Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. LVIII, вып. 2, 1969 г.

КАМПТОНИТЫ ЮЖНОЙ ДЖУНГАРИИ И ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Г. Л. Добрецов, Т. Г. Добрецова

В последние годы на южных склонах Джунгарского Алатау обнаружены и изучены своеобразные жильные щелочно-базальтоидные породы, отвечающие по совокупности геологических и петрографо-минералогических признаков камптонитам [1, 3, 4, 11, 12, 15, 16, 17]. Характерной чертой этих пород является обилие разнообразных обломочных включений большей частью глубинного происхождения. Изучение этих включений представляет несомненный интерес в связи с проблемой генезиса лампрофиров и строения глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии.

Камптониты сосредоточены в центральной, наиболее высокогорной части хребта Алтын-Эмель, входящего в систему южных отрогов Джунгарского Алатау. Этот район сложен интенсивно дислоцированными раннекаменноугольными вулканогенными и осадочно-вулканогенными отложениями кислого и среднего состава и прорывающими их различными интрузиями, среди которых преобладают гранитоиды умеренно-кислого состава — гранодиориты и адамеллиты. Ими сложен крупный Алтынэмельский массив, занимающий осевую часть хребта.

Камптониты слагают серию многочисленных крутопадающих даек субмеридионального простирания. Дайки рассекают все известные в хребте Алтын-Эмель палеозойские породы, располагаясь резко несогласно по отношению к основным складчатым и разрывным структурам этого района (рис. 1). Это дает основание относить рассматриваемые породы к числу наиболее молодых магматических образований района, завершающих, по-видимому, верхнепермский-нижнетриасовый цикл магматической деятельности в Южной Джунгарии. Подобная же точка зрения наиболее распространена и в отношении возраста лампрофиров камптонит-мончекитовой группы Гиссара-Каратегина и ряда других районов Тянь-Шаня, где эти породы проявлены в сходной геологической обстановке [7, 8, 10]. Вместе с тем нельзя полностью исключить и возможность более молодого возраста камптонитов в Южной Джунгарии, поскольку в Тань-Шане известны факты возникновения этих образований и в связи с явлениями тектонической активизации мезозойско-кайнозойского времени [2, 5].

Дайки камптонитов распространены на участке южного склона хребта площадью около 100 $км^2$ между ручьями Киртасты и Каракол. За пределами этого участка камптониты постепенно сменяются дайками нормальных диабазов, имеющих такое же субмеридиональное простирание. На указанной площади дайки камптонитов распространены неравномерно и группируются в серии и рои из нескольких (до

10—20) пространственно сближенных и кулисно расположенных даек. Мощность даек варьирует от 0,3 до 3—5 *м* при длине от 30—50 до 300—500 *м*. Залегание даек близко к вертикальному. В зальбандах даек отмечаются зоны закалки мощностью 1—2 *см*.

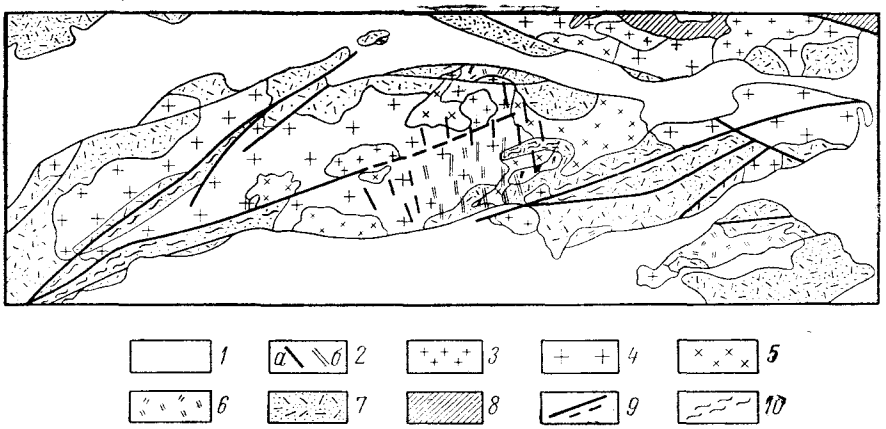


Рис. 1. Схема геологического строения Алтынэмельского хребта (Южная Джунгария)

1 — *мезо-кайнозойский покров*; *2* — позднепермский-раннетриасовый дайковый комплекс: *а* — долериты, *б* — камптониты; среднекаменноугольный гранитоидный комплекс: *3* — мелкозернистые граниты (поздняя фаза); *4* — крупнозернистые адамеллиты и гранодиориты (главная фаза); *5* — кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты (ранняя фаза); *6* — послеверхнекаменноугольные субвулканические образования кислого состава; *7* — вулканогенные отложения нижнего карбона; *8* — нижнепалеозойские отложения; *9* — разрывные нарушения (достоверные и предполагаемые); *10* — зоны рассланцевания

Наиболее характерным внешним признаком изученных камптонитов является присутствие в них крупных обломков кристаллов амфибола, полевых шпатов и, реже, биотита, играющих роль фенокристаллов на фоне темносерой тонкозернистой связующей массы. Кроме мономинеральных включений часты сростки этих минералов и нередко встречаются типичные ксенолиты полнокристаллических пород различного состава и структуры. Количество и размеры обломочных включений варьируют в широких пределах как внутри одной дайки, так и по площади всего дайкового поля. Наиболее крупные ксенокристаллы минералов достигают в длину 6 *см*, максимальная величина ксенолитов 30 *см* в поперечнике. В некоторых разностях камптонитов содержание обломков доходит до 80% от объема всей породы и они имеют облик типичных интрузивных брекчий. С другой стороны, при переходе камптонитов в диабазы, наблюдаемом на флангах дайкового поля, число обломочных включений постепенно уменьшается вплоть до полного их исчезновения. Наибольшая концентрация включений наблюдается, как правило, в центральных частях даек, либо вблизи их лежачего бока.

Микроскопическое изучение камптонитов и содержащихся в них включений производилось в шлифах площадью до 60 *см*^{2}. Основная масса камптонитов мелкозернистая с долеритовой или лампрофировой структурой состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, амфибола, оливина, биотита и акцессорных — магнетита и апатита. Содержание плагиоклаза довольно постоянное (60—70% от массы породы). Количественные соотношения цветных минералов изменчивы: в большинстве случаев преобладает моноклинный пироксен — от общего состава мелкозернистой массы 15—25%. Содержание амфибола в большинстве пород незначительное (2—3%), но встречаются дайки с содержанием

до 20%. Оливин составляет 5—7, редко 15, а биотит — около 5% в составе мелкозернистой массы. Широко развиты вторичные — хлорит, карбонат, цоизит-эпидот, соссюрит.

Камптониты с незначительным содержанием амфибола в массе часто имеют неоднородное, оцеллярное строение. Овоидные «глазки», диаметром до 2 *см*, представляют лейкократовые участки породы. Они сложены призматическими зернами альбита с иголочками бурого амфибола и пластинками биотита либо альбитом с выделениями одного биотита. В центре «глазков» подобно тому, как это наблюдается в миндалинах, присутствуют карбонат, цоизит иногда с хлоритом. В состав мелкозернистой массы камптонитов входят плагиоклаз № 63—73, но чаще, вследствие деанортизации, более кислый — до № 20—15. Он образует призматические зерна до 0,5 *мм* длиной. Менее характерны более крупные (до 1,5 *мм*) таблитчатые индивиды. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован, порою слегка зонален.

Моноклинный пироксен (титан-авгит) в мелких призматических или идиоморфных зернах размером 0,05—0,2 *мм*, реже до 0,8 *мм* в диаметре. В проходящем свете — серый с лиловатым оттенком. $Np = 1{,}702$; $Nm = 1{,}714$; $Ng = 1{,}734$; $2V = +48°$; $c : Ng = 47—50°$.

Амфибол (из группы титанистых роговых обманок) в мелких изометричных и лейстовидных зернах длиной до 0,1 *мм*. В тех разностях, где этот минерал является преобладающим темноцветным компонентом породы, некоторые его зерна достигают 0,3—0,5 *мм* в поперечнике. Плеохроирует от красно-бурого и коричнево-красного по *Ng* до светло-желтого по *Np*. Интенсивность окраски и сила плеохроизма неустойчивы и слегка отличают амфибол отдельных даек камптонитов.

Биотит красно-коричневый, плеохроирующий до желтовато-серого, в очень тонких пластинках диаметром 0,05—0,1 *мм*. В шлифе по форме выделений и окраске биотит в мелких зернах очень близок к амфиболу и трудно отличим от него. Характерна тесная ассоциация с рудным минералом, дающим мелкие октаэдры или хлопьевидные скопления зерен внутри чешуек биотита.

Оливин полностью разложен и узнается лишь по составу и характерным ромбовидным формам псевдоморфоз. Размер выделений в поперечнике 0,3—1 *мм*. В составе псевдоморфоз отмечаются иддингсит с вкрапленностью граната и рудного минерала, зеленый мусковит, хлорит, цоизит-эпидот, карбонат.

Магнетит и апатит — постоянные второстепенные компоненты основной массы камптонитов — встречаются в очень мелких кристаллических зернах, довольно равномерно рассеянных в породе.

Характеристика включений. Микроскопическое изучение включений в камптонитах показало, что среди них могут быть выделены образования трех типов: обломки кристаллов — ксенокристаллы; включения сростков минералов; обломки горных пород — ксенолиты. Форма включений всегда явно обломочная с отчетливо выраженными реакционными соотношениями с основной массой.

Наиболее типичны обломки кристаллов, которые присутствуют во всех дайках камптонитов (рис. 2). В ксенокристаллах преобладают краснобурый амфибол и плагиоклаз варьирующего состава, реже встречаются полевой шпат сложного состава, биотит, оливин, пироксен, апатит и магнетит. Эти же минералы встречены в виде сростков. Размер кристаллических зерен в мономинеральных обломках и сростках колеблется в очень широких пределах, не одинаковых для разных минералов. Наиболее крупные ксенокристаллы свойственны амфиболу и плагиоклазу. Размеры их достигают 8 *см* в наибольшем измерении.

Амфибол — самый характерный минерал включений в камптонитах. Он образует многочисленные ксенокристаллы и входит в состав сростков и ряда пород ксенолитов, охарактеризованных ниже.

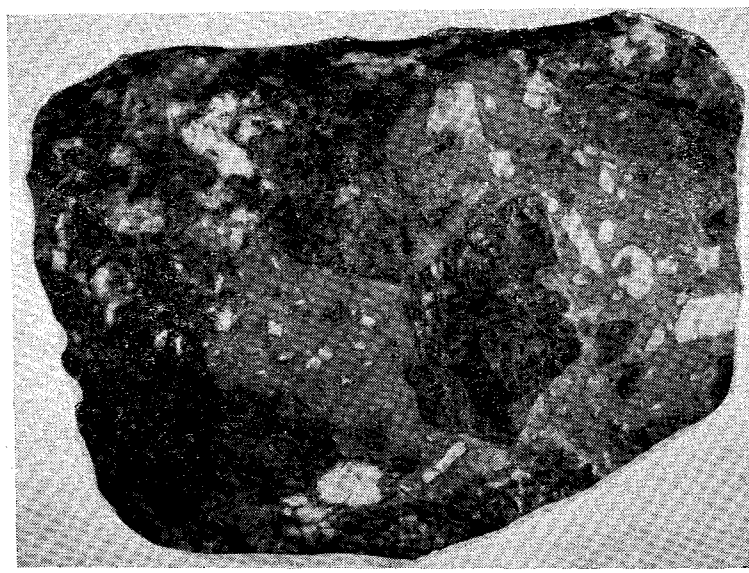


Рис. 2. Камптониты, обильно насыщенные ксенокристаллами амфибола и плагиоклаза и ксенолитами габбро-пироксенитового состава. Уменьшено в 1,2 раза

Макроскопически амфибол черный, нередко со смоляным блеском, в шлифах окрашен в густые красно-бурые цвета с резким плеохроизмом до бледно-желтого по схеме $Ng > Nm > Np$; $2V = -80°$; $Ng = 1{,}715—1{,}717$; $Nm = 1{,}705—1{,}706$; $Np = 1{,}686—1{,}690$, откуда $Ng — Np = 0{,}025—0{,}029$. По оптическим свойствам принадлежит к группе титансодержащих роговых обманок и наиболее близок к керсутиту, что подтверждается результатом спектрального анализа (6% — TiO_2).

В большинстве включений амфибола содержится значительное количество тонко распыленного рудного вещества. При опацитизации сначала возникают паркетные микроструктуры, затем — грануляция ксенокристалла и возникновение на месте единого зерна мозаики ромбических зерен этого минерала, погруженных в микрозернистый агрегат магнетита.

Форма включений амфибола неправильная с фестончатыми и лопастными границами. Реакционные взаимоотношения включений с основной массой различны в зависимости от оптической ориентировки граничных плоскостей и состава цементирующей массы. Когда основная масса содержит много микролитов амфибола, по границе ксенокристаллов с основной массой развиваются лишь каймы дорастания амфиболом несколько иного цвета или появляется узкая оторочка контактной опацитизации. Обломки кристаллов амфибола в основной массе пироксен-плагиоклазового состава обычно окружены широкими ореолами точечного магнетита или обрастают каймой титан-авгита, засоренного пылеватыми частицами магнетита. При интенсивном замещении амфибола пироксеном и магнетитом, сопровождающемся грануляцией замещаемых включений, иногда возникает агрегат мелких зерен амфибола и пироксена, сцементированных новообразованным кислым плагиоклазом.

Описанные явления опацитизации и замещения ксенокристаллов амфибола свидетельствуют о неравновесности последних с мелкозернистой массой породы тем большей, чем значительнее контраст составов основной массы и включений.

Плагиоклаз варьирующего состава наряду с амфиболом является преобладающим минералом ксенокристаллов. Он слагает обычно однородные, реже полисинтетически-сдвойникованные, зерна до 5 *см* в длину, при 1—2 *см* в поперечнике. Номер плагиоклаза меняется от 38 до 60 при преобладании № 43—48. Показатели преломления: $Ng = 1{,}556—1{,}552$; $Nm = 1{,}552—1{,}550$; $Np = 1{,}549—1{,}543$. Ксенокристаллы окружены каймой (шириною 0,2—0,4 *мм*) тонкозернистого серицит-карбонатного агрегата, разрастающегося в глубь плагиоклазового зерна в виде радиальнолучистых фестонов. Порою кайма имеет зональное строение, обусловленное различным соотношением карбонатного и серицитового материала в зонах. В единичных шлифах удалось установить обрастание обломочных зерен полевого шпата монокристаллическим плагиоклазом, соответствующим по составу и степени изменения плагиоклазу основной массы (№ 72—70). На этом основании можно предполагать, что серицит-карбонатные оторочки развиваются на месте плагиоклазовых кайм дорастания. Нередко серицит-карбонатные оторочки содержат игло- и нитевидные непрозрачные образования типа кристаллитов, по которым местами наблюдаются новообразования пленочных выделений биотита.

Полевой шпат сложного состава встречается в единичных обломках размером до 8 *см* в большом измерении. Его включения сильно резорбированы, окружены узкими зонками серицитового материала и вдоль границ участками наполнены пучками нитевидных кристаллитов, что связано, очевидно, с частичным плавлением вещества ксенокристалла. Полевой шпат прозрачен, слегка буроват, однороден (лишь изредка наблюдаются неясные расплывчатые двойниковые полосы). Иногда зерна полевого шпата на отдельных участках полностью альбитизированы — тогда они приобретают шахматное двойниковое строение. Рентгеноструктурным анализом (аналитик Е. И. Комков) установлено, что описываемый минерал состоит из механической смеси трех фаз: моноклинного калиевого полевого шпата, плагиоклаза и полевого шпата состава $(K, Na, Ca) \cdot (Al, Si)_4O_8$. Показатели преломления его выше анортоклазовых, но меньше чем у альбита: $Ng = 1{,}528$; $Np = 1{,}525$; $Nm = 1{,}528$.

Ксенокристаллы биотита обычно редки, но встречаются разновидности камптонитов, изобилующие включениями биотита, размер которых достигает 3 *см*. Цвет минерала густой красно-коричневый, почти черный, с плеохроизмом до бледно-желтого, показатель преломления $Ng = Nm = 1{,}695—1{,}700$. Ксенокристаллы биотита имеют явно реакционные соотношения с основной массой, по краям большинства зерен биотит диссоциирован и окружен ореолом точечных выделений рудного минерала. Иногда он обрастает агрегатом мелких зерен амфибола.

Оливин во включениях так же, как и в составе основной массы, полностью замещен вторичными образованиями: хлоритом и иддингситом с обильными выделениями мельчайших зерен граната и рудного минерала. Размер ксенокристаллов оливина обычно 1—3 *мм*, реже до 5 *мм* в поперечнике. Реакционные соотношения с основной массой затушеваны развитием вторичных минералов, но порою заметна концентрация граната с внутренней и титан-авгита с внешней стороны зерен оливина.

Моноклинный пироксен (титан-авгит) встречается в единичных сбломочных зернах размером 0,5—1,5 *мм*. Показатели преломления его $Np = 1{,}694$; $Nm = 1{,}706$; $Ng = 1{,}728$. Ксенокристаллы пироксена окружены узкой зоной дорастания титан-авгита лиловой окраски, более интенсивной по сравнению с бледно-розовой окраской минерала ксенокристалла.

Апатит — совершенно прозрачный, бесцветный минерал, наблюдается в грубостолбчатых зернах размером до 4 *мм*. Границы зерен сильно резорбированы.

Магнетит присутствует в неправильных, извилисто очерченных зернах величиною 0,5—4 *мм*, обычно содержит вростки зерен апатита. Вдоль границ ксенокристаллов нередко отмечается микрооторочка биотитовых листочков.

Все выше охарактеризованные минералы встречаются также в виде взаимных сростков, которые, как и ксенокристаллы этих минералов, представляют обломки полнокристаллических горных пород, а не гломеропорфировые сегрегационные образования интраталлурической фазы. Сказанное подтверждается тем, что все разнообразие минеральных ассоциаций сростков может быть сведено в две группы сочетаний, отвечающих двум типам пород, слагающих эндогенные ксенолиты в кампгонитах.

Наиболее распространенными являются сростки амфибола, плагиоклаза и пироксена с включениями апатита и магнетита. Другая группа сростков образована плагиоклазом, биотитом и подчиненными им оливином, апатитом, магнетитом.

Наблюдается значительное колебание размеров кристаллических зерен сростков, неодинаковое для различных минералов. Изредка встречаются в кампгонитах симплектитовые сростания очень крупных кристаллов амфибола и плагиоклаза, которые, в сущности, являются обломками амфиболовых габбро-пегматитов. Последние, очевидно, были непосредственным источником крупных ксенокристаллов этих минералов в кампгонитах.

Среди разнообразных по составу обломков полнокристаллических горных пород, встреченных в кампгонитах, преобладающими являются эндогенные включения, представленные амфиболизированными шпинелевыми пироксенитами и оливиновыми габбро, а также своеобразными оливин-биотит-плагиоклазовыми породами.

Амфиболизированные шпинелевые пироксениты и габбро состоят из переменных количеств моноклинного пироксена, плагиоклаза и амфибола при подчиненном содержании оливина, шпинели и акцессорного титан-магнетита.

В соответствии с колебаниями количественно-минерального состава наблюдается вся гамма взаимопереходов между пироксенитами и габбро, с одной стороны, и их амфиболизированными разностями — с другой.

Наиболее свежие пироксениты содержат 60—65 титан-авгита, 10—15 оливина, 10—15% шпинели при незначительных количествах амфибола и плагиоклаза-лабрадора. В оливиновых габбро содержание плагиоклаза возрастает до 60% при том же его составе (№ 50—52). Соответственно снижаются количества темноцветных компонентов, главным образом, пироксена и шпинели.

Титан-авгит и оливин по своим оптическим свойствам полностью тождественны описанным выше пироксену и оливину ксенокристаллов и сростков. Шпинель встречается в неправильных или октаэдрических зернах размером до 0,5 *мм*, в шлифе имеет густосерую, синевато-серую

окраску, что позволяет относить ее к железистым разностям. При изменении шпинель замещается карбонатом, эпидотом или, реже, хлоритом.

Структура пород аллотриоморфнозернистая, мелко- и среднезернистая. Текстура, насколько позволяют судить размеры ксенолитов, неоднородная, полосчатая, обусловленная послойным колебанием количественных соотношений минералов. Мощность слоев, фиксируемая в шлифах, — единицы миллиметров, границы между слоями нерезкие.

Амфиболизация — процесс отчетливо метасоматический, так как проявляется в твердой породе с изменением химического состава ее. Амфибол представлен титанистой роговой обманкой близких оптических свойств с амфиболом ксенокристаллов, определяемым как керсутит. Развитие амфибола сопровождается общей перекристаллизацией пород, возникают пойкилобластовые, коронопойкилобластовые и различной степени сложности диабластовые структуры. Вследствие неравномерности протекания процесса в пределах одного ксенолита можно видеть различные стадии развития амфибола. Их можно наблюдать даже в пределах одного ксенолита. Образование амфибола происходит на месте пироксена и начинается с появления монокристаллических пленок, обволакивающих и разобщающих зерна пироксенового агрегата (рис. 3). Затем пленочные зерна амфибола разрастаются в крупные (до 6 *мм* в поперечнике) неровные ксенобласты, включающие реликты пироксена, оливин и шпинель.

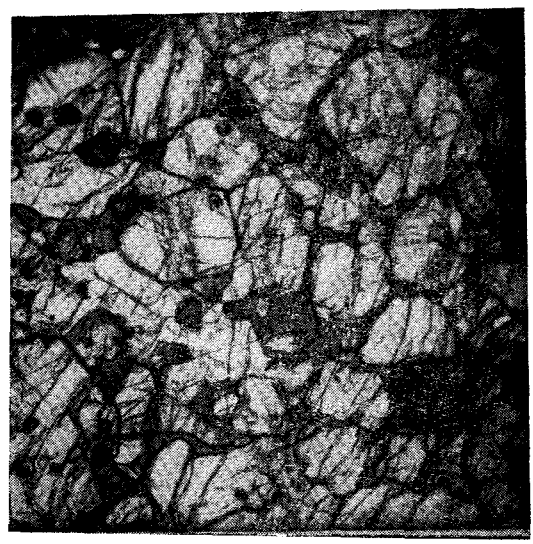


Рис. 3. Амфиболизированный шпинелевый пироксенит. Светлый — пироксен, серый — керсутит, черный — шпинель. Увеличение × 30, *николи* 11

Соответственно прогрессирующему развитию амфибола отчетливо увеличиваются количество и размер зерен плагиоклаза при одновременном снижении содержания анортита в нем до 35%. Изменяется состав акцессорных минералов: исчезает шпинель и все чаще встречаются магнетит и апатит в виде вкрапленности в плагиоклазе, реже в амфиболе. Конечным результатом преобразования пород ксенолитов являются амфибол-плагиоклазовые породы с примесью зерен оливина и акцессорными апатитом и магнетитом. Структура диабластовая с неустойчивым размером зерен вплоть до появления пегматоидных грубозернистых образований.

Очертания ксенолитов описанной группы пород вне зависимости от степени метасоматического преобразования этих пород всегда резкие и подчеркнуты реакционной каймой. Характер взаимоотношений граничных минералов с расплавом такой, как и у соответственных минералов ксенокристаллов.

Оливин-биотит-плагиоклазовые породы ксенолитов, как уже показывает название, сложены преимущественно (65—75% массы породы) плагиоклазом № 20—25. Биотит составляет 15—20, оливин 5—10% со-

става. Значительны количества апатита (5—10%) и титаномагнетита (до 5%). Все эти минералы характерны для ксенокристаллов и сростков и приводить описание их тут нет необходимости.

Структура — средне-, крупнозернистая с четким идиоморфизмом биотита. Однако очертания минералов в шлифе всегда бластического характера.

В отличие от довольно компактных обломков пироксенитов и габбро, ксенолиты данных пород претерпевают очень сильную магматическую коррозию, в краях дезинтегрированы и приобретают кавернозное строение. Слагающие их минералы резорбированы, источены и сильно разложены: плагиоклаз соссюритизирован и серицитизирован, биотит опацитизирован, замещен хлорито-слюдистым материалом, оливин представлен псевдоморфозами хлорита и иддингсита с включениями хлопьевидных скоплений зерен рудного минерала. Каверны и промежутки между зернами в краевой части обломков заполнены реоморфическим мелкозернистым агрегатом состава биотитового лампрофира, переполненного зернами и иглами апатита. Границы ксенолитов в шлифе извилисты и неотчетливы, но в штуфах обломки очерчены резко (очевидно, диффузия на границе обломка и магмы была незначительной).

Таким образом, изучение пород ксенолитов устанавливает тождество слагающих их минералов с минералами ксенокристаллов и сростков по оптическим свойствам и формам выделения. Следовательно, многочисленные ксенокристаллы базальтической роговой обманки, плагиоклаза, биотита, столь характерные для камптонитов, являются образованиями, родственными ксенолитам описанных пород, и вместе с последними представляют группу эндогенных включений в камптонитах.

Кроме такого типа включений в дайках камптонитов спорадически встречаются ксенолиты, захваченные камптонитовой магмой по пути движения в пределах сиалической коры. В их составе присутствуют разнообразные гранитоиды, диориты, кислые и средние эффузивные породы, в том числе их метаморфизованные разности, реже отмечаются скарнированные известняки и известковоглинистые сланцы. Для большей части пород ксенолитов легко находятся аналоги среди геологических образований хребта Алтын-Эмель. Количество эналлогенных ксенолитов бывает значительно, однако их всегда меньше, чем включений, родственных по химизму камптонитовой магме.

Форма эналлогенных ксенолитов очень разнообразна, но постоянно характеризуется некоторой сглаженностью очертаний. Размеры также колеблются в больших пределах (от 2—3 до 30 *см*).

Химический состав и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому керсутита и камптонитов

Окислы	1	2	3	4
SiO_2	39,35	47,05	46,63	48,20
TiO_2	6,28	1,80	1,95	2,10
Cr_2O_3	0,03	—	—	—
Al_2O_3	13,78	16,98	17,34	15,60
Fe_2O_3	3,40	2,82	3,31	3,65
FeO	10,68	7,72	6,79	9,10
MnO	0,17	0,17	0,21	0,22
MgO	10,58	4,79	4,58	6,06
CaO	10,54	6,18	6,18	8,36
Na_2O	2,48	4,50	4,64	2,96

Продолжение таблицы

Окислы	1	2	3	4
K_2O	1,27	2,50	2,51	0,38
PO	—	0,43	0,40	0,06
F	0,48	—	—	—
H_2O^-	0,14	0,40	0,21	0,17
H_2O^+	1,48	4,76	5,24	2,75
O = F	0,20	—	—	—
Сумма	100,46	100,10	99,99	99,61
a	—	14,5	14,9	7,3
c	—	4,8	5,0	7,2
b	—	22,2	21,6	26,6
S	—	58,4	58,5	58,9
c'	—	14,3	14,5	12,8
f'	—	46,9	47,1	47,1
m'	—	38,8	38,4	40,1
n	—	73,0	73,2	92,2
φ	—	11,1	14,1	12,3
t	—	2,9	3,0	3,1
Q	—	—16,9	—17,8	—4,0
a/c	—	3,0	3,0	1,0

Примечание. 1 — амфибол ксенокристаллов в камптонитах; 2 — основная масса камптонита; 3 — камптонит (с включениями); 4 — долерит. Анализ 1 — аналитик И. К. Кузнецов, остальные анализы — З. И. Болева.

Химизм камптонитов. Обращает на себя внимание незначительное различие второго и третьего анализов (см. таблицу), несмотря на то, что в третьем случае анализировалась порода, состоящая на 20—25% из эндогенных включений. Это обстоятельство можно расценить, очевидно, как следствие близости химического состава основной массы и валового состава совокупности содержащихся в ней эндогенных включений. Близость химизма основной массы и включений обломков глубинного субстрата свидетельствует о наличии родственных связей между этими образованиями. Оба рассматриваемых анализа по своим числовым характеристикам ближе всего сопоставляются со среднемировыми величинами трахидолерита и вместе с тем существенно отклоняются от состава среднего типа камптонита (по Дэли). Однако сравнение химических составов камптонитов из различных районов Земного шара [11, 12, 15, 16] обнаруживает резкие колебания в их химизме. Эта характерная особенность лампрофиров вообще, по справедливому замечанию Г. М. Гапеевой [3, 4], делает невозможной систематику их по химическим отличиям.

Исследованные камптониты по сравнению с сопряженными с ними обычными долеритами (см. таблицу) отличаются, главным образом, повышенной щелочностью. Следовательно, процесс обогащения щелочами основной магмы должен быть одним из решающих условий образования изученных пород, однако время, место и механизм этого процесса в настоящее время дискуссионны [9].

Генезис камптонитов. Изложенные выше результаты изучения камптонитов Южной Джунгарии показывают, что эти породы обладают всем комплексом важнейших геологических, структурно-текстурных и минералого-петрохимических признаков, характерных для лампрофиров камптонит-мончикитовой группы [3, 4]. Из геологических особенностей проявления камптонитового магматизма в Южной Джунгарии самыми важными являются тесная пространственная и временная связь камп-

тонитов с нормальными базальтовыми породами и приуроченность их к разрывным дислокациям, секущим консолидированные складчатые структуры и все предшествующие магматические комплексы.

Общность геологической позиции и времени образования долеритов и камптонитов позволяет рассматривать их как генетически связанные члены щелочно-базальтового комплекса малых дайковых интрузий, возникшего в постконсолидационный этап развития складчатой структуры Южной Джунгарии в связи с развитием разломов. Главным и наиболее распространенным членом этого комплекса являются долериты, камптониты же имеют подчиненное развитие. Важно отметить, что аналогичные соотношения между базальтами, долеритами, трахидолеритами и лампрофирами камптонит-мончикитового ряда, а также сходная геологическая позиция их проявления отмечаются для подавляющего большинства других районов развития этих пород [1, 2, 6, 7, 8, 10, 11, 12].

Изучение вещественного состава и структурно-текстурных особенностей включений и основной массы камптонитов, характера их соотношений между собой показывает: 1) все наблюдаемые в камптонитах включения представляют обломки полностью сформированных горных пород, претерпевших до захвата их расплавом явления метасоматического преобразования щелочного характера, а не так называемые кумуляты [16, 18]; 2) тесная взаимосвязь минеральных составов обломков и основной массы камптонитов свидетельствует о наличии родственных отношений между ними. Этот же вывод подтверждается поразительной однотипностью минералого-петрохимических признаков камптонитов и содержащихся в них включений, независимо от места и времени их проявления [1, 3, 4], что не может быть результатом случайных совпадений, а указывает на тождественный механизм образования этих пород.

Существуют две наиболее распространенные точки зрения на генезис родственных включений в изверженных горных породах [16, 18]. Согласно первой из них предполагается происхождение как включений, так и вмещающих их пород из одного родоначального магматического расплава, кристаллизация которого на разных этапах его существования протекала в резко различных термодинамических условиях. Во втором случае родственные включения рассматриваются как не успевшие расплавиться реликты тех пород твердого глубинного субстрата, в результате плавления которых возникли сами вмещающие породы.

Рассмотрим приложимость этих точек зрения к объяснению генезиса включений и самих камптонитов Южной Джунгарии. Придерживаясь первой точки зрения, необходимо предполагать существование на глубине магматического расплава, процесс кристаллизации которого вначале отвечал закономерностям формирования дифференцированных плутонов габбро-пироксенит-перидотитового ряда. С последующим развитием тектонических трещин, вызвавшим резкое падение силового гравитационного поля, связан быстрый подъем остаточного расплава и кристаллизация его в гипабиссальных условиях в виде мелкозернистых пород — камптонитов и долеритов. Движение магмы сопровождалось выносом некоторого количества аллогенного материала раннего глубинного этапа ее кристаллизации, который в изменившихся условиях находился в неравновесных соотношениях с расплавом. Возникновение камптонитовой магмы и появление в ней обломков габбро-перидотитовых пород, испытавших метасоматическое изменение щелочного характера, можно связывать с неравномерным проявлением эманационной

дифференциации, сопровождающей кристаллизацию на глубине базальтового расплава. Иными словами, следует предполагать, что в глубинном магматическом очаге могла происходить неравномерная концентрация в остаточном расплаве летучих компонентов и щелочей, локально производящих позднемагматический щелочной метасоматоз ранее возникших габбро-перидотитовых пород в кровле формирующегося плутона.

Однако с позиций изложенной концепции не находит объяснения характерное для лампрофир-базальтовых комплексов резкое несоответствие между широким площадным развитием этих пород, предполагающим крупные размеры магматического очага, и чрезвычайно малыми объемами магматического материала, поднятого к поверхности [3, 4, 11, 12, 15, 17 и др.]. Кроме того, данная гипотеза плохо согласуется с установленными общегеологическими условиями проявления камптонитов, а также с геофизическими и геологическими данными о состоянии вещества в глубоких горизонтах коры и в верхней мантии. Согласно последним вещество коры и верхней мантии находится в твердом состоянии и очаги плавления здесь возникают периодически в связи с проявлением тектонических движений. Особенно трудно ожидать возможность проявления и длительного существования крупных магматических очагов для жестких консолидированных блоков земной коры, к которым приурочены проявления лампрофиров камптонит-мончикитового ряда [3, 4]. Поэтому при рассмотрении генезиса камптонитов Южной Джунгарии нам представляется более приемлемой вторая точка зрения. В таком случае обломочные включения в камптонитах должны быть реликтами пород глубинного субстрата, подвергавшегося плавлению.

Петрохимические различия камптонитов и сопряженных с ними долеритов, согласно принятой гипотезе, свидетельствуют о том, что исходный материал в обоих случаях не был тождественным по составу. Поскольку геологическая позиция долеритов и камптонитов в хребте Алтын-Эмель одна и та же, а мощность коры примерно одинакова, то нет необходимости относить зарождение долеритовой и камптонитовой магм к разным уровням глубинного субстрата, как это делается при объяснении генезиса главных петрохимических типов базальтов [9, 14]. Логично допускать не только вертикальную, но и некоторую латеральную гетерогенность субстрата. Применительно к рассматриваемым данным можно полагать, что исходным материалом для долеритовой магмы явились горные породы нормального габбро-пироксенит-перидотитового состава, в то время как возникновение камптонитов необходимо связать с плавлением метасоматически измененных разностей тех же пород.

Процессы метасоматического изменения выражаются в амфиболизации пироксена, деанортизации плагиоклаза, широком развитии апатита и сопровождаются явлениями собирательной перекристаллизации, приводящей к возникновению на месте исходных габбро-перидотитов грубозернистых амфиболовых габбро-пегматитов. Совокупность перечисленных изменений, протекавших до захвата габбро и пироксенитов камптонитовым расплавом, по всей видимости, была обусловлена деятельностью газово-водных флюидов, обогащенных летучими и щелочами [13].

Таким образом, при объяснении генезиса изученных камптонитов нами предполагается причинно-следственная связь между явлениями локального щелочного метасоматоза пород глубинного субстрата и формированием камптонитов. Заманчиво связывать с этими же явле-

ниями не только специфику вещественного состава камптонитов, но и их структурно-текстурные особенности. Такое предположение опирается на экзотермический характер процесса щелочного метасоматоза и обогащенность исходных пород летучими компонентами. Эти два фактора при прочих равных условиях должны ускорять процесс ретроградного плавления и последующего подъема расплава именно в тех участках глубинного субстрата, которые испытали щелочной метасоматоз. Взрывной характер подъема расплава обуславливает насыщенность камптонитов эндогенными ксенолитами, хаотически распределенными в массе породы.

Какое-то влияние на колебание скоростей плавления и подъема магмы могли оказывать различия в темпах развития разломов, однако в нашем случае вряд ли этот фактор был решающим.

Несомненно, дополнительные усложнения в строение камптонитов вносила частичная ассимиляция эналлогенного материала, захваченного при движении расплава на более высоких уровнях земных недр, выше места его генерации. Так, появление в изученных камптонитах биотита и полевого шпата сложного состава может быть связано с захватом и ассимиляцией как своеобразных оливин-биотит-плагиоклазовых пород, так и типичного сиалического материала коры.

Итак, процесс локальной щелочной метасоматической переработки пород глубинного субстрата может считаться основной причиной возникновения камптонитов-лампрофиров щелочно-базальтового ряда со всем комплексом присущих им особенностей петрохимического состава, структур и текстур. Этот процесс обусловлен, вероятно, газово-водными потоками, поднимающимися из более глубоких горизонтов мантии и сопровождается накоплением на отдельных участках щелочей, летучих компонентов и, видимо, тепла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гапеева Г. М. Камптониты Тоюна. ЗВМО, ч. 78, вып. 2, 1949.
2. Гапеева Г. М. Базальты Тоюна. ЗВМО, ч. 81, вып. 3, 1952.
3. Гапеева Г. М. К вопросу о генезисе лампрофиров и их положении в генетической классификации горных пород. ЗВМО, ч. 89, вып. 5, 1960.
4. Гапеева Г. М. Формация лампрофиров. В кн. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». Изд-во АН СССР, 1960.
5. Гапеева Г. М. Щелочные базальтоиды Кировской возвышенности. ЗВМО ч. 93, вып. 3, 1964.
6. Конюк А. А. Щелочные базиты и ультрабазиты Таласского хребта. Тр. Ин-та геол. АН Кирг.ССР, вып. VII, 1956.
7. Мушкин И. В. Лампрофиры среднего течения р. Иос (Южный склон Гиссарского хребта). Изв. АН Тадж.ССР. Сер. геол.-хим. и техн. № 1, 1963.
8. Мушкин И. В., Брейвинская В. М. Об анальцимовых диабазах южного склона Гиссарского хребта и некоторых родственных им породах. Зап. Тадж. ун-та, т. 29, вып. 2, 1965.
9. Соболев В. С. и др. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. В кн. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». Наука, 1967.
10. Хасанов А. Х., Брейвинская В. М. Геолого-петрографическая характеристика жильных пород Восточного Гиссара и Каратегина. Зап. Тадж. ун-та, т. 29, вып. 2, 1965.
11. Campbelle I., Schenk E. T. Mineralogist, v. 35, 1950.
12. Carstens H. Beitr. z. Miner. Petr. Bn. 6, H. 5, 1959.
13. Ishibashi K. Sci. Rep. Fac. Sci Kyushu Univ. Geol. № 7, 1964.
14. Kuno H. Petrology and volcanoes. Intern. Upper mantle project. Report 3. Intern. counc. of scientific unions upper mantle commit. Los Angeles, 1966.
15. Ramsay I. A. Geol. Mag. Hertford, v. 92, № 4, 1955.
16. Talbot I. L., Hobbs B. E., Wilshire H. G., Sweatman T. R. Mineralogist, v. 4⁸, 1963.
17. Vincent E. A. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 109, pt. 1, № 433, 1953.
18. Wilshire H. G., Binns R. A. Journ. Petrol., v. 2, p. 2, 1961.