составляют дуниты. В связи с отсутствием достоверных описаний интрузивных контактов телам этих пород обычно приписывается протрузивный генезис. Однако наличие “расплавных” включений диопсидового состава в оливинах дунитов, присутствие в них же оплавленных кристаллов диопсида, ксеногенных фаз с признаками метасоматоза, а также факт цементации оливином

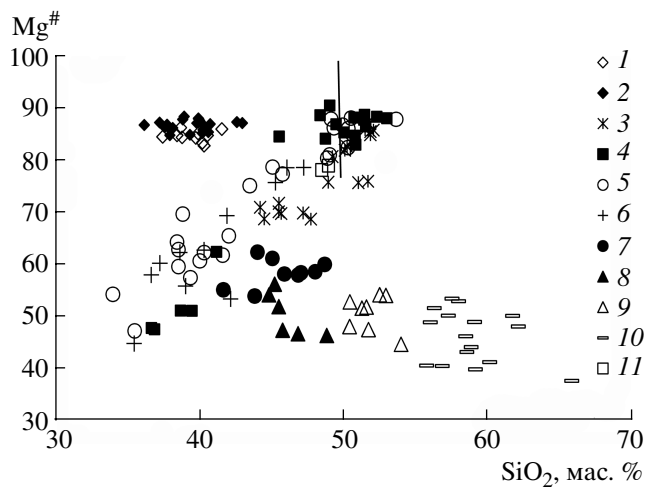


Рис. 6. Диаграммы SiO_2 (мас.%) – $\text{Mg}^\#$ для пород позднемелового–палеогенового интрузивного комплекса Центральной Камчатки: 1, 2 – дуниты Кунчевского (1), Левоандриановского и Филиппа массивов (2); 3–6 – клинопироксениты массивов Кунчевского (3), Филиппа (4), Левоандриановского (5), Евсейчихского (6); 7, 8 – габбро массивов Кунчевского (7), Евсейчихского и Среднеандриановского (8); 9 – монцогаббро; 10 – монцониты и сиениты; 11 – ксенолит клинопироксенита в туфобрекчии. Линией разделены пироксениты 1 (1) и 2 (2). $\text{Mg}^\# = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$, мол. кол. FeO^* – суммарное железо.

зерен клинопироксена (рис. 4) – все это свидетельствует в пользу внедрения дунита в виде жидкости или кумулуса. Очень редко дуниты связаны с клинопироксенитами постепенными, но быстрыми переходами через породы верлитового состава, что также свидетельствует в пользу их первоначально расплавленного состояния или кумулуса.

Обращает на себя внимание, что интрузивные массивы комплекса структурно неоднородны. Так, дуниты и пироксениты интрузий расланцованы вместе с вмещающими консолидированными породами; сланцеватость в породах рамы и в дунитах подчеркивается чешуями биотита и флогопита соответственно. Характерно также, что дуниты, пироксениты и габбро локализованы в пликративных структурах типа флексур, т.е. согласно слоистости вмещающих толщ. Более поздние монцогаббро–сиенитовые расплавы использовали те же питающие системы, но близ поверхности их локализация контролировалась разломами северо-западного простирания, секущими слоистость (и сланцеватость) пород рамы [25, 29]. Иными словами, пространственное положение ультрамафитов и габброидов, с одной стороны, и щелочных пород, с другой, контролируется разными системами дизъюнктивных структур, оперяющих генеральный разлом. Среди клинопироксенитов принципиально установлены две разности: диопсидовые пироксениты 1 и салитовые пироксениты 2, которые иногда сопровождаются участками с сидеронитовой структурой. Надо

отметить, что подобные магматогенные мономинеральные диопсидиты также проявляются и в составе ультраосновной ассоциации офиолитовых комплексов [15]. Интрузии фазы монцогаббро, монцонитов и сиенитов контролируются более жесткими дизъюнктивными структурами, являющимися оперяющими к главному разлому. По своей природе монцониты гетерогенны. В одном случае они проявляются как магматическая фаза, в другом – представляют собой гибридные образования области эндоконтакта сиенитов с ультрабазитами и габброидами. Заключительная стадия формирования массивов ознаменовалась проявлением интенсивного постмагматического контактно–инфильтрационного фосфор–калиевого метасоматоза. Во всех породах в парагенезисе со слюдой присутствует апатит [25].

Петрохимия. Петрохимические особенности интрузивных пород иллюстрируются диаграммой $\text{Mg}^\#$ – SiO_2 (рис. 6). По характеру распределения фигуративных точек на ней отчетливо выявляется три дискретные совокупности, отличающиеся разно–ориентированными линиями регрессии, которые представлены породными ассоциациями: 1 – дуниты, 2 – диопсидит – салитовый пироксенит – козьвит, 3 – габбро–монцогаббро–монцонит, сиенит. Сильная положительная корреляция наблюдается для диопсидитов и салитовых клинопироксенитов (+ козьвитов) и, в то же время, между ними существует определенная дискретность [29]. Судя по диаграмме, подобные соотношения характерны для всех массивов. В то же время, на фоне одной тенденции эволюции составов пород отдельно взятой совокупности дунитов, пироксенитов и габбро в их пределах наблюдаются смещения точек, соответствующих разным массивам. Вполне вероятно, что все это свидетельствует в пользу кристаллизационной или жидкостной дифференциации в разноглубинных промежуточных очагах или в глубине камер локализации интрузий. Фигуративные точки монцогаббро и монцонитов + сиенитов слагают относительно компактные рои и в сочетании с полем габброидов образуют общий тренд эволюции пород отрицательной корреляции, ортогональный по отношению к пироксенитовому. На рис. 7 видно, что поля составов пород ряда габбро–сиенит занимают позиции в пределах площади распределения точек составов пород шошонитовой серии: ряда базальт–трахибазальт–трахиандезит–латит. Очевидно, что такие соотношения свидетельствуют о комагматичности пород разной фацциальной принадлежности, продуцированных из одного магматического источника, что подтверждается и геохимическими данными [28].

Иную направленность имеют вариации пород высококальциевой серии (рис. 7). Фигуративные точки их составов образуют субвертикальный тренд с острым углом относительно ординат $\text{Mg}^\#$ и K_2O , за-

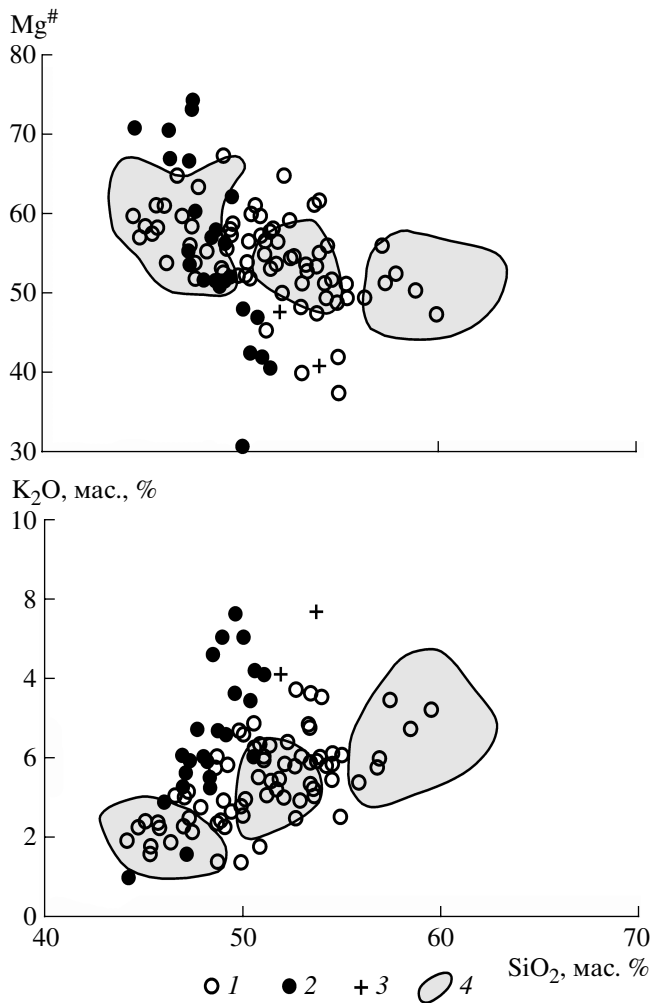


Рис. 7. Диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{Mg}^\#$ (а), $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (б) для пород шшонитовой и высококалийной щелочной серий и ряда габбро-сиенит: 1 – шшонитовая серия; 2 – высококалийная щелочная серия; 3 – метасоматит по пироксениту; 4 – поля соответствуют 7–10 на рис. 6.

нимая отчетливо секущее положение по отношению к трендам пород вышеупомянутых комагматических серий. Если последние характеризуются тенденцией повышения кислотности-щелочности расплавов, то расплавам высокощелочной серии свойственна тенденция с ярко выраженным прогрессивным возрастанием калиевой щелочности.

Состав клинопироксенов. Исследования составов клинопироксенов из пород интрузий выявили закономерности их эволюции. Диаграммы $\text{Mg}^\# - \text{Al}^{\text{IV}}$ (рис. 8) построены по оригинальным данным авторов и опубликованным материалам [12, 29]; часть анализов была предоставлена Е.Г. Сидоровым (ИВиС ДВО РАН). Определения состава минералов выполнены методом рентгеноспектрального анализа на микрозонде “САМЕВАХ” в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН при стандартных условиях съемки.

На диаграммах видно, что выборки составов клинопироксенов из пироксенитов и габброидов разных массивов слагают дискретные или частично перекрывающиеся поля, отвечающие каждой отдельно взятой интрузии. В то же время, клинопироксены разных массивов имеют сходную тенденцию развития, их линии регрессии обладают отрицательной корреляцией $\text{Mg}^\# - \text{Al}^{\text{IV}}$ и субпараллельно смещаются в интервале магнезиальности 67–95 и $\text{Al}^{\text{IV}} = 0-0.18$. Рассматривая пироксен, являющийся “сквозной” фазой для всех типов пород, в качестве индикатора исходного состава расплавов наблюдаемое смещение полей составов минерала в поперечном направлении по указанным трендам предполагает, что он несет своеобразный “наследственный генетический код” развития глубинной единой системы магнообразования (рис. 8а–в). Следует заметить, что подобные соотношения отмечались и в отношении валовых химических составов пород (рис. 6). Отчетливо фиксируются обособленные поля точек диопсидов и салитов из пироксенитов

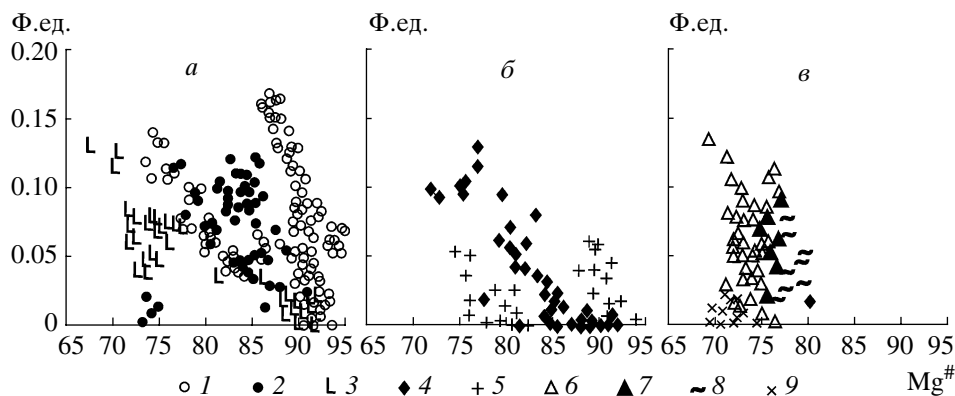


Рис. 8. Диаграмма $\text{Mg}^\# - \text{Al}^{\text{IV}}$ (ф. ед) для клинопироксенов из пород интрузивного комплекса. а – пироксениты массивов: Кунчевского (1), Евсейчихского (2), Филиппа (3); б – пироксениты массивов Левоандриановского (4), Озерной Камчатки (5); в – габбро массивов: Кунчевского (6), р. Озерная Камчатка (7), Евсейчихского и Среднеандриновского (8); монзониты и сиениты (9).

отдельно взятых массивов, среди которых косьвиты характеризуются минимальными значениями Al^{IV} относительно основной массы пироксенитов-2. В клинопироксенах из габбро наблюдается иная корреляционная зависимость, значимо отличающаяся от таковых из пироксенитов крутым, почти вертикальным трендом развития, ориентированным практически вдоль оси Al^{IV} (рис. 8в). Совокупности фигуративных точек клинопироксенов габбро из разных массивов также параллельно смещены относительно друг друга. Возможно, частичное перекрытие полей составов минералов из габбро и пироксенитов отражает принадлежность части последних к габбровой ассоциации.

С одной стороны, вышеизложенное свидетельствует о формировании массивов и в целом интрузивного комплекса в процессе многоактного внедрения в земную кору магматических расплавов разного состава, как в виде интрузивных фаз, так и порционно в объеме последних. Логично сделать вывод, что магмы соответствующих составов претерпевали дифференциацию в промежуточных очагах. С другой стороны, это свидетельствует об индивидуальных особенностях кристаллизации пород в каждой интрузивной камере, определяемых конкретной геологической и физико-химической обстановками среды становления интрузий.

По [32], субвертикальные тренды в координатах $Mg^{\#}-Al^{IV}$ отражают возрастание содержаний в клинопироксенах Al^{IV} , связанное с их кристаллизацией при последовательно уменьшающемся литостатическом давлении, и являются декомпрессионными. Появление субгоризонтальных трендов рассматривается как проявление фракционирования расплавов в относительно монобарических условиях в промежуточных очагах, расположенных на разной глубине. Как и в случае вулканических пород кирганской свиты [27], декомпрессионные тренды пироксенов интрузивного комплекса характеризуются отрицательной корреляцией в координатах $Mg^{\#}-Al^{IV}$, что совершенно закономерно: по мере кристаллизации пироксенов в условиях падения давления щелочность расплавов возрастает, а магнезиальность минерала соответственно падает. Судя по характеру распределения тетраэдрического алюминия в изученных клинопироксенах, все исходные магмы дунит-пироксенит-габбро-монцонит-сиенитового комплекса Срединного хребта Центральной Камчатки начинали свой эволюционный путь от областей с высокими литостатическими давлениями, где Al^{IV} отсутствует, до приповерхностных, субвулканических глубин, где содержания тетраэдрического алюминия максимальны.

Возраст. Становление пород формации охватывает значительный интервал геологического времени [1, 25, 28]. Магматическая деятельность и сопутствующие ей процессы продолжались более 40 млн. лет (таблица), в период от сантон-кампа до

среднего-позднего эоцена. Отклонение ряда значений в сторону омоложения можно объяснить широким и длительным проявлением постмагматических процессов, в том числе и фенитизацией в течение предорогенного этапа, и, возможно, более поздней гидротермальной деятельностью [25]. В целом можно отметить относительно более позднее формирование пород вулканической фации сравнительно с породами интрузивного комплекса, при этом проявления ультраосновного магматизма явно предшествуют вулканизму. На это указывает присутствие ксенолитов пород интрузивной фазы – блока биотитового клинопироксенита размером 25 см и обломков габбро в туфобрекчии трахибазальта в бассейне р. Саранская, а также сопоставимость возраста излияния вулкаников и внедрения поздних интрузивных фаз. Не исключено также, что микрошонкинит дайки с минимальным значением возраста (обр. 3432) может соответствовать иному, более молодому, позднейшему комплексу щелочных пород, развитому в Срединном хребте [4].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследования минералогии, петрологии и геохимии ассоциации вулкаников кирганской свиты, проведенные авторами ранее, позволили установить ее основную особенность – происхождение за счет двух типов магм, давших начало плагиоклазовой шошонитовой и бесплагиоклазовой калиевой щелочной петрографическим сериям. Интрузивный комплекс формировался в результате гомодромного пофазного внедрения в земную кору магм состава дунита, клинопироксенита и ряда пород габбро-монцогаббро-сиенит, комагматичного вулканикам. Вулканической и интрузивной деятельности сопутствовал фосфор-калиевый метасоматоз, наиболее проявившийся на этапе вулканизма [25, 27, 28, 29].

В пользу существования дунитовой магмы могут служить такие факты, как оплавленные реликты диопсида, ксеногенные кристаллы пироксена, замещенные амфиболом, “расплавные” включения в оливине, цементные структуры (рис. 2–4). Проявления самостоятельных клинопироксенитовых расплавов подтверждаются наличием автономного Евсейчихского массива соответствующего состава, интрузивными контактами с породами вмещающей рамы, инъекциями пироксенитов в дуниты и магматическими брекчиями этих пород, сидеронитовыми структурами клинопироксенитов. Сведения о вероятном существовании дунитовых и пироксенитовых расплавов мы находим в [8, 16]. Можно добавить, что аналогичная по тектонической позиции и времени внедрения дунит-пироксенит-габбро-сиенитовая интрузия хр. Тумрок (Восточная Камчатка) имеет отчетливо проявленный расслоенный характер (снизу вверх): дуниты – клинопироксениты с

Результаты определения К-Аг возраста пород позднемеловой-палеогеновой формации Центральной Камчатки

Образец	Название породы, геологическая позиция	Материал анализа	Место отбора проб, массивы	Калий, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm 1\sigma$	Возраст, млн. лет $\pm 1.6\sigma$	Автор, год исследования
3065/3	Латит, лавовый поток	Порода	Верховья р. Кирганик	3.55 \pm 0.04	6.6 \pm 0.5	26.5 \pm 2.5	Флеров Г.Б., 1960
3340/5	Латит, лавовый поток	КПШ	Верховья р. Кирганик	10.69 \pm 0.12	41.6 \pm 0.05	55 \pm 1.5	Флеров Г.Б., 1998
530	Трахит, лавовый поток	Порода	р. Морошечная	–	–	54	Фирстов Л.В., [24]
480	Трахибазальт, лавовый поток	Порода	Верховья р. Кирганик	4.22 \pm 0.04	10.4 \pm 0.6	36 \pm 2	Флеров Г.Б., 1998
3318	Эссексит, субвулк. тело	Порода	Верховья р. Богдановская	3.98 \pm 0.03	5.3 \pm 0.3	19.1 \pm 1.7	Флеров Г.Б., 1998
3432	Шонкинит, дайка	Порода	Верховья р. Кирганик	3.09 \pm 0.04	2.64 \pm 0.09	12.3 \pm 0.7	Флеров Г.Б., 1998
3455	Абсарокит, лавовый поток	Порода	Верховья р. Жупанка	–	–	31 \pm 4	Флеров Г.Б., 1960
3177	Аполейцитит, лавовый поток	Порода	Верховья р. Жупанка	–	–	20 \pm 3	Флеров Г.Б., 1960
3310/1	Эпилейцитовый шонкинит, субвулк. тело	Порода	Верховья р. Богдановская	–	–	27 \pm 3	Флеров Г.Б., 1960
173/1	Метасоматит по вулканитам	КПШ	Верховья р. Кирганик	10.26 \pm 0.08	26.8 \pm 0.6	37.5 \pm 2.5	Полохов В.П., 1960
262	Метасоматит по вулканитам	КПШ	Верховья р. Кирганик	8.63 \pm 0.07	28.6 \pm 0.5	47 \pm 8	Полохов В.П., 1960
1	Метасоматит по вулканитам	КПШ	Верховья р. Кирганик	10.55 \pm 0.08	34.4 \pm 0.7	48 \pm 3	Полохов В.П., 1960
3	Метасоматит по вулканитам	Порода	Верховья р. Кирганик	–	–	47	Фирстов Л.В., [24]
2	Метасоматит по вулканитам	Биотит	Верховья р. Кирганик	6.72 \pm 0.05	30.3 \pm 0.6	65 \pm 3	Полохов В.П., 1960
790	Метасоматит по вулканитам	Биотит	Верховья р. Кирганик	–	–	75 \pm 3	Байков А.И., 1960
К60/1	Дунит	Флогопит	Кунчевский	7, 35 \pm 0.08	36.8 \pm 0.7	71 \pm 3	Флеров Г.Б., 1998
304	Дунит с флогопитом	Флогопит	Филиппа	7.56	27.2	86 \pm 7	Баженов Е.А., 1981*
814	Слюдяной клинопироксенит	Порода	Филиппа	7.21	33.5	67 \pm 6	Баженов Е.А., 1981*
632	Пироксенит биотитовый	Биотит	Филиппа	–	–	59 \pm 4	Илечко Я.В., [5]
–	Клинопироксенит	Порода	Филиппа	–	–	65 \pm 6	Сидоренко. И.В, 1984**
–	Клинопироксенит	Порода	Филиппа	–	–	77 \pm 6	Сидоренко. И.В, 1984**
–	Клинопироксенит слюдяной	Порода	Левоандриановский	–	–	64 \pm 6	Бабушкин Д.А., 1982**
–	Клинопироксенит слюдяной	Порода	Левоандриановский	–	–	65 \pm 6	Бабушкин Д.А., 1982**
К60/8	Пироксенит биотитовый	Пироксен + биотит	Кунчевский	1.43 \pm 0.02	6.35 \pm 0.30	63 \pm 4	Флеров Г.Б., 2001
3400	Габбро биотитовое	Пироксен + биотит	Среднеандриановский	2.01 \pm 0.02	9.90 \pm 0.30	70 \pm 4	Флеров Г. Б., 2001
3606/5	Монцонит	Порода	р. Озерная Камчатка	–	–	56 \pm 4	Колосков А.В., 1963
3060/1	Пегматит	КПШ	Левоандриановский	–	–	49 \pm 3	Флеров Г.Б., 1963
113/1	Пегматит	КПШ	Евсейчихский	10.9 \pm 0.09	34.7 \pm 0.6	45.5 \pm 3	Флеров Г.Б., 1961
3400/1	Габбро зоны базификации	Биотит	Среднеандриановский	3.41 \pm 0.04	9.1 \pm 0.3	38 \pm 2	Флеров Г.Б., 1998
3060/1	Пегматит	КПШ	Левоандриановский	–	–	49 \pm 3	Флеров Г.Б., 1963
113/1	Пегматит	КПШ	Евсейчихский	10.9 \pm 0.09	34.7 \pm 0.6	45.5 \pm 3	Флеров Г.Б., 1961
3400/1	Габбро зоны базификации	Биотит	Среднеандриановский	3.41 \pm 0.04	9.1 \pm 0.3	38 \pm 2	Флеров Г.Б., 1998

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории изотопной геохимии ИГЕМ РАН. * – Баженов Е.А. и др. “Отчет о результатах методических литохимических исследований, проведенных Центральной геохимической партией в 1978–1981 гг.”. Петропавловск-Камчатский: Геофонды, 1981.

** – Центральная лаборатория СВГУ. По данным [1] возраст клинопироксенитов Левоандриановского массива соответствует 66 ± 0.7 млн. лет.

пойкилитовыми включениями оливина – чередование клинопироксенитовых и плагиоклазовых кумулатов. Все перечисленные породы прорываются сиенитами и сиенит-диоритами. Таким образом, наряду с признаками раздельного, пульсационного внедрения перидотитовых магм, которые кристаллизовались в разных интервалах градиента температур, существуют признаки их расслаивания на микроуровне *in situ*.

Вариации составов пород массивов, линейность трендов эволюции их и составов клинопироксенов в отдельно взятой породной совокупности (рис. 6–8) не исключают механизм кристаллизационной дифференциации соответствующих магм в промежуточных очагах и камерах их локализации. Показателем этого могут служить пульсационный характер формирования интрузивов, наличие верлитов в массивах дунитов, инъекции пироксенитов в дунит, магматические брекчии, две разновидности клинопироксенитов и их сидеронитовые структуры. О проявлении механизма кристаллизационной дифференциации габбровой (базальтовой) магмы в интрузивной камере свидетельствуют такие факты: повышение меланократовости габбро с глубиной эрозионного вреза и совмещение полей составов минералов из габбро и пироксенита ксенолита в сиените (Евсейчихский габбро-сиенитовый массив); наличие шпиров пироксенитов и верлитов в габбро (массив р. Озерная Камчатка), постепенный переход типичного габбро к лейкократовому с последовательным изменением составов пироксенов и плагиоклазов соответственно (Среднеандриановский массив).

Показателем участия глубинного трансмагматического калиевого флюида в формировании магматических очагов служат: интенсивный метасоматоз, выраженный в фенитизации габбро и пироксенитов и в образовании обширных зон пироксен-ортоклазовых, биотит-ортоклазовых, ортоклазовых метасоматитов по вулканитам; наличие постмагматического минерального парагенезиса биотит (флогопит) + апатит во всех породах [25, 27–29]. Естественно, восходящий из глубин Земли поток флюида не миновал горизонтов генерации магм, способствовал процессу плавления вещества мантии и определенным образом мог влиять на их состав.

Начало альпийского тектонического цикла на Камчатке датируется альбом-сеноманом [3]. В течение геосинклиналиста этапа формировались мощные вулканогенно-кремнистые толщи (в частности ирунейская свита), с которыми на востоке ассоциируются альпинотипные гипербазиты. В истории мел-палеогенового развития Олюторско-Восточно-Камчатской структурно-формационной зоны известна хорошо проявленная фаза тектонических движений, которая датируется серединой кампанского века и совпадает со сменой раннегеосинкли-

нального или офиолитового этапа предорогненным, длившимся по эоцен включительно. Эта переходная стадия характеризуется региональным проявлением стресса, который привел к образованию складчатости, сланцеватости и серии надвигов восточной и северо-восточной вергенции. Геодинамическая обстановка предорогненного этапа способствовала образованию глубинных разломов и нарушений подчиненного порядка, вскрывающих магматические очаги на разных глубинных уровнях верхней мантии и астеносферы. Расплавы из области генерации магм многократно поступали в земную кору и в ее пределах локализовались в статусе промежуточных очагов, а в верхних частях разреза формировали полифазные массивы, эродированные в настоящее время. При этом интрузии дунитов (верлит-дунитов), клинопироксенитов и габбро, локализовавшиеся в пликтивных структурах и претерпевшие рассланцевание, характеризуют раннепредорогненный комплекс, а комагматичные проявления габбро-монцонит-сиенитовой и вулканической ассоциаций – комплекс позднепредорогненный [21, 23, 25, 27, 29].

Как отмечалось выше, на Камчатке получили развитие меловые офиолитовые комплексы, сопряженные с раннегеосинклиналиста стадией альпийского тектонического цикла, включающие базит-гипербазитовые ассоциации [15, 19, 21]. Не исключена вероятность того, что проявления офиолитового комплекса в центральной части Среднего хребта потенциально существуют, но не вскрыты эрозией, а устанавливаются по данным гравиразведки [22].

Магмоподводящие системы дислокаций, заложенные в офиолитовый этап, продолжали “работать” и в последующее время, что, по-видимому, можно объяснить неизменностью пространственного положения флюидных потоков. Очаги выплавления базитовых магм располагались на большей глубине, чем офиолитовое тело. Предорогненные расплавы на пути перемещения в верхние горизонты литосферы в той или иной мере испытывали воздействие пород интрузивов щелочной формации и офиолитового комплекса. Наиболее ярко эти признаки проявлены в базальтах кирганикской свиты. Фенокристы клинопироксена в этих породах, равно как и в близких по времени проявления базальтах хребтов Валагинского и Кумроч, имеют сложное строение: ядро, нередко сложенное корродированными кристаллами диоксида, и салитовую оболочку; обнаружены оливин и хромшпинель в латите, включения гроссуляра во вкрапленниках клинопироксена [27]. Это свидетельствует о ксеногенности упомянутых выше минералов, их происхождения в результате растворения глубинных пород офиолитового комплекса. В такой же мере ксеногенным является упомянутый выше ортопироксен в

габбро и базальтах, не свойственный породам щелочной формации и захваченный, по-видимому, при взаимодействии базитового расплава с гарцбургитами. Об этом же свидетельствуют включения зерен диопсида в оливине, присутствие реликтовых кристаллов пироксена, замещенных хромовым амфиболом, в дунитах щелочной формации.

Вопрос происхождения дискретных типов пород, слагающих магматические ассоциации, не имеет однозначного решения. Наиболее часто их образование связывается с процессом кристаллизационной дифференциации базальтовых магм, в ходе которого формируются дуниты, верлиты и пироксениты в результате кристалло-гравитационного фракционирования оливина и пироксена. Существует также мнение, что дуниты представляют собой реститовый остаток плавления субстрата верхней мантии. Однако последовательное внедрение расплавов от ультраосновных до щелочных в одну интрузивную камеру затруднительно объяснить как кристаллизационной дифференциацией общего глубинного источника магмы, так и механизмом зонной плавки или магматического диапира [30, 31]. Во всех этих моделях заложен принцип гравитационного разделения кристаллических фаз, в то время как данные настоящей статьи свидетельствуют о внедрении магм в жидком состоянии.

Неоднородность строения верхней мантии, равно как и ее зональность, признается всеми исследователями; разные взгляды имеются лишь в отношении вещественного состава субстрата. На основании вышеизложенного, авторам представляется более логичным объяснение разнообразия магм и гомодромное формирование интрузивного комплекса с позиции плюмовой геодинамики, получившей в последнее время широкое признание среди ученых [6, 7, 13, 14, 17]. Периоду смены в верхнем мелу геосинклинального режима предорогненным сопутствовали возмущения глубоких горизонтов тектоносферы и складчатость толщ земной коры. Следствием этого явилось нарушение статического равновесия тектоносферы, что, в свою очередь, спровоцировало возникновение глубинного конвективного потока тепловой энергии и магматогенного флюида, то есть плюма. По мере прохождения сквозь вертикально (по-видимому, и латерально) неоднородную верхнюю мантию такой поток, по принципу флюидно-магматического замещения, способствовал плавлению ее вещества, состав которого сопоставим с составом исходных расплавов формации. Вторичный разогрев и плавление этих пород происходили под действием глубинных флюидных потоков с высоким энергетическим потенциалом, в которых, согласно предложенным гипотезам [13, 14], вероятным теплоносителем выступает водород в протонной форме и углерод. Со временем

изменялся их состав, к водороду добавлялись фосфор-калиевые компоненты.

Результатом такого процесса явилось последовательное поступление в верхние структурные горизонты земной коры магм состава дунита (верлит-дунита), клинопироксенита и габбро, фиксирующихся в статусе промежуточных очагов и интрузивов. Учитывая вариации составов пород и клинопироксенов из разных интрузий, что свидетельствует о многократном поступлении расплавов в верхние горизонты земной коры и, конкретно, в интрузивные камеры, можно сделать предположение о ликвационной дифференциации магм в первичных или промежуточных очагах. Представление о мантийной природе магм согласуется с результатами геохимических исследований, свидетельствующими о генерировании магм из обедненного источника деплетированного исходного вещества [28].

С изменением со временем геодинамической обстановки к более жесткой очаги магмообразования, по-видимому, сосредоточились в пределах базальтового слоя верхней мантии. Это явилось началом образования эволюционных рядов габбро-монцогаббро-сиенит (монцонит) и шошонитовой серии, в целом слагающих относительно линейные и совпадающие тренды (рис. 6, 7). Петрология пород вышеуказанного ряда и их взаимоотношения позволяют предполагать, что расплавы, отвечающие составам пород вышеупомянутых серий, скорее всего, представляют собой продукты кристаллизационной дифференциации под контролем калиевого флюида базальтовой (габбровой) магмы в промежуточных очагах [25, 27, 29].

В результате напрашивается вывод о сосуществовании разноглубинных магматических очагов разного состава, генерированных в пределах верхней мантии в процессе флюидно-магматического замещения ультраосновного и основного субстрата. Предполагается, что разные типы магм были выведены на поверхность в результате дренирования мел-палеогеновыми разломами разных астеносферных горизонтов, вещество которых сопоставимо с составами магм, являющихся первичными (исходными) для интрузий и вулканов. Очевидно, что ультраосновные магмы являются более глубинными. С определенной степенью вероятности это объясняет необычный порядок кристаллизации оливина и клинопироксена в "верлитах" Леоандриановского массива (см. рис. 4). Представляется, что в режиме высокой геодинамической активности подъем пироксенитовых расплавов из мантийного магматического источника спровоцировал акты последующего поступления в те же камеры порций дунитовой жидкости из более глубокой зоны питания. В вероятности длительного сосуществования разноглубинных магматических очагов разного состава убеждают четвертичный ареальный вулка-

низм Камчатки, голоценовая и современная история извержений Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов [2].

В развитие вышеизложенного, предлагается модель петрогенезиса пород высококаалиевой серии формации. Их первично магматическая природа не вызывает сомнения, о чем свидетельствуют факты обнаружения кристаллов лейцита и составы расплавных включений во вкрапленниках клинопироксена из шонкинито-порфира [26]. В то же время, в Левоандриановском массиве отмечаются высококаалиевые метасоматиты по пироксениту, химический состав (мас.%) которых сопоставим с шонкинитами щелочной серии: $\text{SiO}_2 = 48.7\text{--}51.2$, $\text{K}_2\text{O} = 6.3\text{--}7.9$ и $\text{SiO}_2 = 51.7\text{--}53.7$, $\text{K}_2\text{O} = 6.2\text{--}8.1$ соответственно (рис. 7) [9, 25]. Представляется, что флюидный поток, попадая в магматические очаги пироксенитового состава, ощелачивает магму, которая и является исходной для шонкинитов и их лейцитовых разностей, а его инфильтрация сквозь земную кору способствовала формированию ортоклазовых метасоматитов в жерлах палеовулканов и интрузивных массивах. Обращает на себя внимание тот факт, что высококаалиевый щелочной базальтовый вулканизм и связанный с ним широкомасштабный метасоматоз в эпоху раннего кайнозоя проявился на полуострове Камчатка локально и только в регионе, рассматриваемом в настоящей статье. По всей видимости, это обусловлено его геодинамической позицией на стыке двух крупных тектонических блоков: Срединного массива и позднемелового складчатого комплекса. С консолидацией литосферы большее значение приобретает дизъюнктивная тектоника, что, в частном случае, способствовало активизации зоны глубинного разлома. Следствием этого явилось возникновение глубоких разломов, уходящих в область генерации ультраосновных магм, что стимулировало подъем высокощелочных расплавов.

Современная идентификация геотектонических условий проявления мел-палеогеновых магматических пород Центральной Камчатки основана на геохимических характеристиках, главным образом, кирганикских вулканических пород, которые относятся к проявлениям внутриплитного типа, и является показателем геодинамической обстановки начинающегося рифтинга [9, 28].

ВЫВОДЫ

1. Вулкано-плутоническая формация соответствует предорогенному этапу альпийского тектонического цикла развития Камчатки и представлена позднемеловым-палеогеновым интрузивным комплексом состава дунит-клинопироксенит-габбро-монцогаббро-сиенит с гомодромным фазовым фор-

мированием и вулканической фацией раннекайнозойского времени, включающей шошонитовую (базальт-трахибазальт-латит) и высококаалиевую щелочную серии (шонкиниты, их лейцитовые разности) пород.

2. Поступление магм состава дунита (верлит-дунита), клинопироксенита и габбро (базальта) предполагает сосуществование разноглубинных магматических источников, сопоставимых с этими типам пород, генерированных в объеме единой системы по мере правления вертикально неоднородного субстрата верхней мантии под воздействием восходящего флюидного потока.

3. Габбро, монцогаббро, монзониты, сиениты и базальты, трахибазальты, латиты представляют собой комагматы серий пород разной фациальной принадлежности, исходные составы которых формировались в процессе кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в тесном взаимодействии с трансмагматическим фосфор-калиевым флюидом.

4. Высококаалиевые базальтовые расплавы (шонкиниты, их лейцитовые разности) образовывались на более глубинном, относительно базальтовых очагов, уровне в результате взаимодействия фосфор-калиевого трансмагматического флюида и пироксенитовой магмы в очагах генерации последней.

5. Присутствие в породах щелочной формации несвойственных им минералов, являющихся ксеногенными, предполагает существование в центральной части Срединного хребта базит-гипербазитовых интрузий офиолитового комплекса, не вскрытых эрозией.

Авторы выражают благодарность А.В. Колоскову, В.А. Полетаеву, Е.Г. Сидорову за любезное предоставление некоторого геологического и аналитического материала, использованного при написании настоящей статьи, а также А.П. Максимову за полезные замечания и обсуждение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляцкий Б.В., Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г.* Первые данные изотопного датирования дунит-клинопироксенитового зонального массива Центральной Камчатки // Докл. РАН. 2002. Т. 382. № 2. С. 235–237.
2. Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка 1975–76 гг. М.: Наука, 1984. 638 с.
3. *Вишневская В.С., Бернард В.В.* Возраст и условия формирования мезозойских кремнистых пород Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 35–41.
4. *Вольнец О.Н.* Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной острово-

- дужной системы: Автореф. дис. ... доктора геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1993. 67 с.
5. *Геология СССР*. Т. XXXI. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 733 с.
 6. *Грачев А.Ф.* Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 6. С. 618–654.
 7. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 409 с.
 8. *Иванов О.К.* Концентрически зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Ур. ГУ, 1997. 448 с.
 9. *Колосков А.В., Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. и др.* Калиевые вулканиты Центральной Камчатки в составе верхнемеловой-палеогеновой Курило-Камчатской щелочной провинции // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 5. С. 559–576.
 10. *Колосков А.В., Флеров Г.Б., Голубев В.Н.* Изотопный состав Sr и Nd клинопироксенов из позднемеловых-палеогеновых щелочных магматических пород Центральной Камчатки (первые данные) // *Докл. РАН*. 2001. Т. 376. № 1. С. 85–88.
 11. *Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России*. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2002. 383 с.
 12. *Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г., Сляднева Б.И.* Особенности строения и состава дунит-клинопироксенитовых массивов южной части Срединно-Камчатского хребта // *Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки*. М.: Научный мир, 2001. С. 87–105.
 13. *Ларин В.Н.* Наша Земля (происхождение, состав, строение и развитие изначально гидридной Земли). М.: Агар, 2005. 248 с.
 14. *Летников Ф.А.* Сверхглубинные системы Земли и проблемы рудогенеза // *Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов*. Материалы Международного совещания. Иркутск–Владивосток, 2002. С. 5–24.
 15. *Магматические горные породы*. Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 507 с.
 16. *Маракушев А.А.* Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 294 с.
 17. *Маракушев А.А., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г., Тарарин И.А.* Рудно-петрологические комплексы Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2005. 296 с.
 18. *Полохов В.П., Вольнец О.Н.* Дайковый комплекс и оруденение района Кирганикского перевала (Срединный хребет Камчатки) // *Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Камчатки*. М.: Наука, 1968. С. 141–174.
 19. *Селиверстов В.А.* Офиолиты Восточной Камчатки // *Петрологические исследования базитов островных дуг*. М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1978. С. 177–239.
 20. *Селиверстов В.А., Осипенко А.Б.* Петрология рудинитов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1999. 155 с.
 21. *Селиверстов В.А., Пузанков М.Ю.* Магматические комплексы позднемезозойской эвгеосинклинали // *Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки*. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 34–72.
 22. *Смирнов Л.М., Апрельков С.Е.* О природе аномальной зоны силы тяжести в Центрально-Камчатской депрессии // *Геологическое строение и полезные ископаемые Камчатки (Тезисы докладов)*. Петропавловск-Камчатский, 1983. С. 210–212.
 23. *Томсон И.Н., Селиверстов В.А.* Магматизм и металлогения предороженного тектонического режима подвижных поясов и кратонов // *Геология рудных месторождений*. 1992. Т. 34. № 3. С. 3–18.
 24. *Фирстов Л.В.* Позднемезозойский магматизм Срединного хребта Камчатки и связанный с ним повторный метаморфизм древних формаций // *Геология и геофизика*. 1964. № 3. С. 89–99.
 25. *Флеров Г.Б., Колосков А.В.* Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
 26. *Флеров Г.Б., Колосков А.В., Москалева С.В.* Лейцит и анальцит в верхнемеловых-палеогеновых базальтоидах Центральной Камчатки // *Докл. РАН*. 1998. Т. 362. № 1. С. 87–89.
 27. *Флеров Г.Б., Селиверстов В.А.* Минералогия и петрология позднемеловых-палеогеновых калиевых вулканитов Центральной Камчатки // *Вулканология и сейсмология*. 1999. № 6. С. 3–21.
 28. *Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г.* Геохимия позднемеловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // *Петрология*. 2001. Т. 9. № 2. С. 189–208.
 29. *Флеров Г.Б., Полетаев В.А.* Петрология Кунчевского дунит-клинопироксенит-габбрового массива Центральной Камчатки // *Вулканология и сейсмология*. 2005. № 3. С. 1–14.
 30. *Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
 31. *Ярошевский А.А.* Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы // *Проблемы петрологии*. М.: Наука, 1968. С. 82–89.
 32. *Bedard J.H.J., Francis D.M., Ludden J.* Petrology and pyroxene chemistry of Monteregian dykes: the origin of concentric zoning in green cores in clinopyroxenes from alkali basalts and lamprophyres // *Canadian J. Earth Sci.* 1988. V. 25. № 12. P. 2041–2058.

@@@@@