

БАЗАЛЬТОИДЫ И КАРБОНАТИТОВЫЕ ТУФЫ АМБИНСКОГО ВУЛКАНА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ): ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС

В.К. Попов¹, С.О. Максимов¹, А.А. Вржосек¹, В.М. Чубаров²

¹*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

²*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

Поступила в редакцию 9 марта 2006 г.

Приведены первые результаты геолого-петрологического изучения раннемиоценовых базальтоидов и шпинель-фассаитовых туфов карбонатитов Амбинской вулканоструктуры на юго-западе Приморья. Рассмотрены особенности геологического строения Амбинского вулкана, приводятся разрезы лавовых и пирокластических образований, слагающих постройку вулкана, а также стратифицированный разрез карбонатитовых туфов. Охарактеризован химический состав пород и минералов-вкрапленников из базальтов и карбонатитовых туфов. Базальтоиды соответствуют недифференцированному умереннощелочному внутриплитному типу. Выявлены петрографические признаки карбонатно-силикатного расчленения в базальтоидах и карбонатитовых туфах. Предполагается, что образование карбонатитового расплава, сопровождавшееся одновременной десиликацией с массовым выделением шпинели, фассаита и пересыщением силикатной системы кальцием, обусловлено ассимиляцией известняков с последующей перестройкой структуры расплава и ликвацией. Термальное разложение карбонатов с растворением в базальтоидной магме оксида кальция и накоплением CO_2 в условиях закрытой магматической камеры приводило к проявлению автоклавного газового эффекта, что обусловило появление не характерных для подобного типа вулканических пород мощных эксплозивных извержений. Генезис карбонатитовых туфов Амбинского вулкана является модельным примером ликвационного отделения карбонатного расплава в умереннощелочной неагпаитовой базальтовой системе.

Ключевые слова: геология, вулканизм, петрология, базальтоиды, карбонатиты, десиликация, Приморье

ВВЕДЕНИЕ

Генезис карбонатитов и карбонатитоподобных пород до сих пор остается одним из самых дискуссионных вопросов петрологии, поэтому любая новая информация о находках таких пород может послужить лучшему пониманию ключевого механизма этого процесса. Наибольший интерес представляют находки вулканических карбонатитов. Современные проявления вулканических карбонатитов обнаружены лишь в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы (вулканы Олдоиньо-Ленгаи, Фантал и др.). Позднеплейстоценовые карбонатитовые лавы и туфы известны в Рейнском грабене (вулкан Кайзерштуль) и в Южно-Афганской впадине (вулкан Ханешин). В областях позднекайнозойского магматизма на восточной континентальной окраине Азии проявлений вулканических карбонатитов не отмечалось.

В 2000 г. при изучении кайнозойских вулканических пород в бассейне р. Амбанами были обнару-

жены карбонатитовые туфы в разрезе пирокластических пород одноименного базальтоидного вулкана, сформированного в раннем неогене. Вулканическая постройка располагается в среднем течении Амбы, в 28 км от впадения ее в Амурский залив и занимает площадь около 20 км² (рис. 1). Базальтоиды, слагающие постройку стратовулкана, залегают непосредственно на пермских карбонатных и вулканогенно-осадочных отложениях, триасовых аркозовых песчаниках и несогласно, с размывом перекрываются позднемиоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями усть-суйфунской свиты и базальтами Шуфанского плато.

Задача настоящей работы заключалась в изучении геологического строения и вещественного состава базальтоидов и карбонатитовых туфов, слагающих постройку Амбинского вулкана. На основе полученных результатов рассматриваются возможный механизм образования силикатно-карбонатных расплавов

и особенности проявления вулканических карбонатов на юго-западе Приморья.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Амбинская рифтогенная впадина является одной из наименее изученных структур на юго-западе Приморья. Впадина расположена в бассейне р. Амба, в плане имеет грабенообразную форму северо-восточного простирания длиной около 12 км и шириной 5–6 км. Значительная ее часть перекрыта позднмиоценовыми платобазальтами шуфанского комплекса. Первые сведения о геологическом строении Амбинской впадины содержатся в геологических отчетах Б.И. Васильева (1958), А.А. Асипова (1960), А.А. Вржосека (1968) и объяснительной записке к геологической карте масштаба 1:200 000 [1]. В результате проведенных работ были составлены разрезы третичных осадочных и вулканогенных отложений, выполняющих впадину. Наиболее древние угленосные вулканогенно-осадочные отложения были выделены в угловскую свиту (эоцен), а перекрывающие их базальтоиды – в сандуганскую свиту (ранний миоцен). В 80-е годы здесь проводилось разведочное бурение угленосных вулканогенно-осадочных отложений. В результате буровых работ было установлено, что базальтоиды сандуганской свиты переслаиваются, а в краевых частях депрессии фациально замещают угленосные вулканогенно-осадочные отложения угловской свиты (Якушев, 1989 г.). Авторами работ угленосные отложения были переведены в раннемиоценовую усть-давыдовскую свиту. Следует отметить, что в 1994 г. возраст отложений усть-давыдовской свиты решением IV Регионального стратиграфического совещания был принят как позднэоценовый [19]. В 2000 г. в бассейне р. Амбы было проведено геологическое изучение (в рамках ГДП-200) вулканогенно-осадочных и вулканических пород, выполняющих Амбинскую впадину. В результате проведенных исследований (в том числе авторами настоящей работы) угленосные вулканогенно-осадочные отложения и базальтоиды были выделены в составе клерковской толщи эоценового возраста [21]. Дополнительные результаты детального изучения вулканических пород Амбинской впадины, проведенные в 2003–2005 гг., убеждают нас в необходимости корректировки возраста базальтоидов и угленосных отложений. В настоящее время мы принимаем точку зрения о позднэоценовом–раннемиоценовом возрасте рассматриваемых осадочных и вулканогенных образований.

Породы фундамента Амбинской впадины разбиты системой субширотных (северо-западных) раз-

ломов. В северо-восточной части основание впадины приподнято, а в юго-западной части, где наблюдается максимальный разрез выполняющих ее угленосных вулканогенно-осадочных отложений, опущено. Залегание выполняющих впадину отложений слабо наклонное с общим падением на северо-восток. Угленосные отложения в западной части впадины переслаиваются с потоками базальтоидных лав и горизонтами тефры. Базальтоидная вулканическая постройка приурочена к юго-восточному борту впадины. Большая ее часть, включая центральную жерловину, располагается на левом борту р. Амба (рис. 1). На правом борту р. Амба обнажаются разрозненные покровы базальтоидов и туфов, слагающие периферические части вулкана. В долине реки и на правом борту базальтоиды, вскрытые разведочными скважинами, переслаиваются с угленосными отложениями (рис. 2). Общая мощность разреза варьирует от 20 до 200 метров. Литолого-фациальная изменчивость отложений толщи в пределах депрессии выражается в увеличении роли осадочных образований с удалением от вулканической постройки и приуроченности грубозернистых осадков (конгломератов) к понижениям в рельефе фундамента впадины. Для осадочных отложений характерен преимущественно аркозовый состав с примесью вулканогенного материала. Содержание пирокластического материала (обломки базальтоидной тефры) иногда достигает 50% и более объема пород, что приближает их к гравакковому составу. В тонкозернистых породах постоянно примесь углефицированной растительной органики и слюдястых минералов, а в туфопесчаниках отмечается значительное количество зерен шпинели, пироксена и карбонатов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АМБИНСКОГО ВУЛКАНА

Амбинская вулканическая постройка представляет собой руины стратовулкана с сохранившейся центральной жерловиной, выполненной вулканическими брекчиями, шлаками и лавами базальтоидов (рис. 1). Диаметр его основания составляет около 15–20 км. Излившиеся лавы залегают на триасовых песчаниках и алевролитах амбинской свиты. Домезозойские породы фундамента представлены верхнепермскими вулканогенно-осадочными отложениями с горизонтами мраморизованных известняков барабашской свиты.

Конус вулкана сложен лавами, туфами, агглютинатами с невыдержанными горизонтами туфогенно-осадочных пород. Породы вулканической постройки прорваны дайками базальтоидов. Наличие в основа-

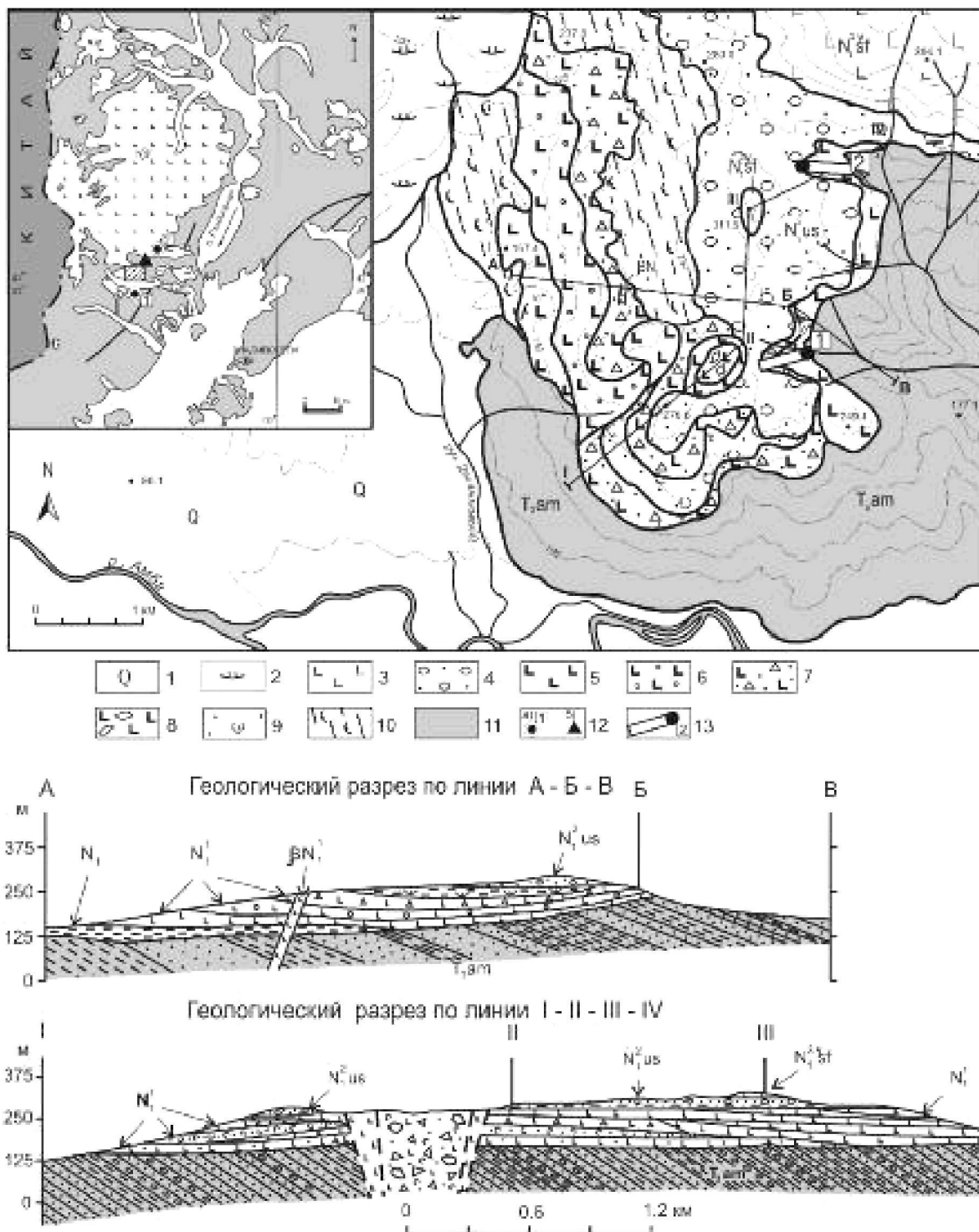


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и разрезы центральной части Амбинского вулкана.

1 – четвертичные отложения; 2 – оползни; 3 – базальты шуфанского плато (N³ shf); 4 – песчано-гравийные отложения усть-суифунской свиты (N²₁ us); 5–8 – образования Амбинского вулкана: лавовые потоки массивных (5) и пористых (6) базальтоидов, покровные пирокластические отложения (7) и жерловые образования (8); 9 – туфогенные песчаники (N₁); 10 – туфоалевролиты угленосной свиты (N₁); 11 – песчаники и алевролиты амбинской свиты (T₃ am); 12 – а) местоположение разреза карбонатитовых туфов в бассейне руч. Второго, т.н. П-496 (1) и периферической постройки на правом борту р. Ананьевка (2), б) выходы базальтоидов в верховьях руч. Кедровка; 13 – 1) разрез толщи базальтоидов в т.н. П-492А, представленный на рис. 2, 2) место отбора образцов базальтоидов по разрезу сверху вниз (обр. П-492/1 – П-492/5). Химический состав пород приведен в табл. 4.

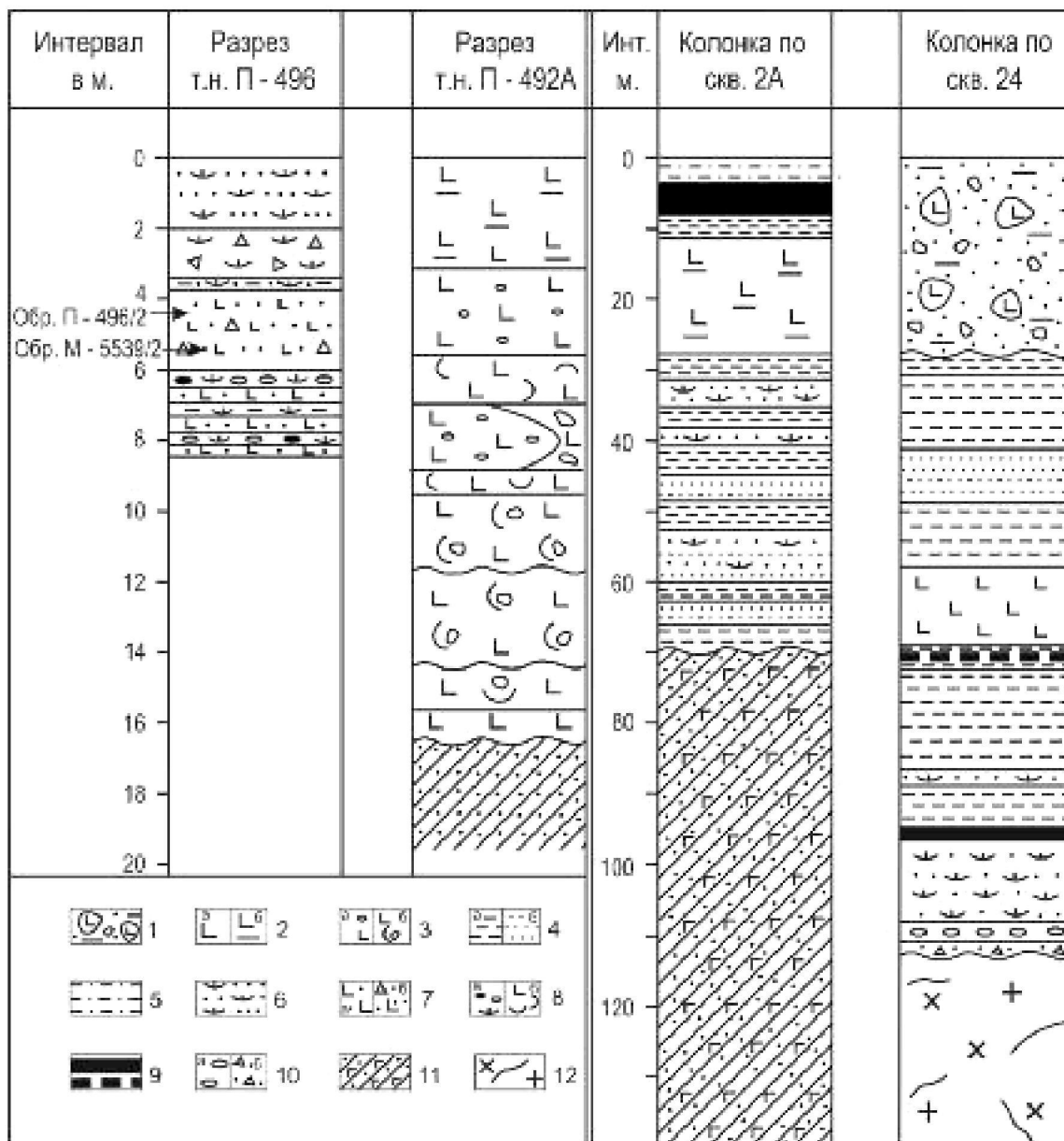


Рис. 2. Стратиграфические колонки Амбинского вулкана (т.н. П-496 и т.н. П-492) и угленосных вулканогенно-осадочных отложений Амбинской впадины по данным бурения (скв. 2А и 24, материалы В.В. Якушева, 1989 г.).

1 – аллювиальные отложения; 2 – базальтоиды с подушечной (а) и плитчатой (б) отдельностью; 3 – базальтоиды пористые (а), агглютинаты и вулканические шлаки (б); 4 – алевролиты (а) и песчаники (б); 5 – алевропесчаники; 6 – туфогенные песчаники; 7 – туфы карбонатов литокристаллокластические псаммитовые (а) и псефитовые (б); 8 – туфогравелиты (а) и тефра (б) карбонатитового состава; 9 – угольные пласты; 10 – конгломераты (а) и дресвяники (б); 11 – триасовые песчаники амбинской свиты (а) и пермские вулканогенно-осадочные породы барабашской свиты (б); 12 – позднепермские гранодиориты гамовского комплекса. Обр. П-496/2 и обр. М-5539/2 – места отбора проб карбонатитовых туфов в разрезе (описание разреза приведено в тексте). Скв. 2А и 24 находятся на правом борту р. Амба, в 6 км к юго-западу от вершины основной вулканической постройки с отм. 276.6 м (рис. 1).

нии разреза базальтоидов с подушечной отдельностью и гиалокластитов свидетельствует об их излиянии в водную среду. Отложение пирокластических удаленных фаций, включая шпинелевые туфы и эксплозии туфолов карбонатитов, также происходило в водную среду. Об этом свидетельствует переотложенный характер отдельных горизонтов тефры, слоистость пород, присутствие растительного детрита, распределенного по слоям, вторичная цементация карбонатитовых туфов карбонатным веществом.

Нами составлены послойные разрезы лаво-пирокластической толщи на левом борту р. Амба и пачки вулканогенно-осадочных отложений с туфами карбонатитов на правом борту ручья Второго (правого притока р. Амба) в 500 м выше устья (рис. 1–2).

На левом борту р. Амба в урезе ручья разрез представлен (снизу вверх):

1. Базальтоиды массивные с грубой подушечной отдельностью, содержат незначительное количество миндалин, vyplненных цеолитом 1 м
2. Вулканические шлаки, содержащие интенсивно окисленные обломки пористых базальтоидов и вулканические бомбы до 5–7 см в поперечнике, в основной массе – более мелкие окисленные шлаки и пепловый материал. Количество обломков и их размеры возрастают снизу вверх. Степень спекания пород высокая 4 м
3. Аглогинаты, состоящие из спекшихся округлых обломков окисленных пористых базальтов и вулканических бомб до 15–20 см в поперечнике. Породы сцементированы более мелкими раздробленными обломками окисленных базальтоидов 2 м
4. Базальтоидная тефра слоистая красно-бурого цвета, сложенная мелкими (псефитовыми) обломками вулканического шлака с примесью обломков кристаллов оливина, пироксена, плагиоклаза и шпинели. Текстура пород градиционная. Породы пропитаны карбонатным веществом и содержат прожилки и гнездообразные выделения карбонатов 0.4 м
5. Базальтоиды пористые и миндалекаменные с плитчатой и подушечной отдельностью, слабо окисленные, замещаются по простиранию аглогинатами 2 м
6. Базальтоидная тефра со слабо выраженной косою слоистостью красно-бурого цвета, по составу аналогичная слою 3 1.3 м
7. Базальтоиды пористые и миндалекаменные с плитчатой и подушечной отдельностью, слабо окисленные, по составу аналогичные слою 4 2.5 м
8. Базальтоиды рыхлые, интенсивно выветрелые, окисленные, с плитчатой отдельностью, миндалекаменные. Миндалины выполнены карбонатным материалом 3 м
- Общая мощность 16.2 м

Наиболее полный разрез туфогенной пачки с туфами и туфоловами карбонатитов Амбинского вулкана находится на правом борту ручья Второго в 500 м выше его устья. Основание разреза не доступно для изучения, но, очевидно, описываемая толща залегает на породах палеозойского фундамента (гранодиорит-

ты и спилитизированные базальты), коренные выходы которых фиксируются, соответственно, ниже и выше по ручью от разреза. В 500 м западнее выхода карбонатитовых туфов в русле и бортах ручья Третьего вскрыт поток базальтоидов (см. обр. П-496/4, табл. 4), залегающий на триасовых песчаниках.

Разрез залегающих горизонтально пород представлен (снизу вверх):

1. Туффиты темно-серого цвета псефитовые, литокристаллокластические, с примесью терригенного материала, зернами шпинели, пироксена и карбонатов 0.4 м
2. Туфоловы темно-серого цвета массивные, флюидально-полосчатые. Флюидальность пород обусловлена чередованием маломощных (1–3 см) прослоев различной окраски 0.3 м
3. Туффиты темно-серого цвета псаммитовые, однородные, с примесью терригенного материала кислого состава и тонкими линзами халцедона синевато-серого цвета. Отчетливо выделяются конкреционные стяжения более плотного сложения 0.06 м
4. Туфы, по составу аналогичные слою 2, с алевроитовым цементом, содержат редкие литокласты карбонатитов серого цвета и кристаллокласты шпинели, пироксена и карбонатов 0.15 м
5. Туфогравелиты темно-серого цвета с более светлым зеленовато-серым цементом псефитовой размерности. 0.03 м
6. Туфы (туфоловы) черного цвета, плотные, однородного сложения 0.3 м
7. Туфы зеленовато-серого цвета, псефитовые литокристаллокластические 0.03 м
8. Туфоловы темно-серого до черного цвета с комковатой отдельностью в центральной части и скорлуповатой – в верхней части потока, интенсивно выветрелые (разложившиеся) 0.3 м
9. Туфы темно-серого цвета, псаммитовые, слоистые, в верхней части со скорлуповатой отдельностью, литокристаллокластические 0.3 м
10. Туфогравелиты коричнево-серого цвета с палагонитизированным и ожелезненным цементом. Содержат мелкую гальку различного состава 0.25 м
11. Туфогравелиты от темно-серого до коричнево-серого цвета с псаммитовым цементом, ожелезненные, со скорлуповатой отдельностью 0.10 м
12. Туфы шпинелевые темно-серого цвета, псаммитопсефитовые. В нижней части плотные, спекшиеся, с большим количеством (около 5 об.%) карбонатов, шпинели, пироксена, реже плагиоклаза (обр. П-496/2). В центральной и верхней части отдельность крупноподушечная. В верхней части отмечаются длинные обломки стволов древесины диаметром около 5 см с частично опализированной сердцевинной. Литокласты (1–2 см в поперечнике) представлены карбонатитами светло-серого и серого цвета и отдельными каптеобразными выделениями карбонатов розового цвета. Цементирующая масса карбонатно-силикатного состава 2.5 м
13. Туфоалевролиты темно-серого цвета, в центральной части обожженные с многочисленными стволками древесины и грубым растительным детритом 0.2 м
14. Туфы темно-серого цвета литокристаллокластические, с обломками зерен шпинели, пироксена, карбонатов и

литокластами карбонатитов темно-серого цвета (1–2 см в поперечнике) 1,3 м

15. Песчаники туфогенные рыжего цвета, грубослоистые, псефитовой размерности, интенсивно обохренные, с обломками зерен шпинели и карбоната 2 м

Общая (видимая) мощность разреза 8,33 м

Все фациальные типы пород разреза пирокластической пачки насыщены шпинелью, клинопироксеном и карбонатным веществом и фактически представляют собой туфолавы и туфы карбонатитов. Размытые и переотложенные породы (туффиты, туфоалевролиты и туфогравелиты) аналогичны им по составу и содержат лишь незначительную примесь терригенного материала.

Максимальная мощность разреза вулканических пород Амбинского вулкана составляет около 200 м. В целом следует отметить широкое распространение, наряду с лавами, пирокластических образований, что свидетельствует об эксплозивном характере вулканических извержений.

В 6 км к северо-востоку от Амбинского вулкана в верховьях руч. Кедровка (лев. приток р. Амба) и далее (в 12 км), в бассейне р. Большая Ананьевка (Эльдуга) отмечаются коренные выходы базальтоидов, близких по химическому составу базальтоидам основной постройки, но с некоторыми отличительными чертами петрографического и геохимического характера, возможно указывающими на существование периферической вулканической постройки (дочернего вулкана) Амбинского вулканического центра.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Базальтоиды Амбинского вулкана макроскопически отчетливо отличаются от перекрывающих их базальтов Шуфанского плагио. Это массивные породы черного цвета с крупными порфиристыми выделениями (0,3–0,8 см в поперечнике) оливина, клинопироксена, плагиоклаза, титаномагнетита и шпинели нескольких генераций. Общее количество вкрапленников в породах варьирует от 5 до 10 об.%. Вкрапленники клинопироксена включают мелкие кристаллы оливина и шпинели, также наблюдаются сростания кристаллов шпинели и клинопироксена. Структура основной массы стекловатая, интерсертальная или долеритовая (в центральной части мощных лавовых потоков). В основной массе развиты плагиоклаз, клинопироксен, рудные минералы, реже оливин и ортопироксен. Вторичные изменения в отдельных базальтовых потоках выражены в замещении оливина хлорофеем и хлоритизации стекла основной массы. Иногда наблюдается заполнение мелких мин-

далин хлоритом в ассоциации с другими вторичными минералами, а также цеолитом и карбонатами. В последовательности излияний намечается переход от оливин-клинопироксеновых к существенно шпинель-титанавгит-плагиоклазовым базальтоидам. Последние больше распространены в дочернем вулкане в бассейне р. Бол. Ананьевка. В шпинель-клинопироксеновых базальтоидах отмечаются ксенолиты мраморов (до 1–2 см в поперечнике) с признаками термального разложения. Мегакристы шпинели и клинопироксена в базальтоидах (размером 0,5–1,2 см) иногда содержат включения карбонатов округлой формы. Кроме того, породы обогащены поздними карбонатными обособлениями, распределенными в основной массе, которые выполняют газовые полости, наиболее многочисленные в жерловых фациях вулкана, что в целом отражает важную роль углекислотного газового режима в его развитии.

В бассейне р. Бол. Ананьевка наряду с оливиновыми и титанавгитовыми разностями базальтоидов в разрезе появляются плагиоклаз-гиперстеновые андезитобазальты. Породы содержат ксеногенные зерна кварца с реакционной клинопироксеновой оторочкой.

Состав породообразующих минералов базальтоидов приведен в табл. 1. Вкрапленники оливина в базальтоидах более магнезиальные ($Fe_{26,30}$), чем зерна оливина, слагающие основную массу (Fe_{32}). Содержание Са и Mn в оливинах также увеличивается с ростом их железистости (табл. 1). Вкрапленники клинопироксена характеризуются высоким содержанием глинозема и относятся к фассаитам. Зональность в клинопироксенах выражена уменьшением от центра к краю содержания глинозема и возрастанием количества натрия. Состав краевых зон близок составу пироксенов из основной массы (табл. 1, рис. 3). Лейсты плагиоклаза сложены основным лабрадором ($An_{64,69}$). Рудные минералы представлены крупными зернами глиноземистой шпинели (плеонаста) и титаномагнетита. Шпинель содержит незначительную примесь титана при полном отсутствии хрома (табл. 1).

Спекшиеся карбонатитовые туфы – массивные, интенсивно “сваренные” породы темно-серого цвета с псаммито-псефитовой размерностью кристаллокластов и литокластов (фото 1). Высокая степень “сваривания” туфов связывается с обогащенностью цементирующего материала известковой составляющей, обуславливающей образование природного карбонатно-силикатного цемента. В туфах содержатся редкие обломки интрузивных и осадочных пород фундамента. В этом же разрезе, наряду с преоблада-

Таблица 1. Состав минералов из базальтоидов Амбинского вулкана.

Минерал	Оливин				Клинопироксен			Шпидель	Титаномагнетит	Плагиоклаз	
	1	2	3	4	5	6	7			8	9
SiO ₂	3825	3754	3701	3740	4528	4817	4655	—	—	50.06	50.72
TiO ₂	0.00	0.05	0.03	0.09	3.74	2.05	3.45	0.71	24.47	0.14	0.20
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	849	682	606	56.68	2.53	31.69	30.90
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0.22	0.06	—
FeO*	23.53	26.93	27.86	27.11	7.28	7.64	6.97	29.73	62.99	0.40	0.61
MnO	0.30	0.45	0.50	0.53	0.03	0.07	—	0.15	0.51	—	—
MgO	3701	3356	3348	3304	1161	1229	1196	12.39	3.57	0.02	0.01
CaO	0.10	0.32	0.42	0.35	2239	2173	2244	—	0.26	14.35	13.87
Na ₂ O	0.01	—	—	—	0.30	0.52	0.51	—	—	3.42	4.10
K ₂ O	0.04	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.03	0.12	0.14
Сумма	9924	9888	9935	9855	9915	9932	9797	99.72	94.58	100.26	100.55
f	26.3	31.1	31.4	31.5	26.0	25.8	24.6	50.5	80.0		
Fo	73.7	68.6	68.2	68.5							
Wo					50.6	48.5	50.4				
En					36.5	38.2	37.4				
Fs					12.9	13.3	12.2				
An										69.4	64.6

Примечание. Образец П-490/1. Вкрапленники: 1, 2, 5, 7 – центральная часть зерна, 6 – край зерна; основная масса: 4, 3, 10, 11; 8-9 – включения в клинопироксене (ан. 5). * – все железо определено как FeO, прочерк – не обнаружено (в остальных таблицах аналогично). $f = 100 \cdot \text{FeO} / \text{FeO} + \text{MgO}$ (ат. кол.). Здесь и далее все анализы минералов выполнены в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН на микроанализаторе “Самебах” при ускоряющем напряжении 20кВ и токе образца 40нА. Для сравнения использовались искусственные и природные эталоны известного состава. Аналитик В.М. Чубаров.

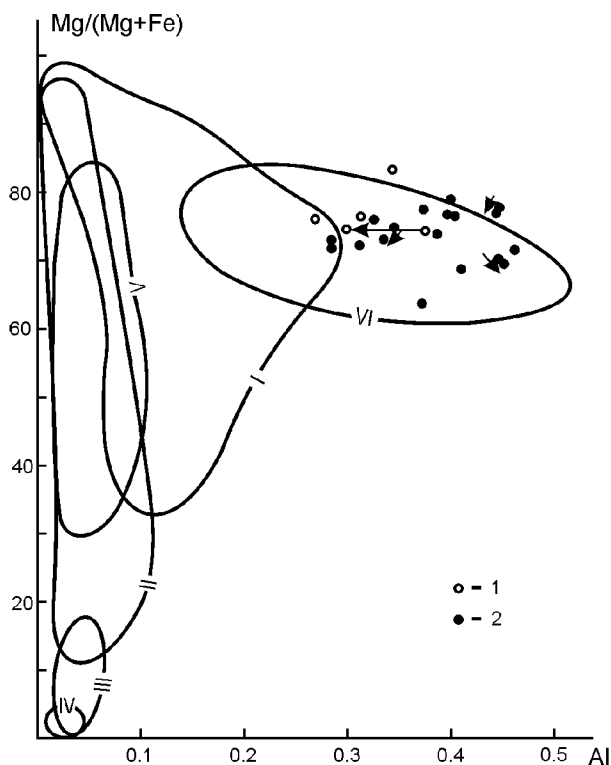


Рис. 3. Состав пироксенов из лав базальтоидов и карбонатитовых туфов Амбинского вулкана на диаграмме Mg / Mg + Fe (ат.%) – Al (форм. ед.).

1, 2 – пироксены из базальтоидов (1) и карбонатитовых туфов (2). Стрелки указывают изменение состава от центра к краям кристаллов. Поля составов пироксенов: I–IV – карбонатитов щелочно-ультраосновных интрузий от высокотемпературной калишпат-кальцитовой (I) и альбит-кальцитовой (II) к более низкотемпературным амфибол-доломит-кальцитовой (III) и хлорит-анкеритовой (IV) фациям [20]; V – карбонатитов вулкана Олдоиньо-Ленгаи; VI – щелочных пород вулканов Кайзерштуль и Восточно-Африканской рифтовой системы с проявлениями карбонатитов [6].

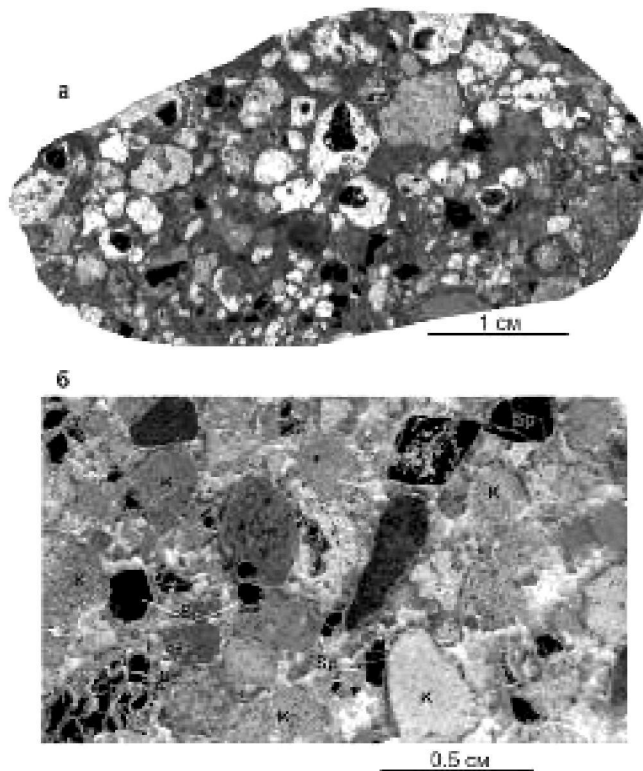
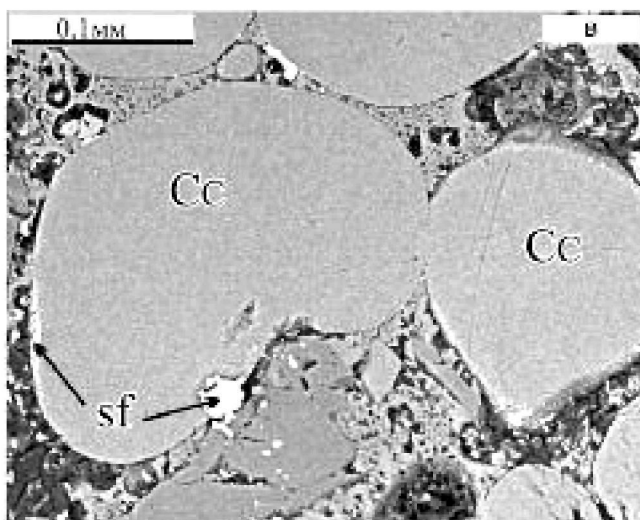
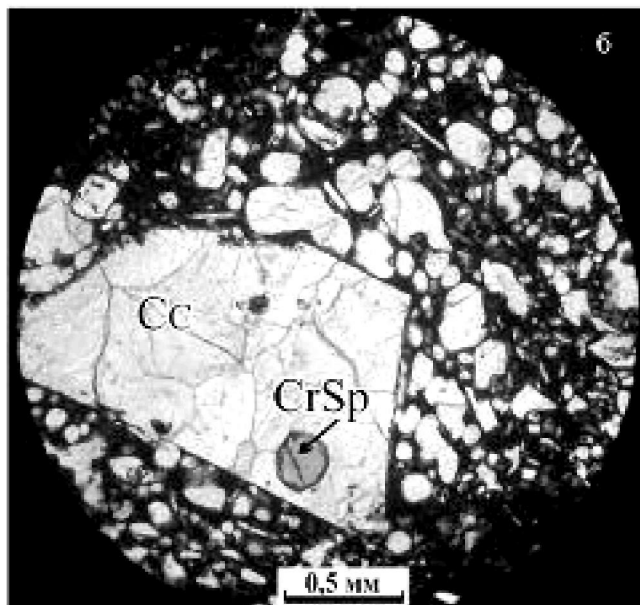
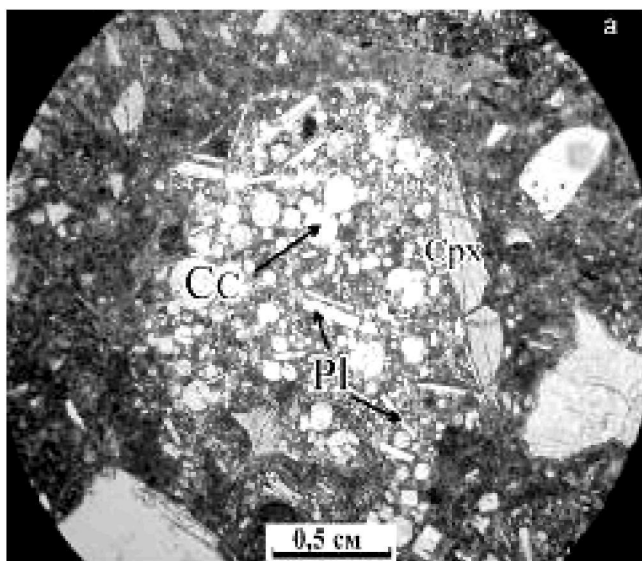


Фото. 1. Шпинель-фассаитовые туфы карбонатов Амбинского вулкана (полированные образцы) с силикатно-карбонатной (а) и карбонатной (б) основной массой. Зерна шпинели (черное) и пироксена в карбонатных обломках (светлое) и основной массе (темно-серое). Образцы: а – П-496/2; б – М-5798.

ющими спекшимися туфами, выделяются породы туфоловального облика. Они сложены более плотным витрофировым карбонатно-силикатным агрегатом с редкими крупными вкрапленниками шпинели и пироксенов, содержат многочисленные газовые пустоты и поры, на поверхности которых отмечаются белесые налеты кристаллического карбоната.

Карбонатитовые туфы имеют кристаллолитокластическую структуру. Литокласты – белого или светло-серого цвета неправильной или округлой (оцелярной) формы размером до 0.2–0.5 см в диаметре. Их концентрация в туфах достигает 60–70%. Литокласты сложены преимущественно карбонатно-силикатным материалом с вкрапленниками шпинели, пироксена и тонких лейст плагиоклаза (фото 1, 2). Для туфов характерна высокая обогащенность (до 10 об.%) довольно крупными (до 5–12 мм) кристаллами или фрагментами кристаллов клинопироксена (фассаита), глиноземистой шпинели (плеонаста), реже герцинита и глиноземистого титаномагнетита

(табл. 2, 3). Типохимической особенностью состава пироксенов из карбонатитовых туфов и базальтоидов является обогащение их глиноземом до 11 мас.% (0.30–0.45 Al в форм. ед.) и титаном (до 8.95 мас.% TiO_2) при пониженном содержании кремнезема, что, согласно принятой классификации [14], позволяет относить эти пироксены (за исключением обр. М-5539/2, табл. 3) к типичным фассаитам. Коэффициент окисленности железа в пироксенах, рассчитанный по соотношению Fe^{3+} и Fe^{2+} в чермакитовом минерале, колеблется в пределах 0.38–0.66. Кристаллы пироксена часто обладают слабо выраженной зональностью с падением магнезиальности и увеличением доли железистого компонента при незначительном сокращении содержания натрия от ядра к краям зерен (табл. 3, рис. 3). Сравнение состава пироксенов карбонатитовых туфов Амбинского вулкана с пироксенами из типовых карбонатитовых комплексов мира показывает повышенные концентрации в них титана, алюминия, магния и отсутствие типичной для карбонатитовых ассоциаций обогащенности эгириновой молекулой. В то же время, по глиноземистости они близки пироксенам из щелочных вулканических пород основного состава, с которыми связаны проявления карбонатитов (рис. 3). Подобные высокоглиноземистые пироксены известны в Приморье в базальтах жерловых фаций неогеновых вулканических построек [3]. Однако содержание глинозема в пироксенах из карбонатитовых туфов более высокое. Шпинели в туфах по составу близки к плеонастам из лав базальтоидов и также постоянно содержат небольшое количество титана (до 1.65 мас.% TiO_2). Железистость разных зерен алюмошпинелей колеблется в широких пределах ($f = 35–51$), хотя в индивидуальных зернах содержание железа от центра к краю кристаллов меняется незначительно (табл. 3). В пироксенах из карбонатитовых туфов наблюдаются каплеобразные включения глиноземистого титаномагнетита и алюмохромистых шпинелей, близких по составу глиноземистым хромитам из лерцолитовых включений в щелочных базальтах Приморья [22]. Характерной особенностью минералогического состава карбонатитовых туфов является постоянная обогащенность их относительно крупными (до 0.5 см) идиоморфными кристаллами оранжевого, реже прозрачно-белого и вишнево-красного железисто-магнезиального кальцита тупоромбэдрического габитуса. Последние, как и другие минеральные фазы, распределены как в карбонатно-силикатной матрице основной массы, так и в карбонатных оцелях, погруженных в цементирующую массу. Кальциты нередко находятся в сростании со шпинелью и пироксеном и



сами содержат микровключения этих минералов (фото 2). В свою очередь, в клинопироксенах и шпинелях заключены двухфазные карбонатные расплавы, а также каплеобразные макровключения карбонатного расплава. В целом составы шпинелей и клинопироксенов из карбонатитовых вулканокластических пород характеризуются значительными вариациями (табл. 2, 3).

Туфолавы также обогащены белыми, реже сиреневыми обособлениями овальной формы (оцеллями) силикатно-карбонатного состава. Оцелли диаметром до 10–12 мм имеют резкие границы с основной массой. В них заключены равномерно рассеянные ликвационные “капли” карбонатного расплава (фото 2). В карбонатитовых оцеллях с отчетливо выраженной флюидальностью наблюдается согласно ориентированное распределение уплощенных карбонатных капель и лейст битовнита. Карбонатные капли иногда содержат микрокапельные выделения сульфида железа, а также обрамляются ими (фото 2). Карбонатные “глобули” имеют оранжевую окраску и по составу отвечают железисто-магнезиальному кальциту (табл. 2).

ХИМИЧЕСКИЙ И МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Базальтоиды характеризуются низким содержанием SiO_2 и относительно высоким – титана, магния, кальция и натрия (табл. 4). На классификационных диаграммах точки составов пород располагаются в полях базанитов и базальтов (рис. 4). По соотношению высокозарядных элементов породы также соответствуют внутриплитным щелочным базальтам (рис. 5). Содержание нормативного нефелина (по CIPW) в породах варьирует от 0.1 до 13%, альбита – от 12 до 25%. Базальтоиды дочернего вулкана характеризуются пониженными концентрациями оксида магния и более высокими концентрациями щелочей, крупноионных литофильных (Rb, Ba, Sr), высокоза-

Фото. 2. Фото шлифов: а – карбонатитовые оцелли с кальцитовыми глобулями (Cc), содержащими кристаллы плагиоклаза (Pl) и фассаита (Cpx); б– кристалл железисто-магнезиального кальцита (Cc) с включением хромистой шпинели (CrSp) в карбонатитовой оцелли, сложенной глобулями железистого кальцита в силикатно-карбонатной основной массе; в – глобули железисто-магнезиального кальцита (Cc), светлое – сульфидные обособления (sf). Образец М-5539/2.

Таблица 2. Состав минералов из карбонатитовых туфов Амбинского вулкана.

Минералы	Плагиоклаз				Шпинель									
	М-5534		М-5539/2		П-469/2				М-5539/2					
Образец					Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край				Вкл.
Точка замера														
SiO ₂	48.03	49.08	50.49	55.43										
TiO ₂	0.00	0.06			1.62	1.43	0.65	0.64	1.38	1.42	0.56	0.73	16.12	0.43
Al ₂ O ₃	32.63	31.07	30.63	27.74	56.78	57.62	61.12	61.49	56.90	55.85	62.41	58.83	14.87	54.23
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.02	0.00	8.85
FeO*	0.39	0.53	0.78	0.40	27.25	26.17	19.31	19.24	26.76	25.17	18.69	24.91	60.43	18.41
MnO	–	–	–	–	0.05	0.07	0.04	0.01	0.06	0.07	0.05	0.06	0.24	0.06
MgO	0.07	0.21	–	–	15.01	15.33	17.38	17.92	14.36	14.47	19.02	16.23	6.98	18.25
CaO	16.00	14.92	14.47	10.43	–	0.01	–	0.04	0.04	0.03	0.20	–	–	–
Na ₂ O	3.05	3.34	3.10	4.91	0.02	0.09	0.04	0.04	0.05	0.05	–	–	–	–
K ₂ O	–	0.22	–	0.74	0.01	–	–	0.01	–	0.02	–	–	–	–
NiO	–	–	–	–	–	–	0.10	0.04	–	–	–	–	–	–
ZnO	–	–	–	–	–	–	0.02	0.04	–	0.01	–	–	–	–
Сумма	100.17	99.43	99.47	99.65	100.74	100.72	98.66	99.47	99.55	97.09	100.93	100.78	98.64	100.23
Ап	74	70	73	54										

Минералы	Шпинель			Титаномagnetит			Карбонат					
	М-5539/2						М-5534					
Образец											Глоб.	
Точка замера	Вкл.											
SiO ₂				–	–	–						
TiO ₂	0.73	1.26	0.56	0.67	20.41	14.13	–	–	–	–	–	–
Al ₂ O ₃	46.85	57.66	62.41	53.95	5.79	14.22	–	–	–	–	–	–
Cr ₂ O ₃	15.32	0.07	0.05	–	0.19	–	–	–	–	–	–	–
FeO*	20.32	26.72	18.69	31.81	63.20	59.17	2.20	5.22	1.40	2.31	2.06	
MnO	0.15	–	–	0.11	0.40	0.33	2.30	1.09	1.00	1.07	0.75	
MgO	16.54	15.61	19.02	13.72	6.60	7.68	2.23	2.50	1.80	2.09	2.05	
CaO	0.01	–	0.02	–	0.57	0.67	55.82	47.24	52.90	47.98	47.22	
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ni												
Zn												
Сумма	99.92	101.32	100.75	100.26	97.16	96.20						
Ап												

Примечание. Анализ минералов в обр. М-5534 выполнен на микрозонде JXA-5A при ускоряющем напряжении 20 кВ в ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.А. Екимова. Для сравнения использовались искусственные и природные эталоны известного состава. Вкл. – включение в клинопироксене (обр. М-5534); Глоб. – карбонатная глобула из оцелли.

Таблица 3. Состав клиношироксенов из карбонатитовых туфов Амбинского вулкана.

	Образец П-469/2						Образец М-5534		Образец М-5539/2					
	центр	край	центр	край	центр	край								
SiO ₂	4667	4699	4597	4678	4671	4846	4679	44.70	48.24	4556	4711	4567	4799	
TiO ₂	2.20	2.28	2.97	3.00	2.80	0.90	2.32	2.05	0.70	8.95	2.21	3.19	0.77	
Al ₂ O ₃	1038	10.25	10.26	10.33	7.81	7.59	1080	9.14	7.86	6.60	8.94	6.37	9.25	
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	0.30	–	0.61	–	0.06	–	–	
FeO*	6.82	6.82	884	8.72	7.40	8.37	8.64	7.91	5.73	12.13	890	854	744	
MnO	–	–	0.10	–	0.03	0.08	0.28	0.10	0.20	0.04	0.03	0.04	0.10	
MgO	1274	12.62	11.46	10.88	12.01	1240	1181	13.81	15.53	1697	1372	1263	1500	
CaO	2064	20.62	18.99	18.50	21.86	1978	1971	20.35	19.10	9.60	18.37	21.74	18.22	
Na ₂ O	1.15	1.11	1.44	1.21	0.60	1.02	1.15	0.94	0.53	0.06	1.23	0.51	0.75	
K ₂ O	0.01	–	–	0.03	–	0.01	0.01	0.02	–	–	–	–	–	
Сумма	10061	100.69	100.08	99.45	99.22	98.61	10181	99.02	98.50	9997	10057	9869	9952	
Si	1719	1.727	1.715	1.745	1.757	1824	1715	1.690	1.798	1687	1743	1743	1774	
Al ^{IV}	0281	0.273	0.285	0.255	0.243	0.176	0.285	0.310	0.202	0.278	0.257	0.257	0.226	
Ti ^{IV}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.035	–	–	–	
Al ^{VI}	0169	0.171	0.166	0.199	0.103	0.161	0.182	0.097	0.143	–	0.132	0.030	0.176	
Ti	0061	0.063	0.083	0.084	0.079	0.025	0.064	0.059	0.020	0.214	0.062	0.092	0.022	
Cr	–	–	–	–	–	–	0.009	–	0.018	–	0.002	–	–	
Fe	0210	0.210	0.276	0.272	0.233	0.263	0.264	0.250	0.179	0.376	0.276	0.273	0.231	
Mn	–	–	0.003	0.002	0.001	0.002	0.009	0.003	0.007	0.002	0.001	0.002	0.003	
Mg	0699	0.691	0.637	0.605	0.673	0.695	0.645	0.779	0.862	0.937	0.756	0.718	0.826	
Ca	0814	0.812	0.759	0.739	0.881	0.798	0.772	0.825	0.764	0.381	0.729	0.890	0.721	
Na	0082	0.079	0.104	0.087	0.043	0.074	0.081	0.068	0.038	0.004	0.089	0.037	0.053	
K	–	–	–	0.001	–	–	–	0.002	–	–	–	–	–	
Сумма	4035	4.026	4.028	3.989	4.013	4.018	4.026	4.083	4.031	3914	4.047	4.042	4.032	
f	23.1	23.3	30.3	31.0	25.7	27.5	29.0	24.3	17.2	28.6	26.7	27.5	22.7	
Wo	47.2	47.4	45.4	45.8	49.3	45.4	46.0	44.5	42.3	22.5	41.4	47.3	40.6	
En	40.6	40.4	38.1	37.4	37.7	39.6	38.3	42.0	47.8	55.3	42.9	38.2	46.5	
Fs	12.2	12.2	16.5	16.8	13.0	15.0	15.7	13.5	9.9	22.2	15.7	14.5	12.9	

Базальтоиды и карбонатитовые туфы Амбинского вулкана

Таблица 4. Химический (мас. %) и микроэлементный (г/т) состав базальтоидов и карбонатитовых туфов Амбинского вулкана.

№ обр.	П-490/1	П-491/1	П-492/1	П-492/3	П-496/4	П-492/5	Г-425/6	Ас-1	М-5407/1
№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44.56	44.18	43.89	43.39	43.94	44.77	45.52	45.78	46.63
TiO ₂	2.20	2.31	2.41	2.27	1.97	2.17	2.56	2.07	2.25
Al ₂ O ₃	15.81	15.37	17.00	15.34	14.70	15.79	16.96	15.20	17.89
Fe ₂ O ₃	2.50	8.59	9.65	6.70	5.51	3.48	5.16	2.52	4.69
FeO	7.40	2.52	1.31	3.71	4.55	6.30	3.96	7.69	5.08
MnO	0.18	0.19	0.12	0.18	0.14	0.16	–	0.02	0.16
MgO	9.00	6.43	3.06	9.36	7.34	9.91	7.09	9.82	5.61
CaO	9.50	9.57	10.62	9.74	10.15	9.76	10.07	10.06	8.34
Na ₂ O	3.03	2.85	2.45	2.36	3.28	2.62	2.90	2.20	3.36
K ₂ O	0.68	0.66	0.91	0.69	1.26	1.05	0.95	0.72	1.43
P ₂ O ₅	0.42	0.40	0.46	0.41	0.39	0.39	0.39	0.78	0.44
CO ₂									
H ₂ O ⁺	0.51	1.99	1.91	0.85	1.39	0.34	–	–	0.70
п.п.п.	3.83	4.51	5.72	4.57	4.88	3.11	4.30	3.01	3.12
Сумма	99.62	99.57	99.51	99.57	99.50	99.85	100.26	99.87	99.70
Ni	160	160	110	120	120	167			65
Co	46	44	39	36	28	49			23
Cr	210	190	48	170	170	217			66
V	140	150	170	150	120	236			130
Rb	15	23	84	15	12	27			58
Cs									18.4
Sr	766	724	918	821	782	1085			1303
Ba	706	657	518	781	771	528			1084
Y	16	23	29	29	24	25			34
Zr	158	168	222	165	194	180			225
Nb	31	31	34	36	32	39			38
Ta	6	5	6	6	6	2			2.7
Hf	–	–	7.0	7.0	7.0	4.1			5.6
La						25			68
Ce						53			118
Pr						6.7			16
Nd						25			70
Sm						4.9			12
Eu						1.92			3.4
Gd						5.2			10
Tb						0.7			1.3
Dy						4.4			6.8
Ho						0.9			1.3
Er						2.1			3.65
Tm						0.33			0.48
Yb						1.80			2.47
Lu						0.26			0.41
Pb						2.2			4.2
Th						2.83			5.52
U						0.80			0.85
Th/U						3.5			6.5
K/Nb	91.0	88.3	111.0	75.5	163.0	111.7			156.1
Ce/Pb						25.0			28.1

Примечание. 1–8 – Амбинский вулкан; 9–13 – периферическая вулканическая постройка в бассейне р. Бол. Ананьевка; 15–16 – туфы карбонатитов и 17 – карбонатитовая оцелль из карбонатитовых туфов Амбинской постройки. Аномальная концентрация Rb в обр. М-5539/2 (помечено звездочкой) ошибочна и в работе принимается значение 3.97 г/т, пересчитанное относительно нормированных (по хондриту) концентраций Ce и Nd. Силикатные анализы выполнены в аналитическом центре ДВГИ РАН методом мокрой химии,

Таблица 4. (Продолжение).

№ обр.	М-5704/2	М-5426	М-5428	М-5517	М-5430	М-5539/2	П-496/2	М-5537
№ пп	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	46.69	45.78	46.22	45.16	54.68	30.93	33.36	23.31
TiO ₂	2.41	2.28	2.31	2.34	2.21	1.13	1.30	1.88
Al ₂ O ₃	17.86	16.99	17.44	17.30	14.27	12.62	11.53	11.70
Fe ₂ O ₃	5.69	5.41	5.15	8.05	3.15	3.04	4.17	2.64
FeO	4.67	5.49	4.97	2.68	4.97	2.34	1.85	1.52
MnO	0.19	0.13	0.13	0.42	0.24	0.46	0.17	0.33
MgO	4.60	6.09	5.69	5.39	3.65	4.60	6.81	2.76
CaO	9.07	9.26	8.53	11.21	5.91	22.72	16.29	27.72
Na ₂ O	2.46	3.44	3.67	2.40	2.92	0.90	1.03	0.88
K ₂ O	2.16	1.16	0.88	0.88	3.32	0.56	0.64	0.15
P ₂ O ₅	0.61	0.59	0.56	0.56	0.85	0.23	0.25	–
CO ₂						13.95	14.07	20.93
H ₂ O ⁻	0.74	0.30	0.68	1.94	0.58	1.79	2.60	1.03
п.п.п.	2.47	2.78	3.38	4.20	2.81	4.91	6.46	4.78
Сумма	99.62	99.70	99.61	99.53	99.56	100.18	100.53	99.63
Ni	65		130				100	
Co	23		33				28	
Cr	66		115				69	
V	130		140				110	
Rb						23		
Cs						5.31		
Sr						518		
Ba						527		
Y						18		
Zr						90		
Nb						13		
Ta						5.31		
Hf						2.7		
La						19		
Ce						30		
Pr						39*		
Nd						18		
Sm						3.3		
Eu						1.13		
Gd						3.7		
Tb						0.56		
Dy						3.23		
Ho						0.60		
Er						2.12		
Tm						0.26		
Yb						1.42		
Lu						0.21		
Pb						4.5		
Th						2.18		
U						0.69		
Th/U						3.1		
K/Nb						178.8		
Ce/Pb						6.6		

аналитик Л.И. Алексеева; микроэлементы в образцах П-492/5, М-5407/1, М-5539/2 – методом ICP-MS в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск), аналитик Г.П. Сандмирова; остальные – данные оптической спектроскопии (Ni, Co, Cr, V) и рентгенофлуоресцентного анализа, аналитики Л.И. Азарова и Е.А. Ноздрачев (ДВГИ ДВО РАН). Обр. Г-425-6 – данные А.А. Вржосека (1968 г.). Обр. Ас-1 – данные А.А. Асипова (1960 г.). Прочерк – не обнаружено, пропуск – нет данных.

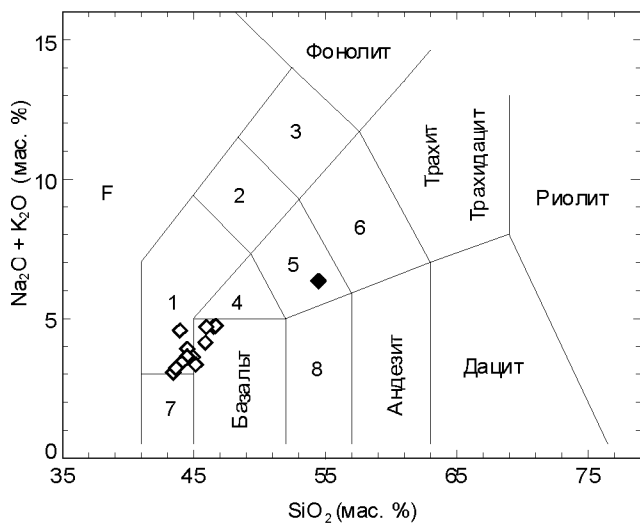


Рис. 4. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [31] для базальтоидов Амбинского вулкана. Цифрами обозначены поля: 1 – базальты ($\text{OI} > 10\%$) и тефриты ($\text{OI} < 10\%$); 2 – фонотефриты; 3 – тefрофонолиты; 4 – трахибазальты; 5 – базальтовые трахиандезиты; 6 – трахиандезиты; 7 – пикробазальты; 8 – базальтовые андезиты.

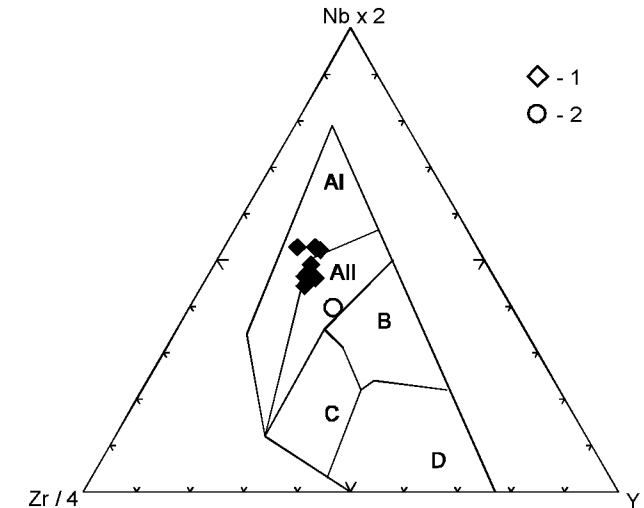
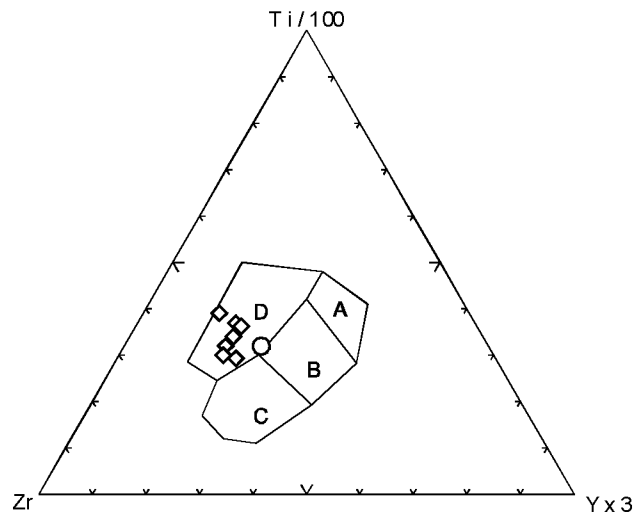


Рис. 5. Диаграммы $\text{Zr} - \text{Ti} - \text{Y}$ [33] и $\text{Zr} - \text{Nb} - \text{Y}$ [32] для базальтоидов (1) и карбонатитовых туфов (2) Амбинского вулкана.

Поля на диаграмме $\text{Zr}-\text{Ti}-\text{Y}$: А – островодужные толеиты; В – базальты срединно-океанических хребтов (MORB), островодужные толеиты и известково-щелочные базальты; С – известково-щелочные базальты; D – внутриплитные базальты. Поля на диаграмме $\text{Zr}-\text{Nb}-\text{Y}$: AI – внутриплитные щелочные базальты, AII – внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты; В – E-тип базальтов MORB; С – внутриплитные толеиты и островодужные базальты; D – N-тип базальтов MORB и островодужные базальты

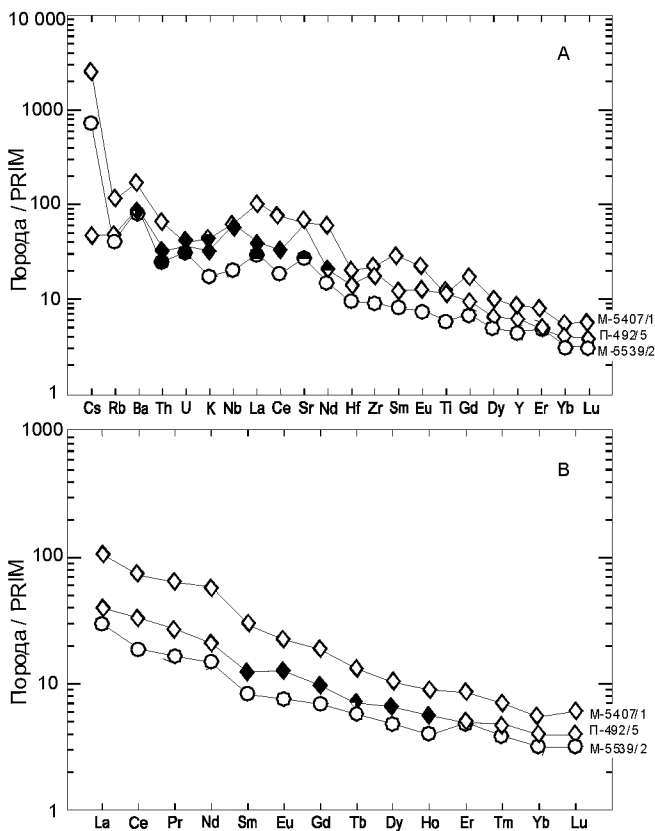


Рис. 6. Диаграммы нормированного к примитивной мантии [34] распределения несовместимых (а) и редкоземельных (б) элементов в базальтоидах и карбонатитовых туфах Амбинского вулкана.

Содержания микроэлементов в породах приведены в таблице 4. М-5407/1, П-492/5 – базальтоиды, М-5539/2 – карбонатитовый туф.

рядных (Zr, Th) и редкоземельных элементов. В трахиандезибазах концентрации оксидов глинозема, магния и кальция падают, а калия – возрастают (табл. 4). Для карбонатитовых туфов в отличие от типичных карбонатитов характерны повышенные концентрации кремнезема, глинозема и титана. Содержание оксида кальция значительно варьирует (табл. 4). По соотношению высокозарядных элементов карбонатиты близки базальтоидам Амбинского вулкана (рис. 5). Породы характеризуются высокими концентрациями когерентных (Ni, Cr, V), крупноионных литофильных (Sr, Ba и Cs), а также высокозарядных (Zr) элементов. На графике распределения микроэлементов, нормированных к примитивной мантии, базальтоиды имеют максимумы по Ba, Nb–La, Sr и минимум по Hf. Для карбонатитовых туфов также характерны максимумы по Cs, Ba, La, Sr и минимумы по Th, K, Ce. Тренды распределения редкоземельных элементов в базальтоидах и карбонатитовых туфах имеют умеренно фракционированный характер с отрицательным наклоном (рис. 6). Геохимической особенностью базальтоидов и связанных с ними карбонатитов являются высокие концентрации цезия. Подобная обогаченность цезием отмечалась для пород даянского щелочно-пикритового комплекса в Приамурье [10] и пикрит-меймечитового комплекса Приморья [8]. Возможно, это обусловлено щелочно-углекислотной флюидной спецификой эволюции щелочно-базитовых магм.

Изотопный состав углерода и кислорода в кальцитах из базальтоидов (обр. П-492/9: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -13.5\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{Smow}} = 15.7\text{‰}$) и карбонатитовых туфов (обр. М-5533: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -5.9\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{Smow}} = 16.2\text{‰}$; обр. М-5534: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -6.0\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{Smow}} = 14.9\text{‰}$) заметно отличается от такового в кальцитах из пермских известняков фундамента постройки ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = +2.0\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{Smow}} = +23.2\text{‰}$, данные из работы [7]) и отвечает (по $\delta^{13}\text{C}$) карбонатитовым значениям. По соотношению изотопного состава кислорода и углерода в кальцитах карбонатитовые туфы близки карбонатитам из щелочных и ультраосновных вулканитов Камчатки, а карбонаты из базальтоидов характеризуются более низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты геологического и петрологического изучения вулканических пород Амбинской постройки позволяют рассмотреть некоторые вопросы генезиса базальтоидов и карбонатитовых туфов, связанных с эксплозивными фазами вулканической активности.

Базальтоидный вулканизм Амбинской впадины, проявленный 24±3 млн лет назад (табл. 5), суще-

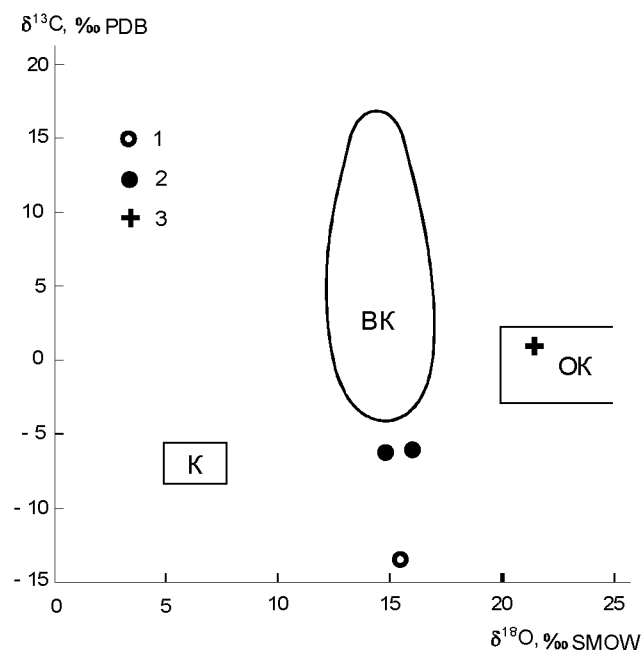


Рис. 7. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода в карбонатах из базальтоидов (1) и карбонатитовых туфов (2) Амбинского вулкана и мраморизованных известняков барабашской свиты (3).

Линиями ограничены поля: К – типичных магматических карбонатитов; ВК – карбонатитов щелочных базальтов и ультраосновных вулканитов Камчатки; ОК – осадочных карбонатов, по данным из работы [16].

ственно отличен по составу и характеру эволюции от синхронного с ним олигоцен-раннемиоценового вулканизма других рифтогенных впадин юго-западного Приморья – Синеутесовской и Пойменной (Славянской). В Пойменной впадине в раннем миоцене происходили извержения базальтов, андезитов и дацитов, выделенных в составе славянского комплекса [21]. Радиоизотопное датирование дацитов, завершающих гомодромное развитие вулканизма этого комплекса, показало Rb–Sr изохронный возраст 22.9±0.3 млн лет [18]. В Синеутесовской впадине, расположенной в 30 км к юго-западу от Амбинского вулкана, в этот период происходили извержения трахибазальтов, K–Ag возраст которых составляет 22.0±1.0 млн лет [17]. Высокоглиноземистые калиевые базальты славянского комплекса имеют отчетливо выраженные “субдукционные” геохимические характеристики, а более поздние андезиты и дациты приобретают геохимические характеристики коровых расплавов [18]. Особенности геохимического состава трахибазальтов Синеутесовской впадины также свидетельствуют о взаимодействии базальтовых расплавов с кислым материалом юры [17].

Таблица 5. Результаты определений К-Аг возраста базальтоидов Амбинской постройки.

Номер образца	Порода	Привязка	Калий, % ±σ	⁴⁰ Аг _{рад} (нг/г) ±σ	Возраст, млн лет ±2σ
О-1974/1	Базальтоид	Руч. Кедровка, лев. приток р. Амба	0,81±0,015	1,35±0,08	24±3

Примечание. Определения выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ³⁸Аг; определение калия – методом пламенной спектrophотометрии. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_{Pb} = 4,962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; ⁴⁰К = 0,01167 (ат.%). Аналитик В.А. Лебедев. Неопубликованные результаты анализа образца любезно представлены членом-корреспондентом РАН В.Г. Сахно.

По петрогеохимическим характеристикам базальтоиды Амбинского вулкана близки раннемиоценовым внутриплитным субщелочным базальтам сопредельных районов Восточного Китая [23, 27].

Эволюция базальтоидов Амбинского вулкана, приведшая к появлению карбонатно-силикатных расплавов и их расслоению, очевидно, также определялась ассимиляцией корового материала, в данном случае карбонатного, представленного мраморизованными известняками барабашской свиты. Следует отметить, что мощность горизонта известняков, залегающих под вулканом и выходящих на поверхность в 8 км к западу от него, составляет 400 м. Появление в дочернем вулкане Амбинской постройки трахиандеибазальтов, содержащих зерна ксеногенного кварца, со всей очевидностью свидетельствует об ассимиляции базальтоидной магмой кислого материала коры в промежуточном очаге.

По данным [18], мантийные и коровые компоненты кайнозойских вулканических пород Приморья хорошо различаются по соотношениям в них Се/Pb и К/Nb, отражающим состав плавящегося субстрата. Эти отношения не меняются в процессе кристаллизационной дифференциации базальтовых магм [35]. В базальтоидах Амбинского вулкана отношения Се/Pb (25.0–28.1) и К/Nb (75.5–156.1) в целом соответствуют таковым в океанических базальтах [35], отличаясь от них более высокими концентрациями ниобия относительно калия. В карбонатах отношение Се/Pb понижается до 6.6, а К/Nb возрастает до 178.8. Отношение Th/U в базальтоидах и карбонатах варьирует от 3.2 до 6.5, также соответствуя таковому в океанических базальтах. Проявление базальтоидного вулканизма Амбинской впадины, очевидно, связано с импульсным внедрением подлитосферных

выплавов и фиксирует начальную стадию позднекайнозойского цикла вулканизма, синхронного спрединговым процессам раскрытия Японского моря на рубеже олигоцена-миоцена [18]. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о глубинном источнике базальтоидов Амбинского вулкана без существенного взаимодействия родоначальных расплавов с кислым материалом коры. Однако снижение в карбонатах значений Се/Pb указывает на вовлечение в плавление корового материала, представленного известняками, т.к. К/Nb и Th/U отношения в этих породах практически не меняются (табл. 4).

Особенности состава минералов вкрапленников в базальтоидах (оливина, фассаита и плеонаста) и необычно высокая концентрация глиноземистых фаз (фассаита и алюмошпинели) в карбонатитовых туфах, с незначительным содержанием в шпинелях титана, отражают процесс десиликации базальтоидного расплава при ассимиляции карбонатного вещества, приводящей к образованию способной к расслоению высокотемпературной силикатно-карбонатной магмы в условиях высокого газового давления CO₂ [11, 12]. Термальное разложение карбонатов с растворением в базальтовой магме оксида кальция и накоплением CO₂ в условиях закрытой магматической камеры может приводить к периодическому проявлению автоклавного газового эффекта и мощным взрывным извержениям.

Присутствие высокоглиноземистых магматических клинопироксенов в вулканических породах обычно интерпретируется как показатель высоких Р-Т условий кристаллизации, что согласуется с экспериментальными данными [24] и, как правило, используется для оценки глубины генерации и параметров кристаллизации различных вулканических серий

[5]. В то же время, образование высокоглиноземистых фассаитовых клинопироксенов в парагенезисах со шпинелью (обычная ассоциация в скарнах) может определяться химическими факторами и происходить при ассимиляции алюмосиликатной магмой карбонатного вещества с последующей десиликацией и деполимеризацией магматического расплава [4]. Это обусловлено сменой в алюмосиликатных группировках координационной позиции глинозема ($^{IV}Al \rightarrow ^{VI}Al$), что смещает систему в поле кристаллизации фассаита и шпинели при низких P-T параметрах. Резкое расширение поля кристаллизации глиноземистых фаз (фассаита, шпинели) обусловлено десиликацией расплава, насыщением его карбонат-анионом CO_3^{2-} и ограничением растворимости Al и Cr [2]. Ильменит-магнетит-плагиоклаз-оливиновый парагенезис базальтовой области сменяется шпинель-фассаит-титаномagnetит-кальцитовым.

Кристаллизация высокоглиноземистых минералов (фассаита) также может происходить в процессе взаимодействия алюмосиликатного расплава с глубинным щелочно-карбонатным флюидом, определяющим, например, специфику режима формирования уртит-ийолиговых с карбонатитами интрузивных комплексов Тувы и Кузнецкого Алатау, детально описанных в работе [9].

Процесс образования капель карбонатной жидкости в базитовых магмах как одно из проявлений карбонатно-силикатной ликвации может быть вызван высоким сродством углекислоты к кальцию, приводящим к его экстракции из силикатных расплавов при прохождении через них значительных объемов газовых пузырей, т.е. при барботировании их углекислым флюидом, подобно модели [15, 26], либо ассимиляцией карбонатного материала и рециклингом карбонатов через магматический расплав с изменением его изотопно-геохимических характеристик. Так, изотопные величины углерода в кальцитах из известняков барабашской свиты, развитых в составе пород фундамента Амбинского вулкана ($\delta^{13}C_{PDB} = +2.0\%$), отвечают области осадочных карбонатов, а в карбонатитовых туфах уже соответствуют типичным карбонатитам ($\delta^{13}C_{PDB} = -5.9$ и -6.0%). Изотопный состав кальцита из базальтов при низкой величине $\delta^{13}C$ (-13.5%) по $\delta^{18}O$ соответствует кальцитам из карбонатитовых туфов (рис. 7).

Предельное накопление в силикатной системе кальция и обогащение углекислотным флюидом делает её неустойчивой, что способствует эффективно-му расслаиванию с обособлением карбонатной жидкости [13]. Глобулярные, микрокапельные карбонатные выделения в силикатных расплавах рассматриваются нами, аналогично [25, 28–30], как существо-

вание двух находящихся в равновесии, несмешивающихся жидкостей.

Химический состав карбонатитовых туфов и ликвационных оцеллей, по сравнению с составом типичных карбонатитов, обогащен силикатной составляющей и характеризуется пониженными концентрациями REE, Nb, Zr, даже относительно базальтоидов Амбинского вулкана (табл. 4). Это согласуется с выводами [13] о распределении REE в силикатный расплав (относительно карбонатного) при карбонатно-силикатной ликвации в существенно известковых низкощелочных системах. Карбонатитовые туфы Амбинской вулканической постройки могут служить модельным примером такого процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые выявлено проявление вулканических карбонатитовых туфов, связанных с неогеновыми умереннощелочными базальтоидами Амбинского вулкана на юго-западе Приморья.

Геологические наблюдения и петрологические данные свидетельствуют о формировании слоистой вулканокластической пачки карбонатитовых туфов и туфолав в результате неоднократных направленных вулканических взрывов с образованием газонасыщенных пирокластических потоков, отложившихся в пониженных, часто обводненных участках рельефа.

Породы Амбинской вулканоструктуры отвечают составу недифференцированных умереннощелочных базальтоидов внутриплитного типа с признаками ассимиляции корового карбонатного (Амбинский вулкан) и кислого (периферическая вулканическая постройка) материала.

Образование карбонатитового расплава, сопроваждавшееся одновременной десиликацией с массовым выделением шпинели, фассаита и пересыщением силикатной системы кальцием, обусловлено сложными процессами взаимодействия силикатного и карбонатного вещества, включающими ассимиляцию и карбонатно-силикатное расслаивание. Обоснование данной модели косвенно подтверждается пространственной приуроченностью Амбинской вулканической постройки к выходам мраморизованных известняков и отражается в “утяжеленном” составе изотопов кислорода. Предельное накопление в силикатной системе кальция и обогащение углекислотным флюидом делает её неустойчивой и приводит к расслаиванию с обособлением карбонатной жидкости. Глобулярные, микрокапельные карбонатные выделения в силикатных расплавах отражают существование двух находящихся в равновесии, несмешивающихся жидкостей.

Термальное разложение карбонатов с растворением в базальтовой магме оксида кальция и накоплением CO_2 в условиях закрытой магматической камеры привело к неоднократному проявлению автоклавного газового эффекта, обуславливающего не характерные для подобного типа базальтоидов мощные эксплозивные извержения.

Генезис карбонатитовых туфов Амбинского вулкана является модельным примером ликвационного отделения карбонатного расплава в умереннощелочной неагпаитовой базальтовой системе.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов “Дальний Восток” РФФИ-ДВО РАН (№№ 06-05-96140, 06-08-96012 и 06-05-96159) и ДВО РАН (№ 06-III-A-08-319).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Б.И. Объяснительная записка к геологической карте 1:200 000. Лист К-52-ХП, XVIII. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 110 с.
2. Гирниж А.В., Булатов В.К., Брай Г.П. Переход кимберлитовых расплавов в карбонатитовые при мантийных параметрах: экспериментальное изучение // Петрология. 2005. Т. 13, № 1. С. 9–18.
3. Денисов Е.П. Состав авгитовых включений в щелочных базальтоидах // Геология и геофизика. 1973. Т. 14, № 3. С. 34–41.
4. Дубровский М.И. Генерация карбонатно-алюмосиликатных магм // Зап. ВМО. 2004. № 6. С. 8–29.
5. Есин С.В., Логвинов В.М., Ащепков И.А. Мегакристаллы глиноземистых клинопироксенов из щелочных базальтоидов Минусинской впадины Байкальской рифтовой зоны и Восточного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 7. С. 101–110.
6. Ефимов А.Ф. Типоцизм породобразующих темноцветных минералов щелочных пород. М.: Наука, 1983. 256 с.
7. Захаров Ю.Д., Борискина Н.Г., Попов А.М. Реконструкция условий морской среды позднего палеозоя и мезозоя по изотопным данным на примере Севера Евразии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 98 с.
8. Иванов В.В., Колесова Л.Г., Ханчук А.И. и др. Находки алмазов в юрских породах меймечиг-пикритового комплекса Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Докл. РАН. 2005. Т. 406, № 1. С. 72–75.
9. Кононова В.А. Уртит-ийолитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 104 с.
10. Максимов С.О., Мойсеенко В.Г., Сахно В.Г. Калиевые основные породы эруптивных трубок восточной окраины Буреинского массива // Докл. РАН. 2001. Т.379. № 6. С. 797–801.
11. Максимов С.О., Попов В.К. Карбонатно-силикатная несмешимость в базальтоидах и генезис “коровых” карбонатитов // Ежегодный семинар “Геохимия магматических пород” (ГЕОХИ РАН) / Тр. науч. школы “Щелочной магматизм Земли” 26–27 апреля. Москва М., 2005. С.102–105.
12. Максимов С.О., Попов В.К. Первая находка карбонатитовых туфов в кайнозойской базальтовой постройке Юго-Западного Приморья // Докл. РАН. 2006. Т. 408. № 3. С. 375–380.
13. Маракушев А.А., Сук Н.И. Карбонатно-силикатное магматическое расслаивание и проблема генезиса карбонатитов // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 5. С. 681–684.
14. Минералы. Справочник. Том III, вып. 2. / Отв. ред. Н.Н. Смольянинова. М.: Наука, 1981. 615 с.
15. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза М.: Наука, 1973. 298 с.
16. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с.
17. Попов В.К., Рассказов С.В., Черыжов И.Ю. и др. Калий-аргоновые датировки и геохимические характеристики кайнозойских трахибазальтов и трахиандезитов Приморья // Ежегодный семинар “Геохимия магматических пород” (ГЕОХИ РАН) / Тр. науч. школы “Щелочной магматизм Земли” 26–27 апреля. Москва. М., 2005. С.133–135.
18. Рассказов С.В., Ясныгина Е.В., Саранина Е.В. и др. Кайнозойский магматизм Юго-Западного Приморья: импульсное плавление мантии и коры // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С.3–31.
19. Решения 4-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Хабаровск: Хабаровское ХГТГП. 1994 (препр.). 124 с.
20. Самойлов В.С. Карбонатиты (фашии и условия образования). М.: Наука, 1977. 292 с.
21. Сясько А.А., Вржосек А.А., Дубинский А.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист К-52-ХП, XVIII: Объясн. записка. СПб., 2002. 249 с.
22. Щека С.А. Базаит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 168 с.
23. Basu A.R., Junwen W., Wankang H. et al. Major element, REE, and Pb, Nd, and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105, N 1–3. P. 149–169.
24. Bultitude R.J., Green D.H. Experimental study of crystal-liquid relationships at high pressure in olivine nephelinite and basanite compositions // J. Petrol. 1971. V. 1, N 12. P. 121–147.
25. Dawson J.B. Peralkaline nephelinite-natrocarnatite relationships at Oldoinyo Lengai, Tanzania // J. Petrol. 1998. V. 39. N 11–12. P. 2077–2094.
26. Egglar D.H. The effect of CO_2 upon partial melting of peridotite in the system $\text{Na}_2\text{-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$ to 35 kb, with an analysis of melting in a peridotite $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ system // Amer. J. Sci. 1978. V. 278, N 3. P. 305–343.
27. Fan Q., Hooper P. R. The Cenozoic basaltic rocks of Eastern China: petrology and chemical composition // J. Petrol. 1991. V. 32, N 4. P. 765–810.
28. Ferguson J., Currie K.L. Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dikes at Callander Bay, Ontario // J. Petrol. 1971. V. 12, N 3. P. 561–585.
29. Freestone I.C., Hamilton D.L. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites – an experimental study // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73, N 2. P. 105–117.
30. Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. Liquid immiscibility and origin of alkali-poor carbonatites // Mineral. Magazine. 1988. V. 52, N 1. P. 43–55.

31. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms / Ed. Le Maitre/ Blackwell, Oxford, 1989. 193 p.
32. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-oceans ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geol. 1986. V. 56, N 3–4. P. 207–218.
33. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19, N 2. P. 290–300.
34. Sun S.-S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmoch. Acta. 1982. V. 46, N 2. P. 179–192.
35. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication. 1989. N 42. P. 313–345.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

V.K. Popov, S.O. Maksimov, A.A. Vrzhosek, V.M. Chubarov

Basaltoids and carbonatite tuffs of Ambinsky Volcano (Southwest Primorye): geology and genesis

The paper offers the first results of petrological study of the Early Miocene basaltoids and spinel-fassaite tuffs of carbonatites from the Ambinsky volcanic structure in Southwest Primorye. The features of the Ambinsky Volcano geological structure and sections of lava and pyroclastic units composing the volcano edifice, as well as the stratified section of carbonatite tuffs are considered. The chemical composition of rocks and mineral assemblages from basaltoids and carbonatite tuffs is characterized. Compositionally, the basaltoids correspond to the non-differentiated moderately alkaline intraplate type. Petrographic features of carbonate-silicate stratification have been identified in the basaltoids and carbonatite tuffs. It is assumed that the formation of the carbonatite melt that was accompanied with simultaneous desilication with mass separation of spinel and fassaite and oversaturation of the silicate system with calcium was due to limestone assimilation with subsequent transformation of the melt structure, and liquation. The thermal decay of carbonates attended by dissolution of calcium oxide in basaltic magma and CO₂ accumulation in conditions of the closed magmatic chamber resulted in the autoclave gas effect, which was responsible for heavy explosive eruptions which are not characteristic of such type of volcanic rocks. The genesis of carbonatite tuffs of Ambinsky Volcano is a model example of liquation separation of carbonate melt in the moderately alkaline non-alkalic basaltic system.

Key words: geology, volcanism, petrology, basaltoids, carbonatites, desilication, Primorye.

ДИСКУССИЯ

МОЖЕТ ЛИ КАРБОНАТНОЕ ВЕЩЕСТВО, МОБИЛИЗОВАННОЕ ЩЕЛОЧНОБАЗАЛЬТОИДНЫМИ РАСПЛАВАМИ ИЗ ЭКЗОГЕННЫХ КАРБОНАТОВ, ОТНОСИТЬСЯ К КАРБОНАТИТАМ?

С.В. Рассказов

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Статья В.К. Попова с соавторами [6] претендует на открытие олигоцен-миоценовых карбонатитов на территории Юго-Западного Приморья. Высокощелочные мелилит-оливиновые нефелиниты во зрастом около 6 млн лет – производные карбонатизированного мантийного источника – известны в Юго-Западной Японии [12], поэтому находка молодых “карбонатитов” в Юго-Западном Приморье приобретает особое звучание, во-первых, с точки зрения выявления особых структурных условий развития магматизма этого типа на континентальной окраине, а во-вторых – выделения перспектив поисков молодого оруденения. Стремление В.К. Попова и др. априори видеть в рассматриваемых карбонатных породах исключительно карбонатиты, к сожалению, уводит их от рассмотрения других возможных вариантов генетической интерпретации полученных материалов.